

3<sup>o</sup> EDICIÓN

# EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO

Una introducción a la Geología Histórica

Juan L. Benedetto



CAP 6

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS  
Córdoba, Argentina

2018

## EL PALEOZOICO TARDÍO Y LA FORMACIÓN DE PANGEA

- 
- 6.1 Introducción
  - 6.2 Paleogeografía y paleoclimatología del Neopaleozoico
  - 6.3 Cronoestratigrafía del Carbonífero y Pérmico
  - 6.4 Las cuencas europeas y la orogenia Hercínica
  - 6.5 Los bosques de helechos, las cuencas hulleras y la radiación de los reptiles
  - 6.6 Faunas marinas Tetianas, Boreales y Gondwánicas
  - 6.7 El Paleozoico superior en Australia y los problemas de la correlación intercontinental
  - 6.8 El Misisipiano y el Pensilvaniano de América del Norte: el enigma de los ciclotemas
  - 6.9 La deformación final de los Apalaches y la retracción del mar en el Pérmico
  - 6.10 Los Montes Atlas y los Mauritánides africanos
  - 6.11 El Paleozoico superior en Venezuela y Colombia
  - 6.12 El Carbonífero y Pérmico de Perú, Chile, Bolivia y norte de Argentina
  - 6.13 Correlación entre las cuencas de Paraná, Sauce Grande, Karoo, Malvinas, Antártida y la India
  - 6.14 El Paleozoico superior en el centro-oeste de Argentina y Patagonia
  - 6.15 Historia sedimentaria del Paleozoico superior. El magmatismo Choiyoi
  - 6.16 Las glaciaciones y el movimiento de Gondwana
  - 6.17 ¿Es alóctona la Patagonia?
  - 6.18 Los basaltos de Siberia y la gran extinción
- 

### 6.1 INTRODUCCIÓN

Como vimos en el comienzo del libro, las marcadas semejanzas en la estratigrafía y los fósiles de las sucesiones del Carbonífero y Pérmico de la India, Sudáfrica y Sudamérica fueron la piedra angular de la hipótesis de la deriva continental de Wegener. El concepto de *geosinclinal de Samfrau*, desarrollado por Alexander Du Toit en 1927 (Fig. 6.1), otorgó un decisivo sustento a la existencia del continente de Gondwana y su posterior fragmentación (ver § 1.2). Actualmente las similitudes entre la los cinturones plegados de Ventana y del Cabo están fuera de toda duda. Las semejanzas son patentes en la estratigrafía, los fósiles, los indicadores paleoclimáticos y la historia de relleno y deformación de ambas cuencas (López-Gamundí y Rosello, 1998), lo que corrobora que estas regiones, junto con Antártida, estuvieron en conti-

nuidad y se mantuvieron amalgamadas hasta mediados del Mesozoico.

Durante el Paleozoico, Gondwana tuvo su dinámica propia. A fines del Silúrico comenzó a aproximarse al continente de Laurusia con el cual entró en colisión durante el Carbonífero. Finalmente, la acreción de otras placas hasta entonces independientes, como el vasto continente de Siberia, terminó de dar forma al supercontinente que Wegener denominó **Pangea**. Como veremos, este gran continente Permotriásico tuvo una configuración muy diferente de la 'pangea' proterozoica Rodinia.

La amalgama de bloques continentales al final del Paleozoico estuvo asociada con eventos tectónicos y magmáticos a gran escala, tales como la formación del orógeno colisional Varísico o Hercínico que se extiende a lo largo de Europa y norte de Gondwana, el orógeno

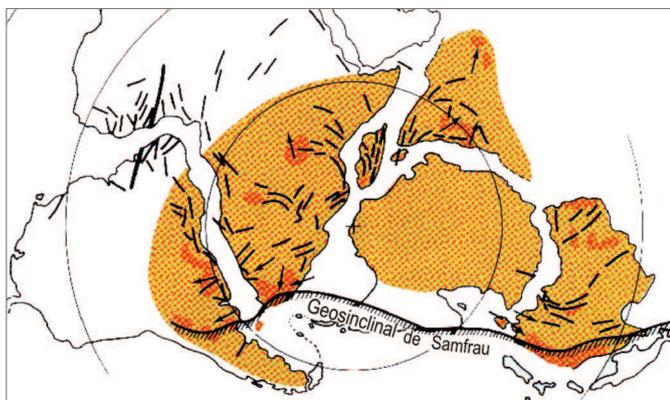


Figura 6.1. Posición del Geosinclinal de Samfrau de acuerdo a Alexander Du Toit. Las áreas coloreadas corresponden a las cuencas con sedimentación gondwánica, las líneas negras son direcciones estructurales y las flechas marcan el sentido del flujo del hielo (áreas más rojizas).

colisional de los Montes Urales (Uraliano) y el orógeno colisional Aleganiano del este de América del Norte y su contraparte en el noroeste de África, los Mauritánides. A lo largo de los márgenes ‘pacíficos’ de Gondwana, por el contrario, continuó la subducción activa (Fig. 6.2) hasta que el orógeno **Terra Australis** culminó su historia con la orogenia Gondwánica a fines de la Era Paleozoica, entre ~300 y 250 Ma. De acuerdo a Cawood (2005), la evolución de este orógeno acrecional se inició a partir de

la ruptura de Rodinia y estuvo ligada a los grandes ciclos de amalgama y dispersión continental. Los orógenos colisionales en el interior de Pangea tuvieron su correlato con la formación de orógenos acrecionales en su periferia. Esto, a su vez, estaría relacionado con un ajuste de la cinemática de las placas a escala global (Cawood y Buchan, 2007). Al cesar la subducción por la colisión de Gondwana con Laurasia, la tasa de convergencia de placas en los márgenes del supercontinente se aceleró para compensar la continuada generación de fondo oceánico. Esta hipótesis se basa en el principio de que el radio terrestre se mantuvo constante a través del tiempo. De este modo, el margen acrecional gondwánico pasó de una fase de ‘retroceso’ a una de ‘avance’. En la primera, la placa continental retrocede respecto de la fosa oceánica (*roll-back*) produciendo extensión cortical, formación de cuencas de trasarco y el eventual desprendimiento de fragmentos del borde de la placa continental, como el terreno parautoctono de Arequipa, mientras que en la fase de avance ocurre lo inverso, es decir, la placa continental se mueve sobre la placa oceánica produciendo compresión a lo largo del margen (para más detalles ver capítulo 9, apartado § 9.10).

Pangea se estructuró durante una etapa climática fría (*icehouse*). El casquete de hielo polar alcanzó su mayor extensión entre fines del Carbonífero y comienzos del Pérmico. A mediados del Pérmico, el manto de

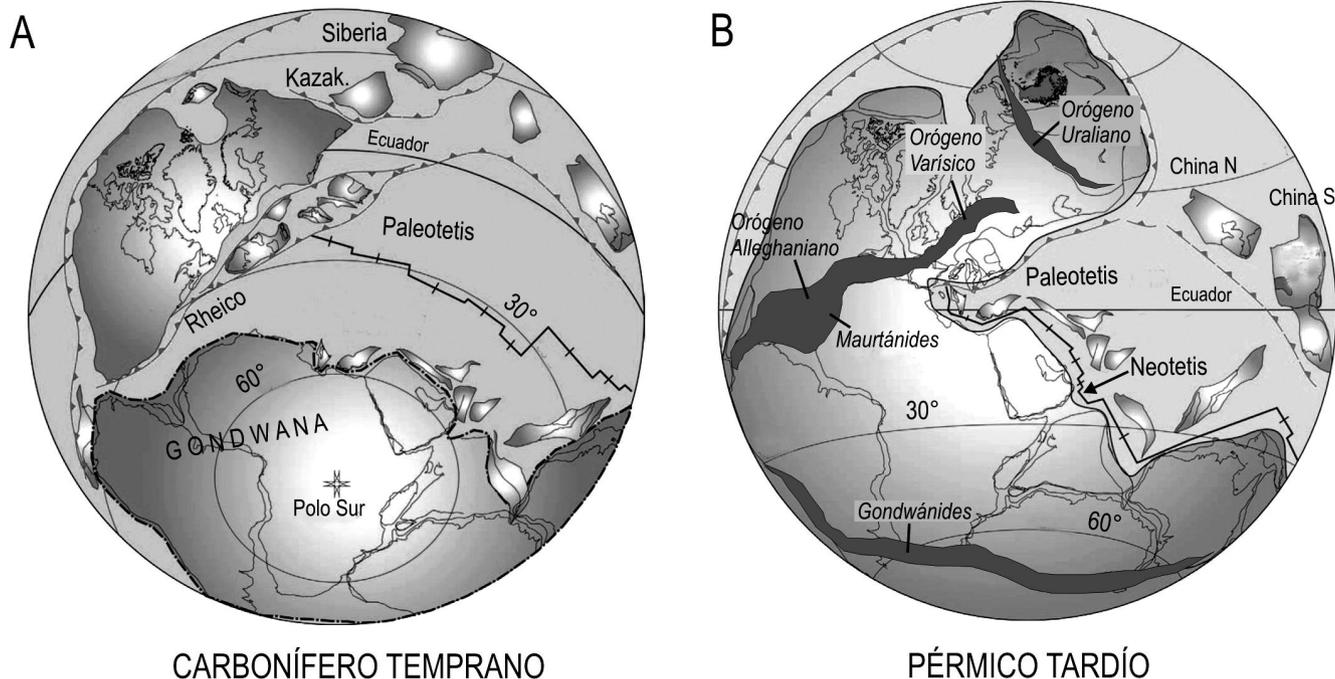


Figura 6.2. A. Mapa paleogeográfico del Carbonífero Temprano. B. Idem para el Pérmico Tardío mostrando los orógenos formados durante la amalgama de Pangea (en negro) (modificado de Cocks y Torsvik, 2006).

hielo comenzó a fundirse para desaparecer completamente a fines de este período debido a un prolongado calentamiento global que perduró hasta mediados del Jurásico. En el marco de este ciclo climático cálido se produjo la **extinción masiva** de finales del Pérmico, sin dudas la más severa que experimentó la vida en su larga historia. La causa primaria de esta crisis biótica habría sido un megaefecto invernadero desencadenado por enormes efusiones de lava en la región de Siberia y probablemente en China del Sur (§ 6.18). Esta extinción fue de tal magnitud que diezmo las faunas marinas típicas del Paleozoico y afectó de modo considerable a la flora y a los vertebrados terrestres. A principios del Mesozoico, los sobrevivientes iniciaron una lenta recuperación repoblando los ecosistemas marinos con nuevas formas, tal como lo hicieron las plantas y los vertebrados en los continentes. Pero este drástico recambio de la biota quedó impreso de tal modo en las sucesiones estratigráficas de todo el mundo que dio pie a la separación de los sistemas Paleozoico y Mesozoico.

## 6.2 PALEOGEOGRAFÍA Y PALEOCLIMATOLOGÍA DEL NEOPALEOZOICO

Gondwana continuó desplazándose en su conjunto hacia latitudes bajas. A principios del Carbonífero el Polo Sur se unió sobre el centro-sur de África, o entre este continente y la India Peninsular, según los autores (Fig. 6.2A). Luego, Antártida cruzó transversalmente sobre el Polo, y desde mediados del Pérmico este quedó situado sobre aguas oceánicas. Así, solamente Antártida, el extremo sur de África y de Sudamérica y Australia quedaron comprendidas dentro de los 60° de paleolatitud. El resto de Gondwana ocupó la franja climática templada y su porción norte se situó en el cinturón templado/cálido (entre los 30° y el Ecuador). Dado que Laurasia se mantuvo relativamente estática respecto del Ecuador, la deriva hacia el norte de Gondwana culminó con el cierre del Océano Rheico y su colisión con ese continente (Nance, 2008). El noroeste de África, por su parte, colisionó con el este de Laurentia produciendo a lo largo de los Apalaches actuales la orogenia **Aleganiana** (nombre que proviene de la tribu indígena *Alleghany*) y el cinturón plegado de los **Mauritánides** del lado africano. Además, se produjeron extensas zonas de fallamiento transcurrente extendidas desde Europa central hasta el norte de África. Hacia fines del Pérmico, Siberia y el bloque de Kazakhstan (que se cree estuvo formado por una amalgama de microplacas) colisionaron con el margen occidental de Laurasia al cerrarse el Mar de los Urales, con lo cual se terminó de conformar el megacontinente Pangea. La evidencia de esta colisión es el orógeno **Uraliano** que recorre transversalmente

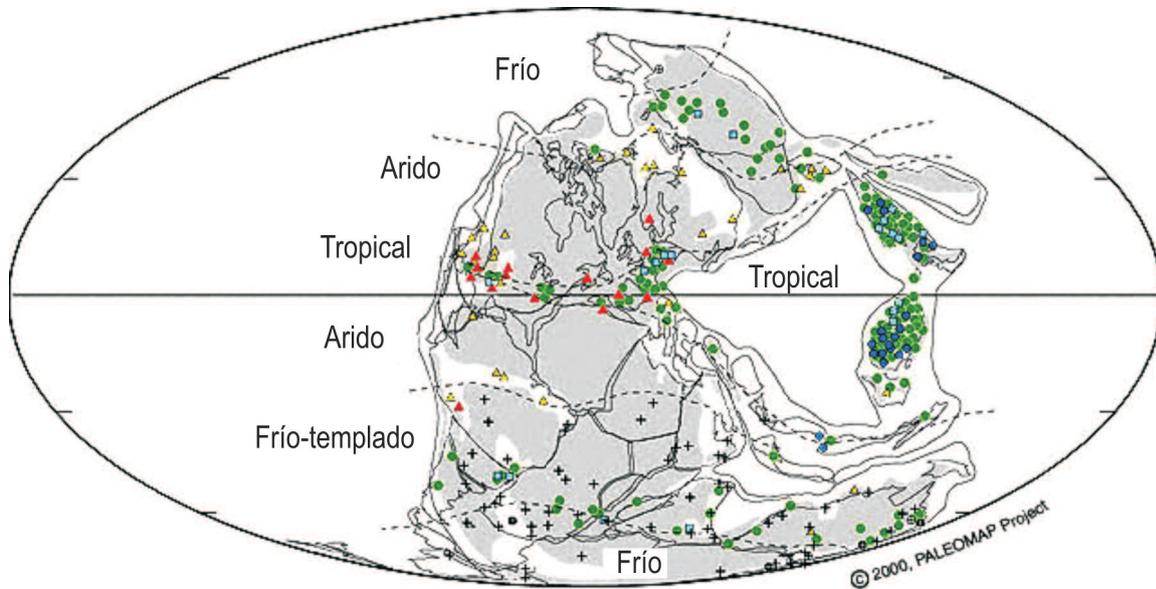
Eurasia (Fig. 6.2 B).

Al este de la zona de colisión Gondwana/Laurasia se abría un amplio engolfamiento, el **Mar Paleotetis** (la grafía original en griego es *Tethys*), que bañaba las costas del sur de Eurasia y noreste de Gondwana (NE de África, península Arábiga, norte de la India peninsular y norte de Australia) (Fig. 6.2B; 6.25). Los continentes de China del Norte y de Sibumasu/China del Sur bordeaban el Mar Paleotetis por el noreste, cerrando parcialmente su conexión con el océano global denominado **Panthalassa**, un superocéano que ocupó cerca de los dos tercios de la superficie terrestre. La exacta posición de estos bloques es aún materia de debate y difiere según los esquemas paleogeográficos propuestos (Scottese y McKerrow, 1990; Sengör y Natal'in, 1996; Li y Powell, 2001; Metcalfe, 2002, 2013, entre otros).

Se infiere que durante el Carbonífero y Pérmico hubo a lo largo del norte del Paleotetis una zona de subducción activa inclinada debajo de Laurasia. A fines del Pérmico se produjo el desprendimiento de varios bloques que formaban parte o bordeaban el margen NE de Gondwana, tales como los terrenos tibetanos (Lhasa y Quiangtang), Afganistán, Irán (terrenos Lut, Alborz y Sanand), Turquía (Póntides y Táuridos) y los terrenos Helénicos (Fig. 6.2B). Este conjunto de bloques ha sido referido al Continente Cimérico (o **Cimmeria**). Entre éste y el margen norgondwánico se generó una zona de expansión que dio lugar a la apertura de un incipiente mar denominado **Mar Neotetis** (denominado *Mesotetis* por algunos autores como Metcalfe) que alcanzó su máximo desarrollo durante el Mesozoico. En el Pérmico Medio se amalgamaron China del Sur y Sibumasu, dos piezas que se habían comportado de manera independiente durante la mayor parte del Paleozoico. A fines del Pérmico este nuevo 'superterreno' se aproximó al bloque de China del Norte formando el extenso orógeno Qinling-Dabei en el Triásico (Metcalfe, 2002, 2013).

Siberia, Tarim, el Norte de China y Kazakhstania comenzaron a interactuar a comienzos del Carbonífero y a fines del Pérmico se formaron las suturas de Tianshan, Turkestan y de los Urales, cuyo conjunto constituye una de las zonas acrecionales más importantes del planeta, conocida genéricamente como el orógeno Altai (o Altaides). Una completa y novedosa reseña de la dinámica de placas en esa región desde el Ediacariano hasta el Pérmico fue realizada por Wilhem et al. (2012).

La enorme masa continental de Pangea no estaba simétricamente distribuida respecto del Ecuador sino que su mayor parte se situaba en el Hemisferio Sur. El Ecuador recorría el centro de Europa y de América del Norte quedando estas regiones comprendidas dentro del cinturón climático tropical húmedo, como lo testimonian los extensos depósitos de hulla del norte de



**Figura 6.3.** Regiones paleoclimáticas del supercontinente Pangea en el Pérmico Temprano y distribución de los principales indicadores: Círculos verdes: carbón; círculos azules: bauxita; triángulos rojos: calcreta (o caliche); triángulos amarillos: evaporitas; cruces: sedimentos glaciogénicos (modificado de '2000 Paleomap Project', con autorización).

Europa (Rusia, Alemania, Bélgica, Francia, España, Inglaterra) y centro-sur de Estados Unidos de América. Asimismo, en las plataformas que bordeaban el Paleotetis, tales como Sibumasu, Indochina y Sur de China, se acumularon depósitos carbonáticos con faunas marinas altamente diversas en concordancia con su ubicación periecuatorial. Lo mismo ocurrió en los mares epicontinentales que cubrieron parte de América del Norte, los que albergaron extensos biohermos como el célebre arrecife Capitán de Texas (ver § 6.9).

En ese tiempo, por el contrario, los paleocontinentes australes (Australia, Sudáfrica, Sudamérica austral, India y Antártida) muestran claras evidencias de glaciación, la **glaciación Gondwánica**. Este período glacial se extendió desde el Pensilvaniano hasta mediados del Pérmico abarcando un lapso mínimo de 25 Ma, por lo que se trató de la glaciación más prolongada del Eón Fanerozoico. También fue excepcionalmente grande el área cubierta por los hielos, superando incluso la expansión del máximo glacial del Pleistoceno, con registros que llegaron hasta cerca de los 30° de latitud. Además, no solamente Gondwana austral estuvo cubierto de hielo sino también parte de Siberia, ubicada en ese tiempo a altas latitudes en el Hemisferio Norte. En esta última región, sin embargo, los hielos continentales fueron bastante más reducidos que en el sur, probablemente debido al clima más seco. En consonancia con esta glaciación los niveles de dióxido de carbono atmosférico fueron los más bajos de todo el Fanerozoico (Royer, 2006). Al igual que en las glaciaciones modernas, durante la Gondwá-

nica hubo etapas de mejoramiento climático que son interpretadas como estadios interglaciales, durante los cuales se formó carbón y se produjo la diversificación de la fauna y la flora.

Al finalizar la glaciación, que algunos relacionan con el desplazamiento del Polo Sur sobre aguas oceánicas (Parrish, 1993), la región ecuatorial de Pangea se tornó cálida y seca, prevaleciendo los depósitos de areniscas rojas, sedimentos eólicos y evaporitas (Fig. 6.3). Esta aridización paulatina de los continentes fue muy marcada en el sector ecuatorial del oeste de Pangea (Europa, América del Norte). La causa hay que buscarla en el debilitamiento progresivo y el corrimiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ICZ) debido a la contracción del manto de hielo gondwánico (Poulsen et al., 2007). En cambio, en las tierras del este que circundaban el Paleotetis, el clima se mantuvo más húmedo. Este patrón reflejaría una circulación atmosférica de tipo monzónica, similar a la que hay actualmente en Asia, donde la fuente de humedad es el Océano Índico. En el Paleozoico tardío ese rol lo habría jugado el extenso Mar Paleotetis. Los contrastes térmicos y de presión atmosférica entre este mar y las masas continentales circundantes configuraron una situación muy favorable para el desarrollo de una intensa circulación monzónica (Parrish, 1993). Los indicadores paleoclimáticos (litológica, fósiles) también apuntan a una circulación monzónica. Cabe recordar que el patrón monzónico ('no zonal') difiere de la circulación 'zonal' en que las bandas climáticas no son subparalelas entre sí sino que sufren

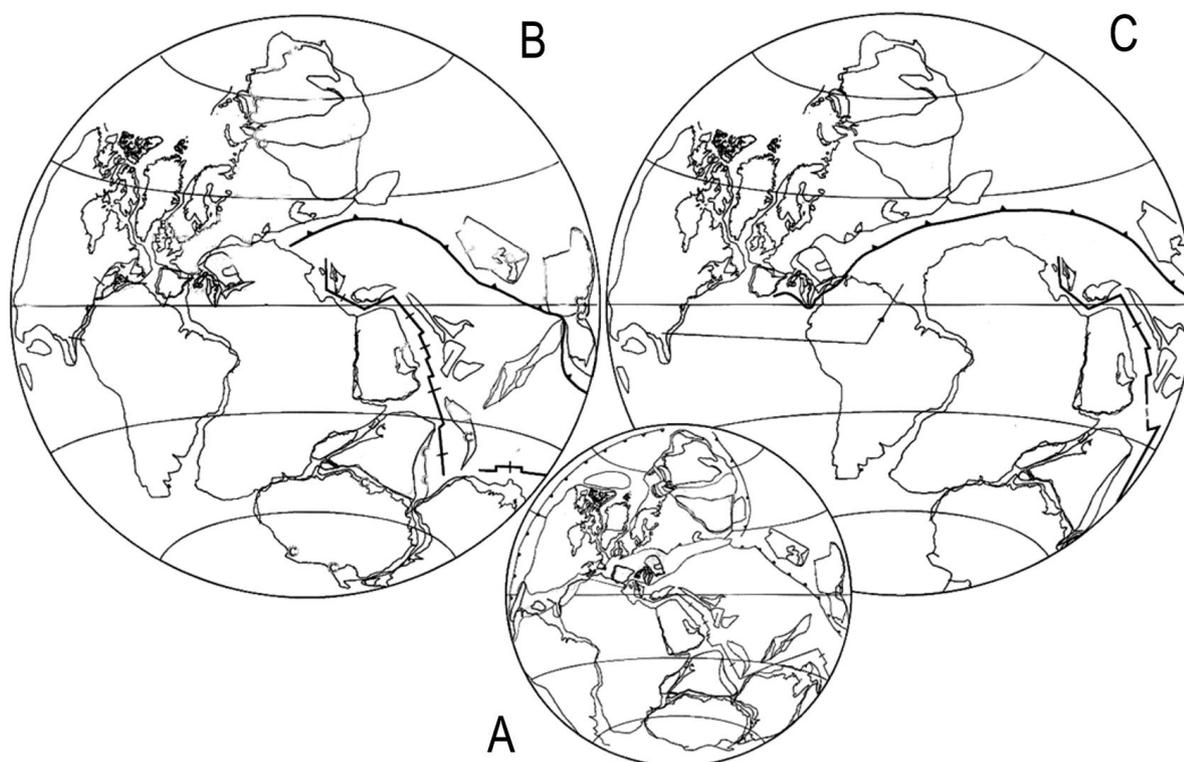


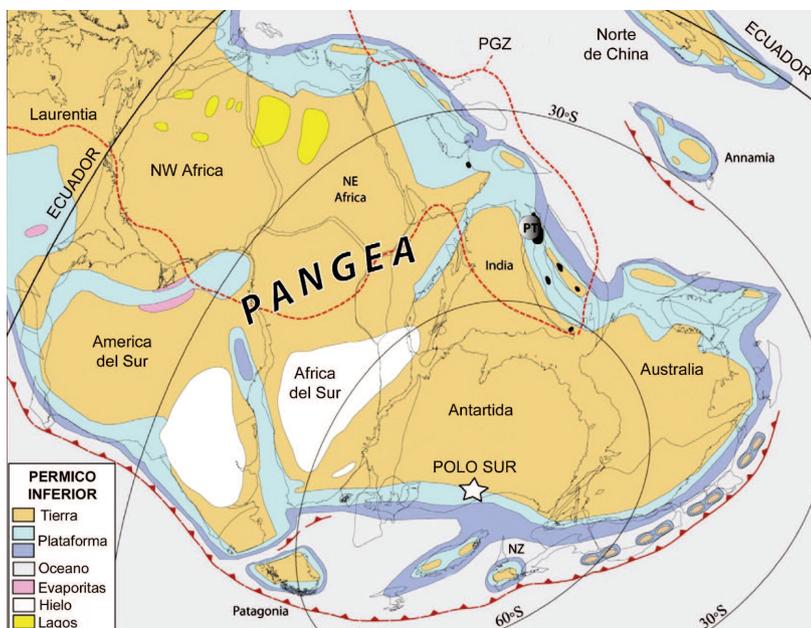
Figura 6.4. Tres modelos de Pangea. A: Pangea clásica o wegeneriana; B: Pangea de Irving (1977); C: Modelo alternativo sin superposición continental.

deflexiones en la zona ecuatorial.

También se han aplicado modelos generales de circulación atmosférica (AGCM) con el fin de simular la respuesta climática a las configuraciones orográficas de Pangea. La conclusión es que la elevación de las cadenas montañosas surgidas durante la formación de Pangea (Alegánides, Urálides, Hercínides, etc.) influyó notablemente en la aridización del clima, aunque hay controversia acerca de su real importancia. Se estima que, por ejemplo, una elevación promedio de los Apalaches de 4500 m (similar a la del Himalaya) habría actuado como barrera a los vientos húmedos, lo que explicaría el clima árido y cálido de las tierras bajas adyacentes y la presencia de facies eólicas, evaporitas y vegetación xeromórfica en el centro-oeste de USA (Fluteau et al., 2001). Como veremos más adelante, las cadenas surgidas en la región Andina también habrían influido en la desertización de las regiones situadas hacia el interior del continente Sudamericano.

Desde la primera versión de Pangea esbozada por Wegener a principios del siglo pasado hasta la actualidad, el encaje Gondwana/Laurusia más aceptado es aquél donde se yuxtaponen el NO de África con el margen apalachiano de América del Norte, quedando el norte de Sudamérica alojado en el amplio arco formado por el actual Golfo de México y tierras adyacentes (Fig.

6.4A, 6.5). Un modelo alternativo, denominado **Pangea B** para diferenciarlo de la Pangea clásica o wegeneriana, fue propuesto por Irving (1977) y Morel e Irving (1981). Esta versión pangeica se basó en datos paleomagnéticos obtenidos en areniscas rojas y volcánicas del Pérmico Inferior del norte de África y plantea que el continente que se adosó a América del Norte no fue África sino América del Sur (Fig. 6.4B). En esta configuración, África queda enfrentada al sur de Europa, lo que implica un desplazamiento de Gondwana del orden de 3500 km hacia el Este respecto de su posición en la **Pangea A** ('clásica'). Nuevos datos paleomagnéticos parecen confirmar la configuración B para el Pérmico Inferior, mientras que la configuración clásica se habría alcanzado recién a fines del Pérmico (Muttoni et al., 2003). Esta transformación de B en A implica la existencia de un extenso sistema de megacizalla dextral transversal a Pangea. Se supone que este sistema transcurrente se desarrolló a lo largo de la sutura Gondwana/Laurusia y se calcula que estuvo activo al menos durante 20 Ma, que es el tiempo necesario para producir el desplazamiento relativo de los dos bloques a una tasa de movimiento del orden de 15 cm/año. El empuje sería resultado de la reorganización de las placas a principios del Pérmico, manifestada en el desarrollo de un sistema de rifting que abrió el Mar Neotetis y la activación de la



**Figura 6.5.** Reconstrucción de Pangea según el modelo ‘clásico’ para el Pérmico Inferior (Artinskiano, aprox. 280 Ma) en vista polar oblicua. NZ: Nueva Zelanda; PGZ: Zona de generación de plumas en el manto profundo; la línea roja punteada encierra la Zona de baja velocidad (*Low Shear-wave Velocity Province*) que corresponde a una región del manto más caliente. Como se verá en los capítulos siguientes el ascenso de plumas astenosféricas habría determinado la apertura del Neotetis y luego del Atlántico Central actual (simplificado de Torsvik y Cocks, 2013).

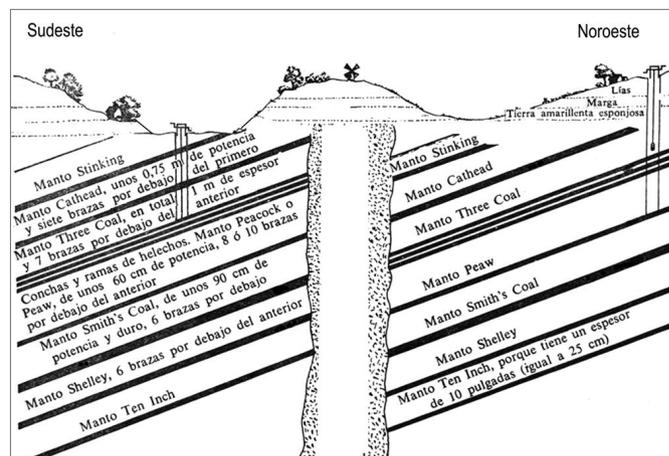
subducción a lo largo del borde oeste de Pangea (ver más adelante).

Por otra parte, la configuración B es coherente con la posición que tenían los continentes durante el Devónico, en la que la cuenca Colombo-Venezolana yacía muy próxima a la cuenca apalachiana (comparar con la Fig. 5.11). Uno de los principales cuestionamientos a este modelo es que se produce una importante superposición de corteza continental; concretamente, no queda espacio para ubicar a Armórica y otras microplacas norgondwánicas, las que deberían alojarse mucho más al Este, dentro del espacio del Mar Paleotetis. Una configuración alternativa, informalmente llamada **Pangea C**, se logró rotando Gondwana aún más hacia el Este, cerca de 8000 km respecto de la Pangea clásica, lo que resuelve la superposición mencionada. Para alcanzar la configuración clásica hacia fines del Triásico, Gondwana debió desplazarse al oeste a razón de ~10 cm/año. Un serio inconveniente de la configuración C es que no explica la orogenia Aleganiana, pues no hay ningún continente en condiciones de colisionar con América del Norte a fines del Paleozoico (Fig. 6.4C). Por eso, a pesar de los cuestionamientos que pueda recibir, el esquema wegeneriano sigue prevaleciendo en la mayoría de los atlas paleogeográficos modernos como el de Torsvik y Cocks (2013), entre otros (Fig. 6.5).

### 6.3 CRONOESTRATIGRAFÍA DEL CARBONÍFERO Y PÉRMICO

En los inicios de la era industrial las máquinas a vapor funcionaban a carbón por lo que la búsqueda de yacimientos de este mineral se tornó esencial. En Inglaterra los estratos carboníferos afloran extensamente desde los alrededores del Canal de Bristol, en el sur, hasta cerca del límite con Escocia, al norte. Ya a principios del 1700, John Strachley dio a conocer a la Royal Society de Londres un corte estratigráfico – sorprendentemente moderno en su diseño – de los mantos de carbón que en ese entonces eran objeto de labores mineras en la región de Bristol (Fig. 6.6). William Smith, el inspector de minas de carbón de quien ya hablamos en el primer capítulo, estudió en detalle los *Coal Measures* (mantos de Carbón) del Sur de Inglaterra, donde los afloramientos no son continuos debido a una serie de fallas y plegamientos. En sus trabajos de campo notó que debajo de las capas carbonosas siempre había una arenisca conglomerádica (*Millstone Grit*), y que debajo de ésta estaba una caliza con bra-

quiópodos y corales que formaba abruptas escarpas en el paisaje (*Mountain Limestone*). A su vez, sobre los niveles de carbón yacía una dolomía (*Magnesian Limestone*) seguida de limolitas rojizas, capas de yeso y anhidrita (Fig. 1.32). El mapa elaborado por William Smith y otros colaboradores fue finalmente publicado en 1822 por W. D. Conybeare y W. Phillips. Por su parte Conybeare reunió las tres primeras unidades (*Mountain Limestone*,



**Figura 6.6.** Corte estratigráfico de la cuenca hullera de Bristol, según Strachley (principios de 1700).

		SERIES	PISOS
CARBONÍFERO	PENSILVANIANO	SUPERIOR	Gzheliano
			Kazimoviano
		MEDIO	Moscoviano
	INFERIOR	Bashkiriano	
	MISISIPIANO	SUPERIOR	Serpukhoviano
		MEDIO	Viseano
INFERIOR		Tournaisiano	

Figura 6.7. Subdivisión del Sistema Carbonífero y edades absolutas de los límites (en millones de años).

Millstone Grit y Coal Measures) en el ‘Carbonífero’ (etimológicamente significa ‘portador de carbón’), el que fue elevado al rango formal de sistema sesenta años más tarde.

El término ‘Pérmico’ fue introducido en 1841 por Murchison en alusión al distrito ruso de Perm, situado al pie de los Urales. En la cuenca de Moscú y en los Montes Urales hay un excelente registro de Pérmico Inferior marino que ha servido para definir sus pisos. La unidad dolomítica Magnesian Limestone del sur de Inglaterra y los estratos rojos y evaporíticos asociados fueron referidos luego al Sistema Pérmico de Murchison.

A diferencia de los geólogos europeos, el Servicio Geológico de Estados Unidos de Norteamérica reconoció en 1891 dos series separadas por una discordancia, una inferior, principalmente calcárea, denominada Misisipiano, y una superior, clástica y rica en carbón, denominada Pensilvaniano. Curiosamente, la primera fue erigida antes de que el Carbonífero fuera formalmente propuesto en 1882 y la segunda lo fue después. Con posterioridad, ambas series fueron elevadas al rango de sistema (período) y continuaron teniendo amplia aceptación en EE.UU, lo que revela que esta doble división es más adecuada a la realidad de la geología norteamericana que a la europea. Recientemente se adoptó la postura, un tanto salomónica, de incorporar a la escala global al Misisipiano y al Pensilvaniano con el rango de subsis-

temas (Ogg, 2007) (Fig. 6.7).

El **Sistema Carbonífero** se inicia alrededor de los 359 Ma. El estratotipo del límite Devónico/Carbonífero está en la sección de La Serre en la Montaña Negra del sur de Francia, y su base está señalada por la primera aparición del conodonte *Siphonodella sulcata*. Esta especie, sin embargo, ha sido encontrada en niveles algo más bajos, por lo que su utilidad bioestratigráfica se encuentra actualmente en revisión. La base del Pensilvaniano también está marcada por una especie de conodonte (*Declinognathus nodiliferus*) y el GSSP está en el sur de Nevada (EE.UU).

El inicio del **Sistema Pérmico** (alrededor de 299 Ma) (Fig. 6.8) se lo hace coincidir con el primer registro del conodonte *Streptognathodus isolatus*. Seis metros por arriba del límite hace su aparición el foraminífero fusulínido *Sphaeroschwagerina vulgaris*. La sección tipo está al sur de los Montes Urales, en la República de Kazajistán. Los pisos del Cisuraliano, la serie más antigua del Pérmico, fueron definidos en los Urales (Fig. 6.14), los de la Serie Guadalupiana en Texas y los de la Serie Lopingiana en China. El límite entre los sistemas Pérmico y Triásico, como veremos en el próximo capítulo, no sólo coincide con el pico de la extinción masiva sino también con una desviación negativa en la curva de isótopos estables del carbono (Fig. 6.68). Su edad, fijada en base a datacio-

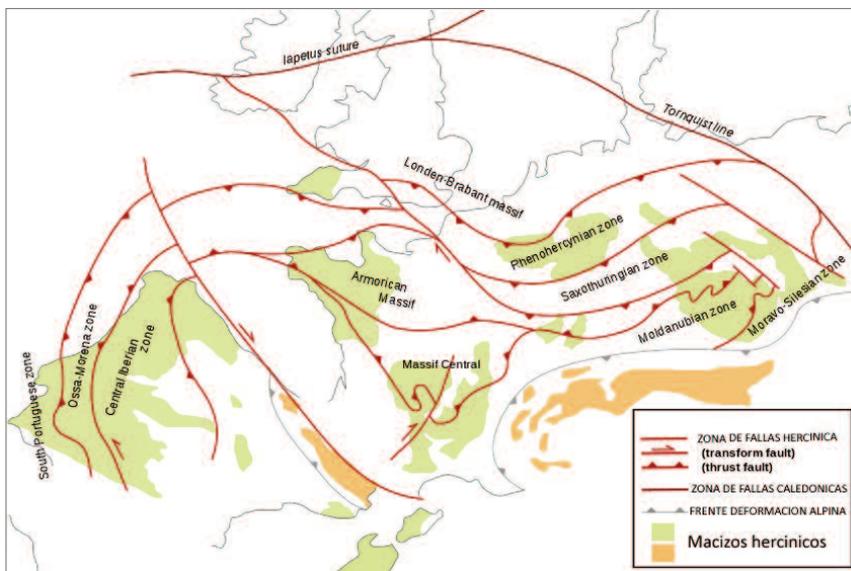
		SERIES	PISOS
PÉRMICO	LOPINGIANO		Changhsingiano
			Wuchianpingiano
	GUADALUPIANO		Capitaniano
			Wordiano
			Roadiano
	CISURALIANO		Kunguriano
			Artinskiano
			Sakmario
			Asseliano

Figura 6.8. Subdivisión del Sistema Pérmico y edades absolutas de los límites (en millones de años).

nes U-Pb en circones, era de  $252,5 \pm 0,3$  (Metcalf e Isozki, 2009), pero nuevas dataciones del GSSP de Meishan y otras secciones del Sur de China indican 251,94 Ma (Shen et al., 2018).

### 6.4 LAS CUENCAS EUROPEAS Y LA OROGENIA HERCÍNICA

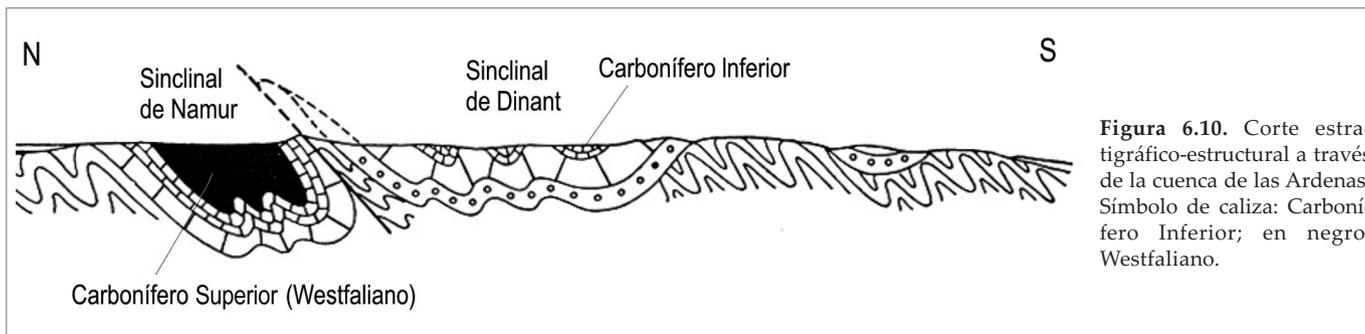
Como resultado de la **orogenia Hercínica** o **Varísica** las sucesiones sedimentarias paleozoicas fueron deformadas y localmente metamorfizadas dando lugar a un sistema montañoso que en Europa occidental tuvo más de 2500 km de longitud (Fig. 6.9) y se extendió desde la península Ibérica hasta la región del Cáucaso, entre los actuales mares Negro y Caspio. Los macizos Central, Bohémico, Renano, de las Ardenas, Armoricano e Ibérico, entre otros, son remanentes de este orógeno. La orogenia Varísica se inició a fines del Devónico (~370 Ma) con la fase Eohercínica (o Bretónica) y alcanzó su clímax a mediados del Carbonífero (fase Sudética), prolongándose sus efectos hasta el Pérmico Inferior. La evolución geodinámica del orógeno Hercínico fue muy compleja pues interaccionó con el orógeno Caledónico del Paleozoico medio y en el Cenozoico fue obliterado por la orogenia Alpina. La deformación inicial se produjo por la colisión del terreno Armórica con el sudoeste de Europa, aunque la real extensión de esta microplaca, el momento en que se desprendió de Gondwana (si es que lo hizo), la amplitud del mar que la separó de este continente y su historia colisional son todos puntos en discusión (Matte, 2001; Robardet, 2003; Torsvik y Cocks, 2004, Cocks y Torsvik, 2006). En lo que hay acuerdo es que el clímax de la orogenia se alcanzó cuando el margen pasivo del norte de Gondwana colisionó con el sur de Europa. También está claro que esta larga historia de deformación tuvo lugar entre el Devónico Tardío y el Pérmico Tem-



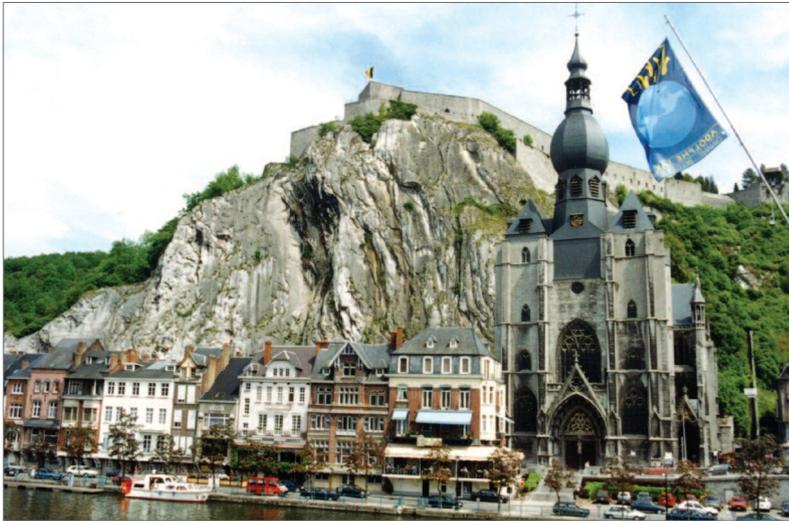
**Figura 6.9.** Cinturón de deformación Varísica o Hercínica en Europa. En verde los macizos hercínicos y en naranja los que fueron afectados por la deformación alpina. Nótese al norte la sutura del cierre del Océano Iapetus y la Línea de Tornquist, que es la sutura entre Báltica y Avalonia, ambas Caledónicas (ver capítulo 4). En el sector sur se observa el frente de corrimientos alpinos, desplazados de sur a norte (en gris).

prano y que se produjo a través de sucesivos pulsos compresivos cuyo lugar, momento e intensidad fueron distintos a lo largo del orógeno. Los efectos de la orogenia Hercínica se atenúan notablemente al este de la sutura que marca el cierre del Mar de Tornquist (*Tornquist Line*) (Fig. 6.9), la que es parte de la Zona de Sutura Trans-Europea (acrónimo inglés TESZ) (§ 4.9). Por esa razón, las sucesiones marinas de la plataforma rusa son continuas hasta el Pérmico Medio y están menos deformadas que las del orógeno Varísico, lo que permitió definir los GSSP del Carbonífero y de la base del Pérmico en esta región.

La historia sedimentaria del Paleozoico superior de Europa está íntimamente ligada a la evolución del orógeno Varísico. La estratigrafía del Paleozoico superior indica que el mar permaneció sobre gran parte de Europa hasta mediados del Carbonífero, pero luego se produjo una regresión generalizada que dio paso a facies marinas someras, mixtas y continentales con ricos yaci-



**Figura 6.10.** Corte estratigráfico-estructural a través de la cuenca de las Ardenas. Símbolo de caliza: Carbonífero Inferior; en negro: Westfaliano.



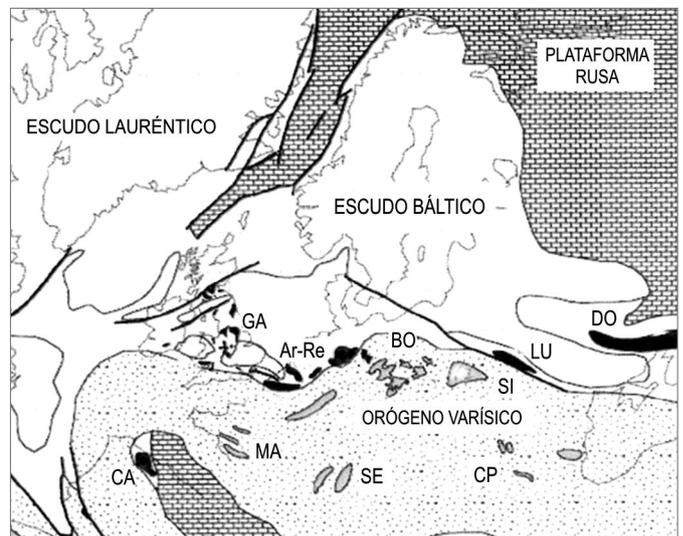
**Figura 6.11.** Ciudadela fortificada de Dinant (Bélgica) construida en la cima de las calizas del Tournaisiano (Carbonífero Inferior).

mientos de carbón. En el Pérmico una nueva transgresión marina cubrió el norte de Europa, desde la plataforma rusa hasta Alemania.

En el apartado § 5.6 vimos que la **cuenca de las Ardenas** (tectónicamente corresponde a la zona Reno-Hercínica de la Fig. 6.9) experimentó una fuerte subsidencia durante el Devónico y el Carbonífero, y que las rocas carboníferas están bien representadas en los sinclinales de Dinant y Namur en Bélgica (Fig. 6.10). Esta y otras cuencas del norte de Europa son cuencas de antepaís formadas durante la orogenia Hercínica. Por efecto de la colisión con los terrenos gondwánicos, las estructuras tienen vergencia hacia el norte y la deformación avanzó progresivamente en ese sentido. Luego de la regresión de fines del Devónico, el Carbonífero se inicia con facies mixtas clástico/calcareas y grada a facies enteramente carbonáticas a fines del Tournaisiano y Viséano (Fig. 6.11). En estas plataformas carbonáticas se desarrollaron nuevamente construcciones arrecifales luego de haber sido diezmadas a fines del Devónico. Pero estos arrecifes, a diferencia de los devónicos, estaban formados por calcimicrobios asociados a briozoos y esponjas. Al comienzo crecieron en sectores profundos de la rampa carbonática, pero progresivamente colonizaron aguas más someras. Originalmente, fueron descritos en la cuenca de las Ardenas, cerca de la localidad belga de Waulsort, de allí el nombre de arrecifes *waulsortianos* con que se los conoce (Wood, 1999). Su distribución en el Carbonífero Inferior fue muy amplia, abarcando no sólo Europa continental e Irlanda sino también Norteamérica (Montañas Sacramento de Nuevo México). En la cuenca de las Ardenas, la sedimentación calcárea cesó en el Namuriano (piso europeo que equivale al

Serpukhoviano de la escala global), dando paso a pelitas con amonoideos goniatítidos a las que le sigue una alternancia de capas marinas y niveles carbonosos con frondes de helechos. La sucesión culmina con más de 2000 m de areniscas, pelitas con bivalvos de agua dulce y capas de carbón con un espesor individual de 1 a 3,5 m. En Inglaterra se han contabilizado más de 80 horizontes de hulla en un intervalo de alrededor de 1000 m. Con ligeras variantes, esta sucesión continental carbonosa se repite a lo largo de todo el norte de Europa continental y ha sido referida históricamente al piso local **Westfaliano**.

En la cuenca Franco-Belga la sedimentación del Carbonífero se interrumpió casi totalmente al promediar el Westfaliano debido a la fase compresiva Astúrica y no volvió a ser invadida por el mar hasta el Cretácico. En Europa hay importantes yacimientos de carbón en el sur de Alemania (región del Sarre), Bohemia, Polonia (región de Silesia) y en la cuenca de Donets (o *Donetsk*, Ucrania y SE de Rusia) (Fig. 6.12). En Inglaterra los niveles marinos del Carbonífero Inferior corresponden a la *Mountain Limestone* de W. Smith, mientras que sus *Millstone Grit* y *Coal Measures* equivalen a las sucesiones westfalianas del norte de



**Figura 6.12.** Paleogeografía de Europa durante el Carbonífero Tardío. En negro: cuencas hulleras de ambientes de transición; en gris: cuencas hulleras lacustres; símbolo de caliza: plataforma marina; Ar-Re: cuenca Ardeno-Renana (Francia, Bélgica, Alemania); BO: Bohemia (Rep. Checa); DO: cuenca de Donets (Ucrania, SE Rusia); CA: Montes Cantábricos (España); CP: Montes Cárpatos (Eslovenia, Rumania, Ucrania); GA: Gales del Sur; LU: Lublin (Polonia); MA: Macizo Armórico (Francia); SI: Silesia (Polonia) (modificado de Falcon-Lang et al., 2006).



**Figura 6.13.** Paleogeografía de Europa durante el Pérmico Temprano. En blanco, áreas emergidas; en azul, áreas cubiertas por el mar.

Europa continental y de España.

En la **Península Ibérica**, el Carbonífero tiene un excepcional desarrollo en la zona Cantábrica, donde alcanza cerca de 6000 metros de espesor e incluye, además de estratos westfalios, unidades más jóvenes que fueron referidas al **Estefaniano**. Esta serie europea está representada por una potente sucesión clástica continental con niveles de hulla de origen lacustre.

Los **carbones** del Westfalio y del Estefaniano son diferentes tanto del punto de vista paleogeográfico como ambiental. Los primeros están ligados a sistemas deltaicos que desembocaban en el angosto brazo de mar situado entre las tierras emergidas del norte (dorsal de Brabant/Gales) y del sur (cadena Varísica) (Fig. 6.12). Por esta razón, este mar epicontinental suele denominarse ‘canal de la hulla’. En Inglaterra, los carbones también están relacionados con sistemas deltaicos alimentados desde áreas emergidas de variada magnitud (Tierra de St. Georges al norte de Gales, Macizo de los Highlands al norte de Escocia e Irlanda, etc.). Los yacimientos de hulla más jóvenes, en cambio, se formaron luego de la fase Astúrica y se depositaron en cuencas intermontanas lacustres (son los carbones límnicos), a veces discordantes sobre el basamento o estratos del Carbonífero Inferior.

Como resultado del apogeo de la orogenia Varísica, el mar epicontinental que a mediados del Carbonífero cubría gran parte de Europa se retiró hacia el este, reingresando nuevamente en el Pérmico Inferior, aunque con una extensión más limitada (Fig. 6.13). En la mayor parte de Europa prevalecieron facies detríticas rojas (*New Red Sandstone* de Inglaterra) de edad Permotriásica. Los registros más completos del Pérmico marino se encuentran en Alemania y regiones de Europa oriental, en particular la plataforma rusa y los Montes Urales.

En **Alemania**, antes de que se propusiera el nombre



**Figura 6.14.** Calizas del Carbonífero Superior (Gzheliano) y Pérmico (Asseliano, Sakmariano y Artinskiano) expuestas sobre el Río Kosva, unos 100 km al oeste de la localidad de Perm, en el flanco occidental de los Montes Urales, Rusia. En la sección se observan depósitos carbonáticos de rampa interna y media con fusulinidos y corales coloniales formando pequeños montículos arrecifales (de Ponomareva et al., 2015).

de 'Pérmico', estos estratos eran referidos al Dyas (dos partes), en oposición al Trias (triple) con que se denominaba al sistema suprayacente. El nombre *Dyas* hacía alusión a los dos intervalos estratigráficos que en Turingia yacen por encima del Carbonífero, uno inferior formado por areniscas rojizas continentales, lutitas bituminosas y evaporitas (el *Rotliegendes*) y uno superior calcáreo-dolomítico con braquiópodos denominado *Zechstein*, de allí que a esta incursión marina se la suele denominar Mar de Zechstein. El intervalo arenoso inferior constituye un importante reservorio de gas para la región del Mar del Norte, especialmente para Inglaterra y Holanda. Estas areniscas, con sets de estratificación cruzada de hasta 5 metros de altura, son de origen eólico y testimonian la existencia de un extenso *erg* o mar de arena fosilizado cuyas paleocorrientes indican vientos dominantes del SO. En sus áreas marginales se desarrollaron facies de ríos efímeros o *wadis* y hacia el centro de la cuenca se acumularon arcillas y evaporitas tipo *sabkha* (anhidrita, halita) que testimonian la existencia de un extenso lago salino. Esta zona deprimida fue invadida luego por el Mar de Zechstein, cuyo ingreso se produjo desde el norte a través del sistema de rift Ártico que había comenzado a abrirse a mediados del Pérmico. Los primeros pulsos marinos se detectan en la parte alta del Rotliegendes, donde hay grandes espesores de evaporitas (Legler y Schneider, 2008). Esta transgresión cubrió el sector norte de Alemania y Dinamarca y penetró en el NE de Inglaterra donde se acumularon lutitas bituminosas con restos de peces y capas de dolomías marinas (las *Magnesian Limestone* de William Smith) intercaladas con anhidrita, halita y silvita.

Hacia el este, los depósitos marinos alcanzan un extraordinario desarrollo en la **cuenca de Moscú** (también llamada 'plataforma Este-Europea') y en el cinturón plegado de los **Urales** donde se han definido no sólo los pisos del Pérmico Inferior (Cisuraliano) sino los últimos cinco pisos del Carbonífero. En esta vasta plataforma marina dominó la sedimentación de calizas de aguas someras ricas en fusulínidos, corales, braquiópodos y cefalópodos (Fig. 6.14). La acumulación carbonática se prolongó en el Pérmico sin hiatos ni cambios faciales importantes. Cabe notar que en el Artinskiano se depositaron algunos niveles de evaporitas, al igual que en otras regiones del Mar de Zechstein, lo que revela la marcada aridez del clima. Después del Kunguriano prevalecieron las facies continentales, razón por la cual los siguientes pisos globales fueron definidos en la plataforma del centro de Estados Unidos (Serie Guadalupiana) donde hay excelentes sucesiones marinas calcáreas, mientras que los dos últimos pisos se definieron en China (Serie Lopingiana).

## 6.5 LOS BOSQUES DE HELECHOS, LAS CUENCAS HULLERAS Y LA RADIACIÓN DE LOS REPTILES

Si hay un paisaje que identifica el Paleozoico superior es el de bosques de helechos y otras plantas primitivas creciendo en pantanos neblinosos poblados por reptiles y grandes insectos (Fig. 6.15). Ecosistemas de este tipo seguramente fueron los que proliferaron en los pantanos costeros y las llanuras de inundación de los deltas que desembocaban en el 'canal de la hulla', en la región central de Europa (Fig. 6.12) y también en ambientes similares del Pensilvaniano de América del Norte. En el cinturón paleotropical húmedo se concentró el desarrollo de turberas, las que generaron no sólo ricos yacimientos de carbón sino que jugaron un rol importante en las variaciones de la temperatura global del Paleozoico tardío. Es posible que la retención de grandes cantidades de carbono en las turberas haya limitado los niveles de CO<sub>2</sub> atmosférico haciendo descender la temperatura y, a la inversa, la destrucción de estos ecosistemas haya contribuido a un mayor calentamiento global (Cleal y Thomas, 1999, 2005). El oxígeno atmosférico se incrementó desde un 15% en el Devónico Medio a un 35% a fines del Carbonífero, para decaer nuevamente a fines del Pérmico al 17%. Estos porcentajes están referidos a la cantidad actual (PAL, *present atmospheric level*). Según Gans et al. (1999) este lapso de hiperoxia contribuyó a la conquista definitiva del medio terrestre, al aumento de la biomasa, a la diversidad de la flora y al gigantismo de los artrópodos. También contribuyó al aumento del metabolismo en los reptiles sinápsidos, considerado el paso previo a la aparición de la homeotermia que caracteriza a los mamíferos.

Las floras paleotropicales pertenecen a dos domi-



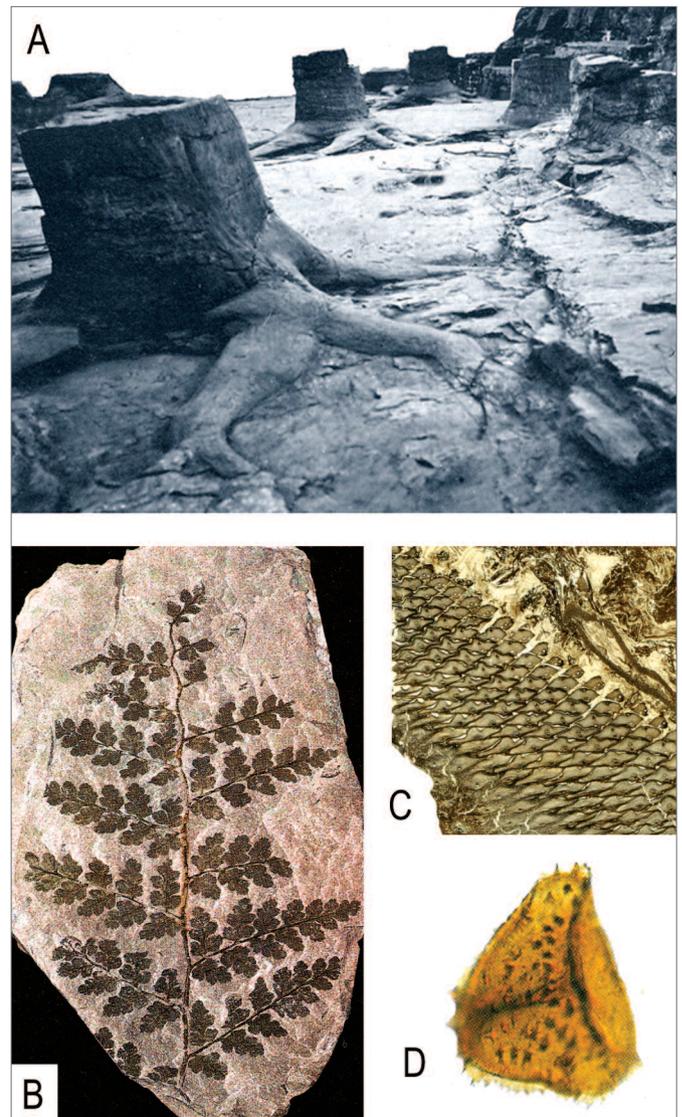
**Figura 6.15.** Reconstrucción del ecosistema continental tropical del Carbonífero Tardío.

nios paleoflorísticos: el **Euroamericano** y el **Cathaysico**. El primero se desarrolló en Laurusia y norte de Sudamérica (Venezuela, Colombia) y el segundo en la región asiática (China, Indochina, Malasia). A fines del Pensilvaniano, las floras euroamericanas sufrieron una crisis causada por la aridez creciente del clima y/o la destrucción de las tierras bajas y húmedas por efecto de la tectónica Varísica. Resulta llamativo que en China estos bosques húmedos hayan persistido hasta el Pérmico Medio y que las plantas que los poblaron fueron muy similares a las de Laurusia, de las cuales serían descendientes. Esto tiene implicaciones paleogeográficas pues, como se muestra en los mapas, China, Indochina y Sibumasu eran bloques aislados dentro del Mar Paleotetis. En este contexto, se especula que la conexión entre ambos dominios paleoflorísticos debió establecerse a través de las tierras que emergieron durante el descenso del nivel del mar generado por la glaciación de fines del Carbonífero, o bien a través de una serie de islas vegetadas suficientemente próximas entre sí como para servir de ruta migratoria (Hilton y Cleal, 2007).

Estas paleofloras tropicales estaban formadas por grandes **licófitas** arborescentes como *Lepidodendron*, de más de 30 m de altura y un diámetro en la base del tronco de alrededor de 2 m. Cerca de Glasgow (Escocia), se descubrió a fines del siglo 19 el piso de un bosque fosilizado con las raíces y las bases de los troncos yaciendo *in situ*. Este extraordinario yacimiento está protegido y puede visitarse en el parque Victoria (Fig. 6.16). *Sigillaria* es otra forma arbórea que se caracteriza por sus inserciones foliares de forma hexagonal; fue una de las pocas licófitas que sobrevivieron al clima árido que imperó desde fines del Carbonífero. En Nueva Escocia, en el este de Canadá, se descubrieron decenas de tocones de troncos de *Sigillaria* en posición de vida. Pero lo más impactante fue la gran cantidad de huesos de anfibios y pequeños reptiles primitivos hallados en su interior. Se supone que, al morir, los árboles se quebraban y sus bases, ahuecadas por la descomposición de la materia orgánica, eran invadidos por artrópodos, caracoles y pequeños vertebrados que los usaban como madrigueras. Otro grupo importante fueron las **esfenópsidas**, representadas hoy en día por plantas herbáceas como el equiseto. En el Pensilvaniano fueron árboles de gran porte, como *Calamites*, un habitante de lagos y pantanos. Estos troncos se asocian con hojas dispuestas en forma radial a lo largo de los tallos, como *Sphenophyllum* o *Annularia*.

Los **helechos** eran muy abundantes, con frondes subdivididas en pínulas de diferente morfología, a veces de gran talla, como las de *Pecopteris*. Más frecuentes fueron los 'helechos con semilla' o **pteridospermas**, integrantes del segundo estrato arbóreo o sotobosque. Tam-

bién había formas trepadoras y epífitas cuyas frondes podían llegar a más de 2 m de longitud. Uno de los géneros más comunes es *Neuropteris*, que se reconoce por sus frondes con pínulas ovaladas. Finalmente, estaba el grupo de las **cordaitales**, que eran gimnospermas probablemente relacionadas con las coníferas cuya talla variaba desde plantas arbustivas a enormes árboles de hasta 45 m de altura. Son características sus hojas alargadas con nervaduras paralelas. Sus preferencias ambientales incluían zonas muy húmedas donde desarrollaron hábitos similares a los manglares (la planta crecía hasta en 1 metro de agua), aunque podían poblar



**Figura 6.16.** Flora del Paleozoico tardío. A: base de troncos de *Lepidodendron* en posición de vida en el Parque Victoria cerca de Glasgow, Escocia; B: fronde de *Sphenopteris*; C: superficie del tronco de *Lepidodendron* mostrando las bases de las inserciones foliares; D: *Ahrensisporites cristatus*, palinomorfo del Pensilvaniano Superior de la cuenca de Paganzo (oeste de Argentina).

zonas relativamente más secas. Hacia fines del Carbonífero (Estefaniano) se incorporan las coníferas, cuyas formas primitivas lucían bastante similares a las araucarias actuales. En el Pérmico, las coníferas se hicieron dominantes en las tierras altas y secas (representadas en Alemania por el *Rotliegendes*), relegando las escasas licófitas y helechos con semilla a los ecosistemas más húmedos.

En latitudes medias y altas se diferenciaron dos **dominios paleoflorísticos** distintos: el de Angara, en el Hemisferio Norte, y el Gondwánico, en los continentes australes. La flora de **Angara** estuvo restringida a Siberia, Mongolia y SE de Rusia y se caracterizó por la diversidad de coniferófitas (por ej. *Cordaites*) y esfenópsidas herbáceas. Se infiere que se desarrolló a latitudes mayores de 60°, aunque la rica flora del Pérmico Inferior de la región de los Urales y de Kazajistán, donde hay horizontes de carbón y esfenópsidas arbóreas, puede haber vivido bajo un clima menos severo transicional al dominio cathaysico. El dominio **Gondwánico** está restringido al sector austral de Pangea, a latitudes intermedias y altas (Fig. 6.17). Durante el Pérmico Temprano este dominio estuvo caracterizado por el género *Glossopteris* (Fig. 6.18), de allí el nombre de **flora de *Glossopteris*** con que se lo conoce. Durante el Carbonífero hubo en Sudamérica austral un evento de glaciación que está bien documentado en el oeste de Argentina, como veremos en el apartado § 6.16. La flora presente durante la etapa previa a la glaciación, en el Tournaisiano-Viseano, se desarrolló bajo un clima templado y húmedo. Esta flora, denominada AF por *Archaeosigillaria* y *Frenguella*, estaba formada por licófitas pequeñas y primitivas. Entre los dos pulsos de la glaciación se desarrolló una flora de clima muy húmedo (Flora FNC) caracterizada por los géneros *Frenguella*, *Nothorhacopteris* y *Cordaicarpus* (Balseiro et al., 2009). Luego, por encima de las diamictitas, ya en las fases tardíoglacial y posglacial, se expandió la flora conocida como NBG (iniciales de *Nothorhacopteris*, *Bothrychiopsis* y *Ginkgophyllum*). La presencia de niveles carbonosos en la Formación Tupe de la Precordillera argentina denota el pasaje a un clima templado y húmedo favorable al desarrollo de una flora más diversa constituida por grandes licófitas, esfenópsidas, pteridospermas endémicas de Gondwana y una colonización progresiva de las tierras altas por las cordaitales (Césari et al., 2007, 2011). En el Pérmico Temprano las

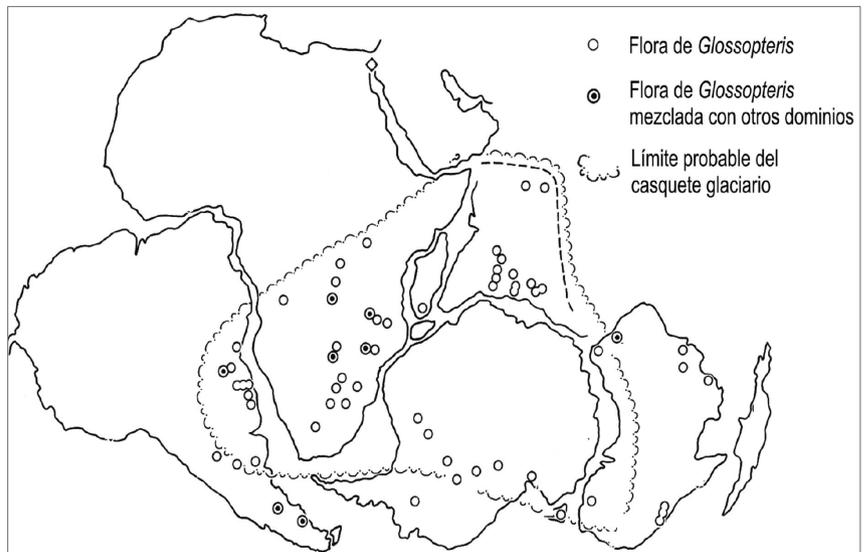


Figura 6.17. Distribución geográfica de la Flora de *Glossopteris* y límite inferido del casquete glaciario del Pérmico Temprano.

condiciones climáticas se hicieron más áridas en el oeste de Argentina y la región englazada se desplazó gradualmente hacia el este, dejando registros en las cuencas de Paraná (Brasil), Sierras Australes (provincia de Buenos Aires), Karoo (África del Sur) y Australia. El inicio del Pérmico está señalado en todo el continente de Gondwana por la aparición de *Glossopteris*, *Gangamopteris* y otras glossopterídeas, acompañadas de cordaitales

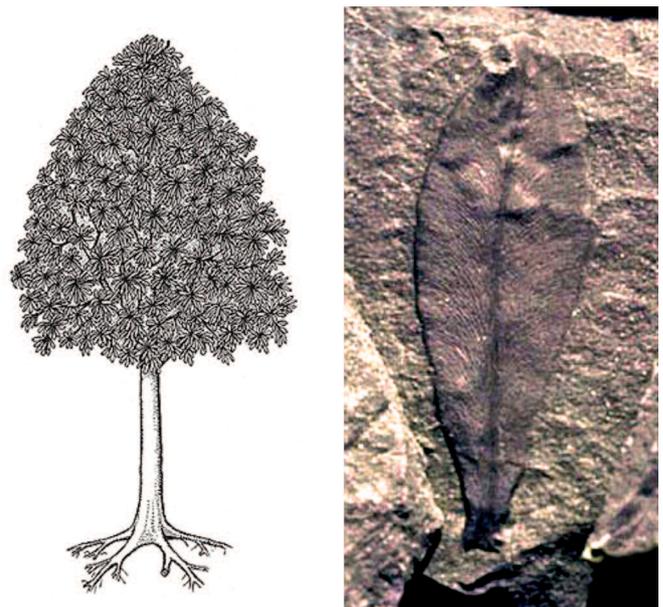


Figura 6.18. Reconstrucción del árbol de *Glossopteris* e impresión de una hoja.

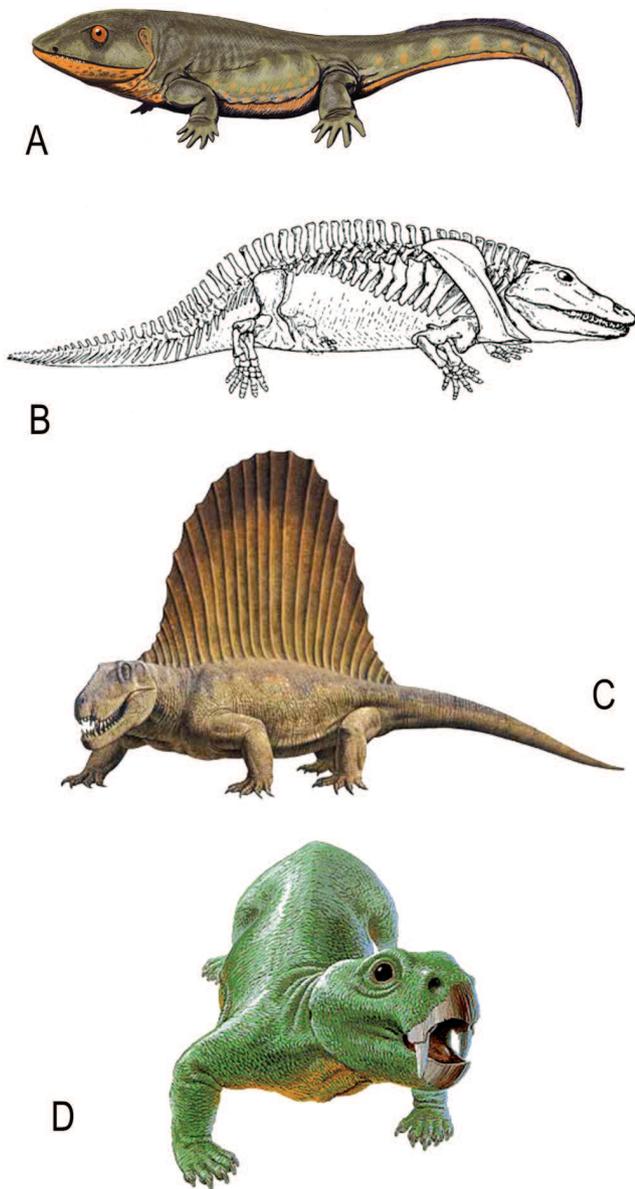


Figura 6.19. Tetrápodos del Paleozoico superior. A: *Pederpes*, un anfibio primitivo del Carbonífero Inferior; B: *Eryops*, anfibio temnospondilo del Pérmico Inferior; C: *Dimetrodon*, reptil pelicosaurio del Pérmico Inferior; D: *Lystrosaurus*, reptil dicinodonte del Pérmico Superior.

y coníferas. Este evento paleoflorístico permitió reconocer una Biozona de *Gangamopteris* (Archangelsky, 1996). En el Pérmico Inferior de la cuenca de Paraná se reconoció una comunidad que habitó una zona de albuferras compuesta por esfenópsidas, cordaitales y glossopterídeas arbóreas, y una segunda comunidad asociada a llanuras de inundación y albardones fluviales integrada por licófitas arbóreas, glossopterídeas y algunos helechos (Ianuzzi et al., 2007). También en las montañas Transantárticas centrales, en depósitos de llanuras aluviales de la Formación Buckely del Pérmico Superior

(ver § 6.13), se encontraron troncos en posición de vida con un diámetro de 14-25 cm y una altura estimada de hasta 19 metros. Se calcula que esta localidad se encontraba en ese tiempo dentro del círculo polar a una paleolatitud de ~75°S. El desarrollo de bosques a esta latitud tan alta se estima fue posible por el sostenido calentamiento posglacial, como lo testimonia el ascenso de cerca de 8°C de la temperatura de la superficie del mar en el Pérmico Tardío (Miller et al., 2016).

En el capítulo anterior vimos que a fines del Devónico vivieron distintas formas de anfibios primitivos, como *Ichtyostega*, que debían pasar la mayor parte de su tiempo en el agua. En niveles calcáreos del Carbonífero Inferior de Escocia se produjo el hallazgo de un esqueleto designado como *Pederpes* (Fig. 6.19A) que, curiosamente, había sido considerado como de un pez hasta que se limpió la roca que lo cubría y aparecieron parte de las patas. La torsión de los huesos indica que los pies estaban girados hacia adelante en vez de hacia los lados, como en sus predecesores, por lo que se infiere que *Pederpes* podía moverse razonablemente bien sobre tierra firme, aunque es posible que también haya incurrido en el agua (Clack, 2002). Los anfibios, sin embargo, nunca se desligaron del todo del medio acuático. En el Carbonífero Tardío y Pérmico dieron origen a formas robustas como *Cacops* y *Eryops* (Fig. 6.19B), este último de alrededor de dos metros de longitud y más de 100 kg de peso. Estos anfibios temnospondilos son más semejantes a los reptiles que a los anfibios actuales (ranas, salamandras, etc.). Justamente, a partir de un grupo de anfibios, los llamados antracosaurios, se originaron los primeros reptiles. El género *Seymouria*, del Pérmico Inferior de Texas, es el célebre ‘eslabón’ entre ambos grupos.



Figura 6.20. Cráneo del reptil gorgonopsio *Dinogorgon* encontrado en estratos del Grupo Beaufort del Pérmico Superior de Sudáfrica. Este predador alcanzó 2 metros de longitud.



**Figura 6.21.** *Inostrancevia* es uno de los gorgonópsidos más grandes conocidos, con una longitud de 3,5 metros y un cráneo de hasta 60 cm. Los dientes anteriores estaban muy desarrollados en forma comparable a los caninos del ‘tigre de dientes de sable’ del Pleistoceno. En el Tartariano superior del norte de Rusia (Wuchiapingiense de la escala global) se han encontrado varios esqueletos completos de este y otros reptiles.

Los **reptiles** iniciaron su evolución en el Carbonífero y se diversificaron rápidamente durante el Paleozoico tardío gracias a una innovación clave en el ciclo de desarrollo: la aparición del huevo amniota. A diferencia de los anfibios, en los reptiles el embrión está protegido por una membrana llamada *amnios* y, por fuera, por una cáscara calcárea semipermeable que evita la evaporación de los líquidos pero deja pasar los gases (entrada de  $O_2$  y salida de  $CO_2$ ). Esta fue la llave que permitió a los tetrápodos independizarse del medio acuático (al cual quedaron ligados los anfibios para depositar sus huevos) y colonizar el medio terrestre. Este mecanismo fue tan eficiente que ha perdurado hasta el presente no sólo en los ofidios, cocodrilos, tortugas y demás reptiles sino también en las aves, primas hermanas de estos últimos.

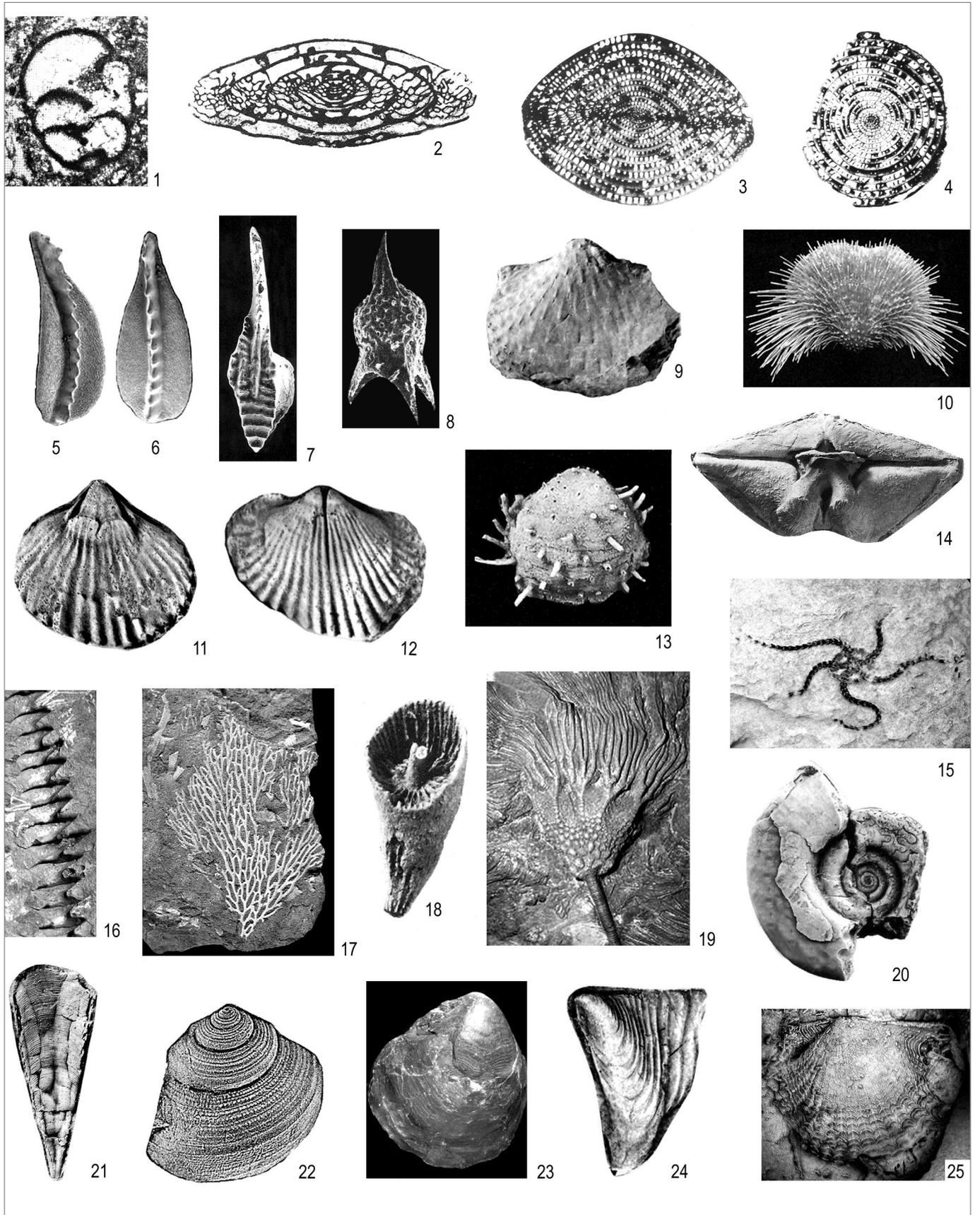
Los reptiles primitivos del Carbonífero eran formas pequeñas, superficialmente semejantes a lagartijas, como *Hylonomus*, encontrado dentro de los troncos ahuecados de *Sigillaria* mencionados previamente. El ecosistema del sotobosque, húmedo y rico en alimentos, estaba poblado, además, por una gran variedad de pequeños anfibios como los branquiosaurios, que poseían branquias externas, y los curiosos nectrídeos, con cabeza en forma de boomerang. Uno de los yacimientos más ricos es el de Nyrany, en la República Checa. Está formado por lutitas bituminosas de origen lacustre que contienen anfibios y una fauna muy variada de peces, insectos, arañas y milpiés que permitieron reconstruir con cierto detalle el ecosistema. Los insectos evolucionaron a par-

tir de las formas pequeñas y sin alas del Devónico, originando en el Paleozoico tardío formas aladas semejantes a libélulas que alcanzaron más de medio metro de envergadura.

A partir del Carbonífero Tardío, los reptiles sinápsidos – de los cuales surgieron los antecesores de los mamíferos – experimentaron una gran radiación adaptativa, especialmente en las regiones cálidas. Por esa razón, en Gondwana son menos diversos, aunque se han encontrado numerosos restos en rocas del Pérmico Superior de la cuenca de Karoo, en Sudáfrica. Los pelicosaurios fueron uno de los grupos de reptiles más emblemáticos del Pensilvaniano y del Pérmico. A este grupo pertenece *Dimetrodon*, un carnívoro de 3 metros de largo que poseía una gran ‘vela’ en el lomo sostenida por las espinas neurales

de las vértebras, que eran extremadamente largas (Fig. 6.19 C). Su función habría sido regular la temperatura corporal, muy necesaria en los animales de sangre fría (poiquilotermos). Otros pelicosaurios eran carnívoros pequeños y ágiles y algunos fueron herbívoros, aunque no todos poseían la membrana dorsal.

Las faunas más diversas de reptiles del Pérmico Tardío se encontraron en los extensos depósitos continentales de la plataforma rusa y la depresión cisuraliana al pie de los Urales donde se definió la primera serie del Pérmico y se reconocieron los pisos locales Kazaniano y Tartariano. En esta región se han relevado más de 400 localidades fosilíferas que abarcan el lapso Pérmico Tardío-Triásico Medio. La información paleontológica es tan abundante que se pudieron reconstruir distintas paleocomunidades reptilianas y las posibles cadenas tróficas. En la base de la pirámide alimentaria estaban los herbívoros, representados por los grandes y robustos dinocefalios y los dicinodontes, un grupo de sinápsidos pastadores que tenían el extremo del hocico puntiagudo o recubierto por un estuche córneo a modo de pico, como *Lystrosaurus* (Fig. 6.19 D). En estos ecosistemas el rol de predadores lo ocuparon los poderosos teápsidos carnívoros del grupo de los gorgonopsios, como *Dinogorgon* (Fig. 6.20) *Lycaenops* o *Inostrancevia*, cuyos dientes y articulación mandibular estaban perfectamente adaptados para la captura de presas (Fig. 6.21) (Sennikov, 1996). Estas comunidades fueron severamente afectadas por la crisis de fines del Pérmico.



## 6.6 FAUNAS MARINAS TETIANAS, BOREALES Y GONDWÁNICAS

Después de la extinción de fines del Devónico hubo un cambio importante en los grupos dominantes de las comunidades marinas. Los **trilobites**, por ejemplo, quedaron reducidos a unas pocas familias de proétidos, cuyos últimos representantes se extinguieron antes de finalizar el Pérmico. Otra gran ausencia es la de los graptoloideos, extinguidos a comienzos del Devónico. Los **conodontes** mantuvieron inalterable su presencia y han servido para establecer los límites de la mayor parte de las series y pisos (Fig. 6.22). Los cefalópodos **goniatítidos**, presentes en el Devónico, se diversificaron durante el Paleozoico tardío constituyendo el segundo grupo en importancia para las correlaciones intercontinentales. Otros fósiles de gran interés bioestratigráfico son los **fusulínidos**, un grupo de foraminíferos bentónicos de gran tamaño (1-2 cm de longitud, pero que pueden superar los 15 cm) cuyas paredes tabicadas se enrollan en forma espiral y a menudo se alargan según el eje de enrollamiento adquiriendo la forma de un grano de arroz. Dada su extrema abundancia en las calizas de aguas agitadas o arrecifales y su rápida diversificación en numerosos linajes evolutivos, estos foraminíferos son muy utilizados como fósiles guía.

Los **braquiópodos** continuaron siendo abundantes y diversos en las comunidades marinas bentónicas, si bien los grupos que dominaron fueron diferentes de los del Devónico. Uno de los más distintivos es el de los productidos, que son formas de gran tamaño cuya valva ventral es fuertemente convexa o 'inflada' y está cubierta de largas espinas que servían para la fijación sobre fondos blandos (Fig. 6.22). También fueron abundantes los grandes estrofoménidos de conchas planas o cóncavoconvexas, y las formas aladas como los espiriféridos, que también alcanzaron gran tamaño en el Pensilvaniano y Pérmico (Fig. 6.44). Otros integrantes de las comunidades del Paleozoico tardío fueron los braquiópodos rinconélidos y terebratulídeos, grupos que perduraron hasta el presente. A pesar de su abundancia y variedad, los braquiópodos tienen un uso limitado en

bioestratigrafía debido a su provincialismo. Los **corales**, el grupo más afectado por la crisis del Frasniano/Fameniano, se recompusieron durante el Carbonífero pero ya no volvieron a jugar un rol importante en la construcción de arrecifes, papel que fue asumido mayormente por las algas calcáreas, esponjas y briozoos. Los **briozoos** típicos del Carbonífero y Pérmico fueron los fenestélidos, cuyas colonias en forma de copa o abanico, a veces de gran tamaño, fueron un componente importante de los biohermos. Otros fósiles presentes en las facies de plataforma marina del Paleozoico tardío son los crinoideos (frecuentes en las calizas de aguas tropicales), bivalvos, gastrópodos y ostrácodos.

La distribución de las faunas en los mares del Carbonífero y Pérmico estuvo fuertemente controlada por las barreras climáticas; por ello los tres grandes dominios faunísticos ocuparon franjas subparalelas a las zonas latitudinales. Se han reconocido tres grandes dominios: El **Boreal**, desarrollado en las plataformas de aguas frías del norte de Laurasia, el **Tetano** (o Paleoequatorial) de aguas cálidas y el **Gondwánico** o **Austral** de aguas templadas a frías. Estas regiones biogeográficas han sido subdivididas, a su vez, en distintas provincias en base a la distribución geográfica de los braquiópodos y otros grupos (Archbold y Shi, 1996; Shi y Archbold, 1998). Por ejemplo, dentro del Dominio Tetiano se distinguen la **provincia Cathaysica**, confinada a China y Sibumasu, y la **Mediterránea**, que ocupó la región oeste del Paleotetis, desde el Mar Caspio hasta el sur de Europa occidental. Las faunas del sur del Mar Paleotetis son referidas a la provincia **Cimérica** que incluye Turquía, Irán, Omán (península Arábiga) y Pakistán (región de *Salt Range*). En el Pérmico tardío, en las aguas del recientemente abierto Mar Neotetis, se desarrolló la provincia **Himalaya**, presente en las plataformas del Tibet, Nepal, Pakistán, norte de la India, Timor y oeste de Australia.

Un buen ejemplo de la aplicación del provincialismo faunístico y florístico en paleogeografía es la reconstrucción de la historia de acreción del complejo *collage* de terrenos del este de Asia (Fig. 6.23). En el Carbonífero y Pérmico Inferior China del Norte y del Sur, N Qiangtang, Tarim e Indochina-Malasia estaban ubicados en la

**Figura 6.22.** Invertebrados marinos del Paleozoico tardío. 1. *Globivalvulina* sp., foraminífero del Pérmico Inferior de la Puna argentina; 2. *Triticites* sp., foraminífero fusulínido del Carbonífero; 3-4. *Neoschwagerina* sp., foraminífero fusulínido del Pérmico; 5-6. *Clarkina wangi*, conodonte del Pérmico; 7. *Idiognathodus*, conodonte del Pérmico; 8. *Archocyrtium*, radiolario del Carbonífero Inferior de Francia; 9. *Levipustula levis*, braquiópodo productido del Carbonífero de Gondwana; 10. Braquiópodo productido silicificado mostrando las espinas sobre la valva ventral. 11-12. *Azurduya chavelensis*, braquiópodo del Carbonífero de Gondwana; 13. *Marginifera* sp., braquiópodo productido del Pérmico de Asia; 14. *Septosyringothyris covacevichi*, braquiópodo espiriférido del Carbonífero Inferior de Chile; 15. *Archaeophiomusium andinum*, equinodermo ofiuroido del Pérmico de Venezuela; 16. *Archimedes* sp., briozoo fenestélido del Carbonífero; 17. *Polypora* sp., biozoo fenestélido del Pérmico de Venezuela; 18. *Cyathaxonia* sp., coral rugoso del Carbonífero; 19. Equinodermo crinoideo con cáliz y brazos articulados (Carbonífero); 20. *Protocanites scabrinii*, amonoideo del Carbonífero Inferior de Argentina; 21. *Hyolithes* sp., molusco del Pérmico Inferior de la Patagonia argentina; 22. *Glabrocingulum (Stenozone) argentinus*, gastrópodo del Pérmico Inferior de la cuenca de Terpuel, Patagonia argentina; 23. *Eurydesma* sp., bivalvo del Pérmico Inferior gondwánico; 24. *Myalina tiamaensis*, bivalvo del Pérmico Inferior de Venezuela; 25. *Acanthopecten coloradoensis*, bivalvo del Pérmico Inferior de Venezuela.

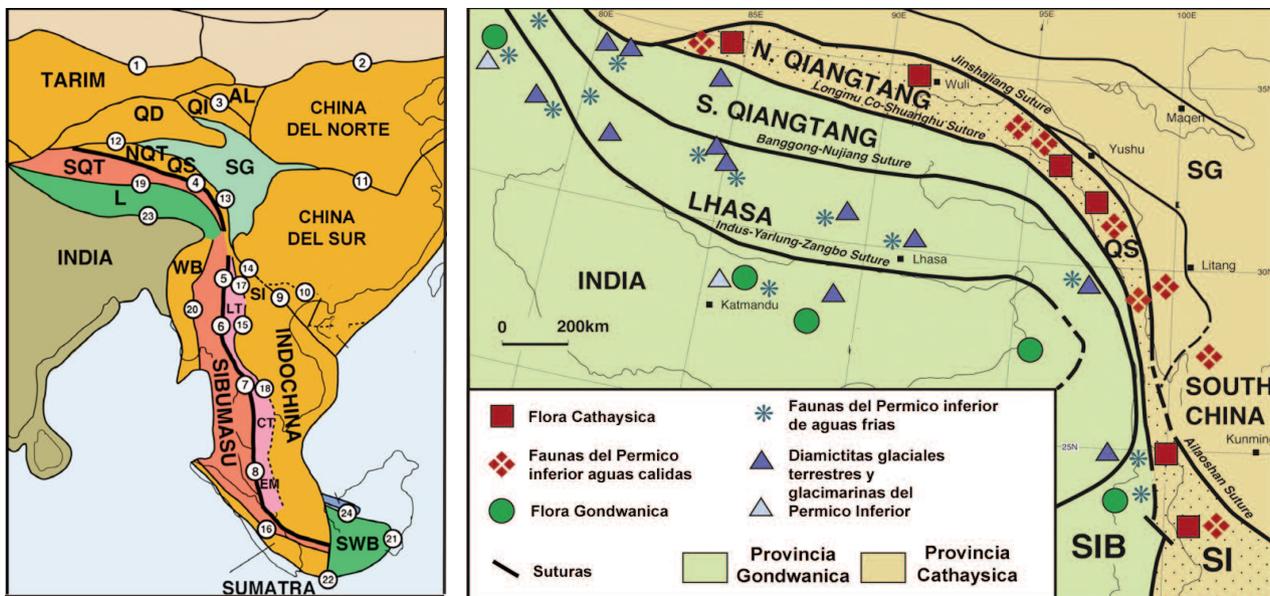


Figura 6.23. Izquierda: Distribución de los principales bloques continentales y suturas (números en círculos) del este de Asia. El número 23 es la sutura del Indus y el 19 la sutura de Benggong. Terrenos: EM = Este de Malasia; L = Lhasa; NQT = Qiangtang Norte; QD = Qaidam; QI = Qilian; SQT = Sud Qiangtang; SIB = Sibumasu; SWB = Borneo; WB = Burma. Derecha: Detalle de la zona de acreción de India y otros terrenos en la que se muestra la distribución de las provincias faunísticas y florísticas del Pérmico Inferior en la región del Tibet-Yunnan. Nótese la notable yuxtaposición de las biotas de clima templado/frío y las de clima cálido a ambos lados de la sutura Longmu que marca el cierre del Paleotetis (número 4 en el mapa de la izquierda) (modificado de Metcalfe, 2013).

zona ecuatorial, al norte del Paleotetis y sus faunas y floras son de clima cálido (Cathaysicas). Por el contrario, en el Pérmico Inferior los terrenos Sibumasu, Qiangtang Sur (parte del continente Cimérico), Lhasa, Java y Borneo aún estaban próximos del margen Gondwanánico formando el borde austral del Paleotetis, por lo cual su biota era de clima templado-frío. La subducción del Paleotetis debajo de la placa asiática y su posterior cierre a fines del Triásico puso en contacto tectónico estos bloques de distinto origen (Figs. 6.22, 6.24).

El sector cálido de América del Norte corresponde a la región **Norteamericana**. En este continente las faunas boreales se localizan más al norte, en el Canadá ártico, lo que confirma la estrecha correlación que existe entre provincialismo y paleolatitud. Las únicas faunas anómalas de América del Norte se encuentran en la región cordillerana del oeste, desde los Montes Wrangell de Alaska hasta la Isla Vancouver de la Columbia Británica, en Canadá, donde hay calizas con braquiópodos y corales con afinidades asiáticas. El hecho de que estas calizas sobreyacen o se intercalan con rocas volcánicas de arco y lavas en almohadilla permite inferir el origen intraoceánico de estas rocas. Esto, sumado al carácter anómalo de la fauna, es una fuerte evidencia de la presencia de varios terrenos exóticos acrecionados al margen cordillerano en tiempos postpaleozoicos. De ellos, *Wrangellia*, con cerca de 2500 km de longitud, es el más

extenso. Otro terreno estrechamente relacionado es *Alexander*, cuyas faunas Devónicas son fuertemente endémicas. Se calcula, en base a datos paleomagnéticos, que durante el Pérmico estos terrenos estaban a alrededor de los 15°N de latitud y a más de 3000 km de distancia del margen 'Pacífico' de Norteamérica. En el Cretácico, en el momento de su acreción, yacían mucho más al norte, cerca de los 60°N (Yancey, 1976; Belasky et al., 2002; Cocks y Torsvik, 2011).

Los corales y los bivalvos también desarrollaron provincialismo en el Paleozoico tardío. En las aguas frías de Gondwana habitó una asociación característica de bivalvos conocida como Fauna de *Eurydesma*, presente en el Pérmico Inferior de las Sierras Australes, Brasil, Australia, Sudáfrica y la India (Fig. 6.21). Más al norte, en la cuenca de Amazonas y en las sucesiones calcáreas de Perú, Colombia y Venezuela, hay faunas típicas de aguas cálidas (Sánchez, 1984). En las asociaciones de bivalvos del centro-oeste de Argentina las formas gondwánicas son escasas, la fauna de *Eurydesma* está ausente y hay numerosos elementos tetianos como *Wilkingia*, *Septmyalina* y *Acanthopecten* (Sterren, 2004). La migración de formas tetianas a paleolatitudes más altas durante principios del Pérmico coincidió con el advenimiento de un clima más templado y húmedo, testimoniado por la presencia de niveles de carbón próximos a las capas marinas en la Formación Tupe, en la cuenca

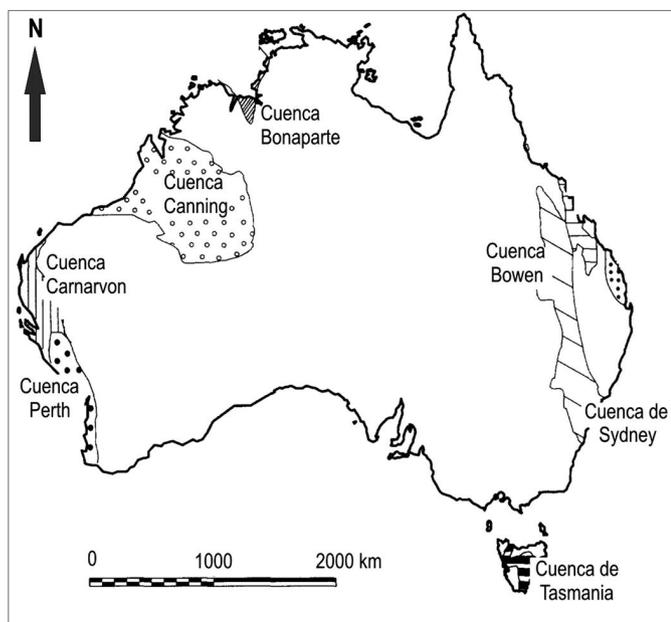


Figura 6.24 Las cuencas del Paleozoico superior de Australia.

de Paganzo de Argentina (López-Gamundí et al., 1993). Curiosamente, los braquiópodos asociados a los bivalvos siguen teniendo fuertes afinidades con las faunas de aguas frías de Australia, India y Patagonia (Cisterna et al., 2006a), lo que confirma que la reacción de los organismos frente a los cambios ambientales depende de los requerimientos fisiológicos propios del grupo.

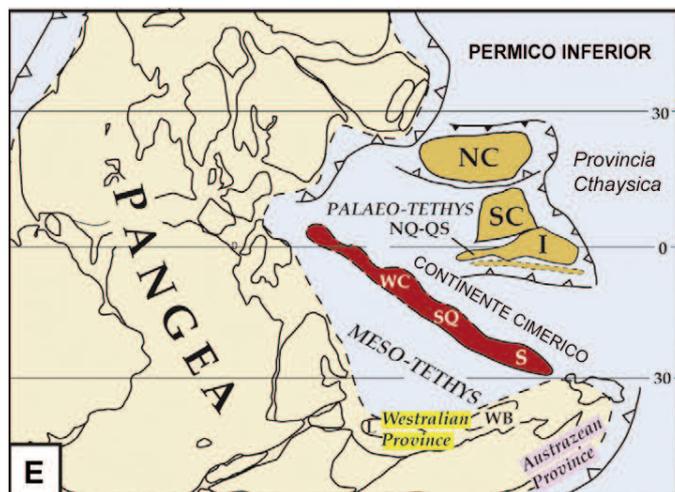
## 6.7 EL PALEOZOICO SUPERIOR EN AUSTRALIA Y LOS PROBLEMAS DE LA CORRELACIÓN INTERCONTINENTAL

Los tres grupos de fósiles más utilizados por la Comisión Internacional de Estratigrafía para fijar los límites de las series y pisos del Carbonífero Superior y Pérmico son los conodontes, goniatítidos y fusulínidos. Estos organismos fueron habitantes de mares templado-cálidos, razón por la cual son extremadamente raros en el sector de aguas frías de Gondwana. Si a esto le sumamos el marcado provincialismo de los braquiópodos –los fósiles más frecuentes de esta región– la correlación de las sucesiones estratigráficas gondwánicas con la escala global se torna bastante difícil, incluso la correlación de las sucesiones gondwánicas entre sí (Archbold, 1999). Un buen ejemplo de este problema es la correlación entre las sucesiones Pérmicas de Australia con otras regiones, en especial con la cuenca de la Cordillera argentina, que contiene una de las sucesiones más completas de Gondwana (ver § 6.14). Una consecuencia de esto es que tanto la edad de sus formaciones como la posición del límite Carbonífero/Pérmico han sido permanente materia de controversia.

En **Australia** las principales cuencas sedimentarias del Carbonífero Superior y Pérmico están localizadas en los sectores oriental y occidental del continente (Fig. 6.24). Los afloramientos orientales corresponden a la cuenca de Sydney-Bowen. Esta cuenca angosta y alargada, de alrededor de 1600 km de longitud, bordea al orógeno costero de New England, el componente más oriental de los Tasmánides (ver § 4.14). Este orógeno es una faja plegada, corrida y metamorfozada como resultado de la subducción a lo largo del margen australiano durante el Devónico y Carbonífero. Luego, un evento extensional ocurrido en el Pérmico Inferior generó la cuenca de Sydney-Bowen en la que se acumuló una potente sucesión continental y marina de edad Permo-triásica (Glen, 2005). En el sector noroeste de Australia hay varias cuencas dispuestas a lo largo del margen del cratón. La más interna es la cuenca Canning, de larga historia durante el Paleozoico. Otras cuencas marginales son las de Bonaparte, Perth y Carnarvon. El origen de estas cuencas está relacionado con los sistemas de rift que separaron el continente de Cimmeria de Gondwana y que llevaron a la apertura del Mar Neotetis en el Pérmico Medio.

La **cuenca de Carnarvon** es particularmente importante por el gran espesor de los estratos del Carbonífero Superior-Pérmico (~ 5000 m), la variedad de facies y la asociación de rocas glaciogénicas con niveles marinos ricamente fosilíferos. Comprende tres sucesiones estratigráficas bien definidas que se repiten, con diferencias menores, en las otras cuencas del oeste de Australia (Eyles et al., 2003). Esta división tripartita está formada por (1) una sucesión inferior de flujos de gravedad submarinos que incluyen detritos de origen glacial (Carbonífero Superior-Pérmico basal), (2) un intervalo de pelitas y calizas de aguas profundas depositadas en una etapa de cuenca ‘hambrienta’ o subalimentada generada por rápida subsidencia y simultáneo ascenso del nivel del mar, y (3) areniscas de ambiente marino somero y deltaico, comúnmente con capas de carbón. Hay autores que consideran que esta sucesión de facies tripartita estuvo regulada primariamente por variaciones glacioeustáticas y avances y retiros a gran escala del casquete glacial (Visser, 1997). Otros, basados en datos bioestratigráficos de alta resolución (por ej. palinología), demostraron que el intervalo de pelitas negras tiende a ser diacrónico en las distintas cuencas, por lo que consideran que existió un fuerte control tectónico en el relleno de estos sistemas de rift y que los efectos de la tectónica local se superponen y enmascaran (o anulan) los efectos climáticos (Eyles et al., 2002, 2003).

La cuenca Carnarvon y otras cuencas del oeste de Australia tienen la particularidad de que sus faunas (referidas a la provincia faunística Westraliana) tienen



**Figura 6.25.** Australia y sus provincias faunísticas en el contexto del sector oriental de Gondwana. El continente Címérico había iniciado su separación de Gondwana con la apertura del Mesotetis (o Neotetis). Al norte del Paleotetis, en la franja ecuatorial, estaban los bloques de China del Sur (SC) y del Norte (NC) e Indochina (I) con fauna y flora cathaysica (de Metcalfe, 2013).

elementos en común con las faunas de aguas cálidas de Cimmeria y del Paleotetis, pero también con las de aguas más frías del este de Australia (cuencas de Bowen y Sydney), Tasmania y Nueva Zelanda (referidas a la provincia Austrazeana) (Fig. 6.25). Por ello, pueden utilizarse como nexos entre las sucesiones gondwánicas y extragondwánicas. El paleontólogo australiano Neils Archbold reconoció en la cuenca Carnarvon 17 biozonas de braquiópodos, algunas de las cuales han sido identificadas en las otras cuencas australianas. Esta cuenca también contiene numerosos niveles con amonoideos, unos pocos conodontes y una sucesión muy completa de zonas palinológicas. Las cuencas del este, como la de Sydney, son difíciles de correlacionar con las del oeste por el endemismo de sus braquiópodos que hace que muchos de los géneros y todas las especies sean diferentes del resto. Recientemente, la elaboración de esquemas más refinados de palinozonas llevó a reconocer especies de palinomorfos en común entre las cuencas del este y del oeste. Esto abrió las puertas a una correlación interprovincial, es decir, permitió correlacionar las biozonas de braquiópodos del este y del oeste de Australia, reconociéndose algunos géneros clave que fueron utilizados como nexos, tales como los productidos *Pseudostrophalosia* y *Echinalosia*.

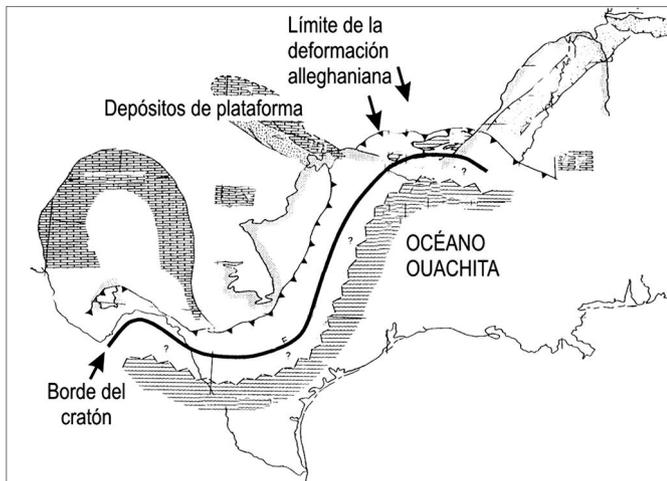
Las secuencias marinas de las cuencas de Paganzo y Río Blanco del oeste de Argentina (ver § 6.14) fueron correlacionadas con las del este de Australia mediante la comparación de las palinozonas y las asociaciones de braquiópodos. Sin embargo, tales correlaciones se ven dificultadas por el provincialismo de las floras, las con-

diciones ecológicas/ambientales de cada cuenca, las discrepancias en el rango estratigráfico de algunas biozonas y la escasez de registros estratigráficos continuos. La comparación de las faunas de braquiópodos llevó a reubicar en el Pérmico Inferior (Asseliano) biozonas que antes habían sido consideradas como del Carbonífero Superior, como la de *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus*. Esta asociación de braquiópodos se registra por encima de los niveles carbonosos con flora NBG y está caracterizada, entre otros, por el productido *Costatumulus*, presente también en la provincia westraliana. Estos braquiópodos ingresaron en la cuenca precordillerana acompañando a la vasta transgresión marina que se produjo durante el Sakmariano en gran parte de Gondwana al finalizar la glaciación. El ingreso de *Kochiproductus* junto a *Costatumulus ductus*, una forma cosmopolita y tolerante de aguas cálidas, confirma el evidente mejoramiento climático que sobrevino en la época posglacial (Cisterna, 2010; Taboada, 2010).

Finalmente, un elemento clave para calibrar la sucesión bioestratigráfica son las dataciones isotópicas, aunque estas no siempre pueden obtenerse por falta de materiales adecuados. A las dataciones K-Ar en basaltos ya existentes, se han sumado recientemente edades U-Pb muy precisas obtenidas en circones presentes en intercalaciones volcánicas de la cuenca de Paganzo (Gulbranson et al., 2010; Césari et al., 2011). Con estos datos, la flora NBG queda circunscripta al lapso Misisipiano tardío (Serpukhoviano)–Pensilvaniano temprano (Bashkiriano). A su vez, las edades isotópicas de los niveles con los braquiópodos arriba mencionados (*Tivertonia/Streptorhynchus*) indican una edad Pensilvaniana tardía (alrededor de 312 Ma) y no Pérmica. A pesar de estas incongruencias, se está en camino de integrar no sólo los esquemas bioestratigráficos de Brasil, Argentina, Sudáfrica y Australia sino también de establecer equivalencias entre los distintos eventos paleoclimáticos.

## 6.8 EL MISISIPIANO Y PENSILVANIANO DE AMÉRICA DEL NORTE: EL ENIGMA DE LOS CICLOTEMAS

A comienzos del Carbonífero, la mayor parte de Norteamérica fue cubierta por una vasta transgresión marina que dejó emergidos solamente los Apalaches, que se habían levantado a fines del Devónico, y las tierras bajas aluviales que bordeaban el ‘Continento de las Viejas Areniscas Rojas’ (Ártico Canadiense, Groenlandia), de donde provinieron la mayor parte de los sedimentos (6.26). En el resto del continente dominaron las calizas de mar somero, que es la litología distintiva del Misisipiano. Las secciones típicas están en el valle superior del río Mississippi, en los estados de Missouri, Iowa e Illinois, de donde toma el nombre el subsistema. Tam-



**Figura 6.26.** Paleogeografía del sureste de América del Norte durante el Paleozoico superior mostrando las facies de plataforma carbonática y las facies Ouachita de mar profundo.

bién afloran en la región del Gran Cañón, donde la Caliza Redwall forma elevadas escarpas cortadas por el río Colorado (Fig. 6.27). Hacia el oeste, estas calizas continúan a lo largo de las Montañas Rocallosas donde alcanzan espesores superiores a los 1200 m.

Las calizas del Misisipiano Inferior contienen abundante pedernal, pero hacia arriba, en el Merameciano (nombre de una serie local), se hacen más puras y por ello han sido ampliamente utilizadas en la construcción. La Caliza Indiana, por ejemplo, fue utilizada para construir el emblemático edificio Empire State de Nueva York. Lo más distintivo de las calizas misisipianas es la gran abundancia de crinoideos (los llamados lirios de



**Figura 6.27.** Vista panorámica de la Caliza Redwall del Misisipiano en el Gran Cañón del Colorado donde yace subhorizontal y forma escarpas verticales de color rojizo. Yace en discordancia erosiva sobre dolomías del Devónico, de color ocre amarillento visibles a la izquierda y la derecha, debajo de la escombrera.

mar), los que junto a los extinguidos blastoideos formaban verdaderas praderas marinas, de allí el nombre de 'edad de los crinoideos' con que popularmente se conoce a este subsistema (Fig. 6.28). Además de calizas crinoideas fosilíferas, también hay algunos desarrollos biohermales en las Montañas Sacramento de Nuevo México, los que se asemejan a los arrecifes del Carbonífero Inferior de Europa. Estos arrecifes crecieron sobre elevaciones del fondo, probablemente acumulaciones crinoideas, siempre en aguas someras y agitadas. Los organismos formadores fueron calcimicrobios que generaron estructuras trombolíticas, juntamente con crinoideos y grandes colonias de briozoos fenestélidos. Hacia fines del Misisipiano (Serie Chesteriana) las calizas se intercalan con pelitas y areniscas reflejando un mayor aporte clástico desde los Apalaches, donde se depositaron potentes sucesiones de areniscas, lutitas y capas de carbón correspondientes a llanuras costeras, planicies aluviales y deltas que desembocaban en la costa marina.

En la periferia del cratón no había calizas de plataforma sino potentes sucesiones de pelitas y chert depositados en la llanura abisal, sucedidas por turbiditas y ocasionales flujos de detritos cuya edad, en base a los escasos conodontes encontrados en bloques exóticos de caliza, abarca desde el Misisipiano Tardío al Pensilvaniano Temprano. Estas rocas de aguas profundas están bien expuestas en los Montes Ouachita, Arbuckle y Wichita en el sur de EE.UU., en los estados de Alabama, Arkansas, Oklahoma y Texas, y por eso se las conoce como **facies Ouachita** (Fig. 6.26). También se las ha detectado costa-afuera, en el subsuelo del Golfo de

México. Se infiere que estos sedimentos abisales se depositaron en un océano marginal a Laurentia, transformado luego en un océano remanente (Océano Ouachita) a medida que se producía la aproximación del norte de Gondwana. Las potentes sucesiones arenoso-pelíticas (Formaciones Stanley, Jackford, Atoka), cuyo espesor en conjunto supera los 15 km (!), representan complejos de abanicos turbidíticos formados a lo largo del eje de la cuenca oceánica que se estaba cerrando. Las paleocorrientes indican que las corrientes de turbidez se desplazaban hacia el noroeste u oeste. El aporte de sedimentos sinorogénicos en el Pensilvaniano inferior (Formación Atoka) fue tan grande que las turbiditas progradaron sobre los márgenes del cratón Lauréntico donde formaron depósitos de talud y de cuenca de antearco (Viele y Thomas, 1989). Finalmente, este relleno fue plegado, fallado y



**Figura 6.28.** Fósiles característicos de las calizas del Misisipiano de América del Norte. De izquierda a derecha: colonia de corales tabulados; ejemplares de crinoideos con el cáliz y los brazos articulados; encrinura formada por artejos desarticulados de tallos de crinoideos; ejemplares de *Pentremites*, un equinodermo del grupo de los blastoideos.

corrido sobre el continente por efectos de la colisión con Gondwana en el Pensilvaniano Inferior, formando el **cinturón orogénico Ouachita** que, en parte, es sincrónico con el orógeno Aleganiano. Hacia el oeste, la intensidad de esta orogenia disminuyó, pero sus efectos son palpables en el basculamiento de los estratos del Pensilvaniano.

Luego de la regresión marina ocurrida a fines del Misisipiano el cratón fue nuevamente inundado a mediados del **Pensilvaniano** generándose una discordancia de carácter regional. El área cubierta por el mar Pensilvaniano fue muy extensa, aunque menor que en el Misisipiano. Las tierras emergidas ocuparon todo el sector apalachiano, desde Terranova hasta Florida, además de la mitad oriental de Canadá. Esta tendencia regresiva continuó hasta mediados del Pérmico cuando el mar quedó reducido a cuencas interiores hipersalinas.

Las rocas pensilvanianas son casi enteramente clásicas y representan el relleno de la cuenca de antepaís generada durante la orogenia Aleganiana (§ 6.9). Como producto de la misma, se formaron extensas **cuñas clásicas** progradantes en dirección del cratón y alimentadas desde la zona orogénicamente activa situada hacia el este (Hatcher et al., 1989). El espesor de estas cuñas clásicas va disminuyendo a partir del sitio de alimentación y dispersión de los sedimentos, y distalmente se interdigitan con los depósitos marinos carbonáticos acumulados en el interior del área cratónica y progradan sobre ellos. A lo largo de los Apalaches se reconocen dos cuñas clásicas principales, una centrada en el este de Pennsylvania y otra, más al sur, en Tennessee. La tercera está en los Montes Ouachita mencionados previamente. Las tres cuñas clásicas se solapan lateralmente a lo largo del rumbo del orógeno. Los sedimentos dominantes corresponden a sistemas aluviales que desembocaban en la extensa línea de costa del mar epírico que cubría el cratón. Allí se formaron deltas y extensas llanuras pantanosas. Las facies típicas son areniscas fluviales y

de canales distributarios de llanuras deltaicas, pelitas negras y carbón depositados en llanuras de inundación y pantanos costeros, e intercalaciones calcáreas de aguas salobres que indican intrusiones marinas. En esta franja que se extiende por lo Apalaches desde la región de los grandes lagos (Michigan, Illinois) hasta Alabama se formaron los grandes yacimientos de **carbón** norteamericanos (Fig. 6.29). Depósitos similares se generaron más al oeste, en la cuenca de *Midcontinent* de Missouri y Kansas. En su génesis, todos estos depósitos son equivalentes a los del norte de Europa (cuenas hulleras ‘parállicas’) desarrolladas en la cuenca de antepaís varisca. En total, las cuencas hulleras de América del Norte cubren una superficie superior al medio millón de kilómetros cuadrados. En el área cercana a Pittsburg hay más de 50 capas de carbón, una de las cuales alcanza cerca de 4 m de potencia. Estas formaciones pensilvanianas también son importantes productoras de petróleo y gas.

A diferencia de los Apalaches centrales y australes,



**Figura 6.29.** Mina de carbón a cielo abierto en los Apalaches centrales, USA. Nótese el notable espesor de las capas de carbón resultante de la mayor subsidencia de este sector de la cuenca. Arriba del carbón hay pelitas oscuras con fauna marina sobre las que progradan areniscas deltaicas y fluviales (capas de color claro). Los estratos corresponden al Grupo Allegheny del Pensilvaniano medio (Desmoinesiano de la escala local).

donde dominan los corrimientos, en los **Apalaches canadienses** las estructuras dominantes son fallas transcurrentes que delimitaron cuencas intermontanas fuertemente subsidentes rellenas por sedimentos carboníferos de ambiente continental. Los sedimentos rojos son frecuentes y las capas de carbón son delgadas (menos de 10 cm de espesor). En general, son comparables a las cuencas lacustres de Europa, aunque de mayor envergadura que éstas. Parte de las secuencias están magníficamente expuestas en los acantilados marinos de las costas canadienses de Nueva Escocia. Una de las unidades más relevantes por su contenido paleontológico es la Formación Joggins, de más de 800 m de espesor, en la que se han encontrado 148 especies de plantas (incluyendo troncos en posición de vida), invertebrados (gastropodos, bivalvos, ostrácodos, euriptéridos, escorpiones, anélidos), peces (osteictios, acantodios, condriictios,) y vertebrados (anfibios y reptiles primitivos). Estos fósiles permitieron reconstruir con cierto detalle la sucesión de ecosistemas que habitaron desde las tierras bajas y húmedas próximas al mar hasta las zonas altas con menor drenaje (Falcon-Lang et al., 2006).

Una característica de las secuencias del Pensilvaniano de América del Norte es la repetición cíclica de ciertos tipos litológicos. Cada ciclo completo fue denominado **ciclotema** por Wanless y Weller en 1932. (Fig. 6.30) Los ciclotemas no son exclusivos de las cuencas de Estados Unidos sino que también están presentes en las cuencas carboníferas coetáneas de Europa. En el modelo tradicional, un ciclotema está formado por los siguientes miembros (Fig. 6.31): (a) una arenisca canalizada de origen fluvial, cuya relación basal es de corte/relleno, (b) lutitas arenosas, (c) arcilla, (d) uno o más horizontes de carbón de variable espesor con plantas fósiles, (e) limolitas y pelitas negras de ambiente marino somero restringido, (f) calizas y pelitas de plataforma abierta con fauna marina (conodontes, fusulinas, braquiópodos), y (g) lutitas y calizas algales de agua salobre. Estas últimas son cortadas por el término basal del próximo ciclotema. Cada uno de estos ciclos mide algunas decenas de metros de espesor y se puede repetir hasta 100 veces a lo largo de una columna estratigráfica. Cada ciclotema puede seguirse lateralmente muchos kilómetros. Incluso se pudieron correlacionar los principales ciclotemas del Pensilvaniano de los Apalaches con los de las cuencas de Moscú y de Donets (ver § 6.4) usando como niveles guía generales algunas calizas con conodontes de amplia distribución geográfica y luego interpolando mediante un ordenador los ciclotemas interpuestos teniendo en



**Figura 6.30.** Afloramiento de una sucesión ciclotémica del Pensilvaniano medio (Atokano de la escala local) sobre una autovía al norte de Jackson, Kentucky, USA. Las rocas corresponden a la Formación Hyden consistente en capas alternantes de carbón y rocas siliciclásticas (de <https://www.flickr.com/photos/jsjgeology>).

cuenta su espesor y otros atributos (Heckel, 2007). Esto indica que el fenómeno que generó los ciclotemas no fue local sino que tuvo gran amplitud geográfica.

El principal interrogante que plantean los ciclotemas es su origen. El hecho de que cada ciclotema contenga un hemiciclo marino y uno no marino denota que su génesis estuvo ligada a rápidas oscilaciones de la línea de costa. Un ciclo completo abarca una pocas decenas de miles de años y corresponde a un ciclo de cuarto orden en la escala de seis propuesta por Einsele (1992).

Se han planteado diversas hipótesis para explicar la génesis de los ciclotemas: 1) la hipótesis tectónica plantea que se deben a movimientos de ascenso/descenso del continente que causan regresiones y transgresiones. Estos movimientos corticales tipo 'yo-yo' son muy difíciles de explicar por su alta frecuencia; 2) la hipótesis climática postula que en épocas más lluviosas el volumen de sedimentos acarreado hacia los deltas es mayor, produciéndose la progradación del sistema, lo que se traduce en una regresión y, a la inversa, cuando el aporte disminuye, el delta es invadido por el mar. Actualmente se sabe que estos factores sólo determinan variaciones en la litología de los ciclotemas a escala regional, por. ej. la proporción de carbonatos o rocas clásticas en distintos sectores de la cuenca; 3) la hipótesis autocíclica (o sea, ciclicidad ligada a la dinámica propia del sistema sedimentario) enfatiza el hecho de que los lóbulos deltaicos se pueden desactivar cuando el canal alimentador encuentra una ruta más corta hacia el mar; en ese caso, el mar invade el lóbulo deltaico más cercano depositándose arcillas con fauna marina. Este proceso autocíclico, sin embargo, ocurre en lapsos más cortos (el delta del río Misisipi se desactivó siete veces en los últimos 5000

años) y los ciclos sedimentarios tienen sólo algunos metros de espesor. Además, se trata de fenómenos demasiado locales, objeción que también es válida para la explicación 'climática'; 4) la hipótesis glacioeustática relaciona los ciclotemas con descensos y ascensos del nivel del mar por efecto de repetidos eventos glaciales/interglaciales cuya duración se corresponde con los ciclos de Milancovitch, que son ciclos de alta periodicidad de origen astronómico (precesión 17 ka, oblicuidad 35 ka, excentricidad corta 95 ka y larga 413 ka) (ver Capítulo 9). En base a datos bioestratigráficos finamente calibrados y edades U-Pb se ha calculado que la duración individual de cada ciclotema oscila entre 9 y 82 ka, pero más del 50% de los mismos están en el rango de 29-39 ka, lo que sugiere un control por ciclos de Milankovitch. En este caso se trataría de ciclos de oblicuidad, aunque la periodicidad cercana a los 80 ka estaría relacionada con ciclos cortos de excentricidad (van den Belt et al., 2015). Esta última es la hipótesis más aceptada puesto que es la única que da cuenta del alcance global del fenómeno. Aún así, solamente el 70% de la variación neta del nivel del mar sería debida a variaciones eustáticas, siendo el 30% remanente causado por subsidencia. También debe haber habido cierta interferencia con las fases de reactivación orogénica y subsidencia que afectaron fuertemente la placa norteamericana a fines del Paleozoico y regularon el espacio de acomodación de los depósitos terrestres.

La interpretación de un ciclotema en el marco de la estratigrafía secuencial es bastante diferente de la interpretación clásica y modifica el punto de inicio del ciclo. El concepto básico es que los ciclos astronómicos antes mencionados producen fluctuaciones del nivel del mar de varias decenas de metros de amplitud generando discontinuidades. Según el *modelo secuencial* o genético, cada ciclotema se inicia con una superficie erosiva regional que coincide con un descenso del nivel del mar produciendo exposición subaérea y formación de paleosuelos (capa arcillosa, sotoarcilla o *underclay*). El carbón yace en discontinuidad sobre ellos y marca el inicio de la secuencia. Las capas de carbón se formaron en las áreas palustres próximas a la costa y son el resultado de la conjunción de un ascenso del nivel del mar y abundantes precipitaciones. A medida que la transgresión progresaba se depositaban pelitas ricas en materia orgánica con fauna marina (localmente pueden ser calizas marinas) sucedidas por capas de agua salobre. Sobre estas finalmente progradaron depósitos de prodelta y luego fluviales por lo que la sucesión en su conjunto es claramente grano y estratocreciente. En términos de estratigrafía secuencial este último intervalo representa al cortejo de mar alto (Cecil et al., 2013).

No todos los ciclotemas tienen una fase marina. En

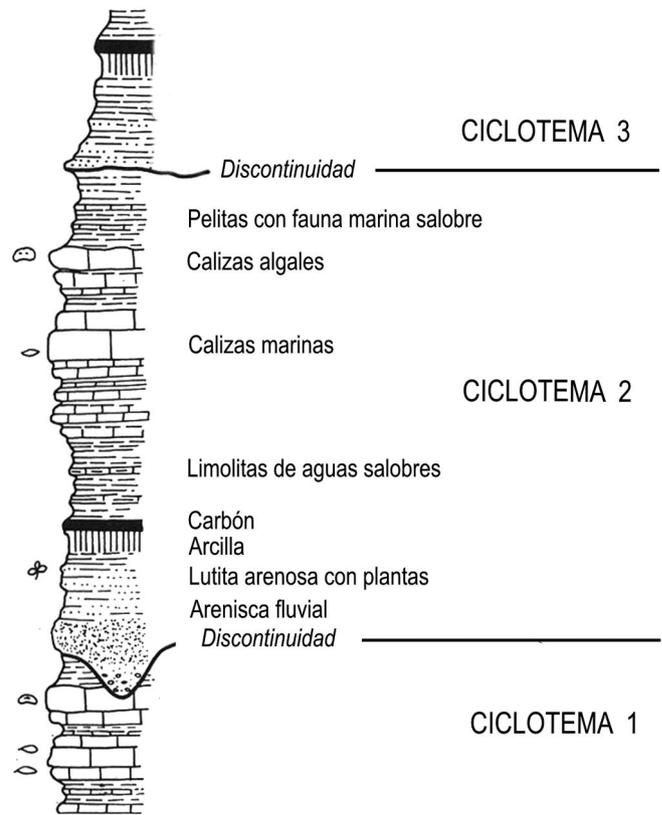


Figura 6.31. Modelo tradicional de un ciclotema completo donde se reconoce un hemicyclo inferior transgresivo y uno superior regresivo. Cada ciclotema está separado por superficies erosivas. La interpretación secuencial es bastante diferente a la de este esquema pues la base de la secuencia está en la capa de carbón (ver texto).

el Pensilvaniano del norte de los Apalaches los hay enteramente continentales, desarrollados en sistemas lacustres y fluviales situados a más de 300 km de la costa y, por ello, fuera de la influencia eustática. Las evidencias sedimentológicas y geoquímicas (isótopos estables) permitieron descartar que la ciclicidad sea debida a cambios climáticos. Por el contrario, la depositación de cada nivel de caliza de agua dulce sería inducida por actividad biológica (microbiana y algal) y no por ciclos de clima más árido (mayor evaporación). Los carbones se habrían formado en las zonas anegadas bajas y pantanosas. La conclusión es que estos ciclotemas se originaron bajo un clima húmedo más o menos uniforme y las variaciones litológicas son debidas a la evolución de un sistema fluvial y los subambientes que lo conforman, como canales, albardones, llanuras de inundación, lagunas y pantanos. Si bien la génesis de estos ciclotemas continentales sería esencialmente autocíclica, la paleohidrología del sistema fluvial fue controlada, a gran escala, por la subsidencia de la cuenca de antepaís (Valero Garcés et al., 1997).

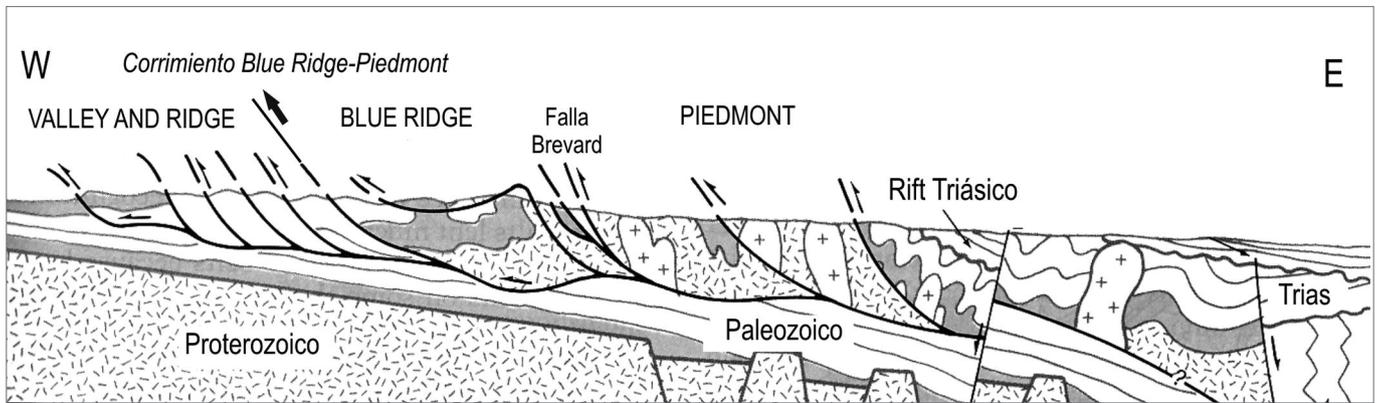


Figura 6.32. Corte transversal de los Apalaches del sur mostrando las tres grandes provincias geológicas: Piedmont, Blue Ridge y Valley and Ridge (modificado de Cook et al, 1979).

### 6.9 LA DEFORMACIÓN FINAL DE LOS APALACHES Y LA RETRACCIÓN DEL MAR EN EL PÉRMICO

La deformación de los Apalaches ocurrida a fines del Paleozoico (Misisipiano tardío-Pérmico) es referida a la **orogenia Aleganiana** o **Apalachiana** y marca el final de la historia compresiva de este orógeno. Su magnitud fue tal que la región central ígneo/metamórfica – estructurada durante el Proterozoico y Paleozoico temprano – fue transportada hacia el cratón como un gigantesco corrimiento de bajo ángulo, el corrimiento de *Blue Ridge-Piedmont* (Fig. 6.32). Los datos de sísmica de reflexión del proyecto ADCOH (*Appalachian Ultradeep Core Hole*) muestran claramente que el bloque cristalino de Blue Ridge no tiene raíces sino que está limitado en profundidad por una superficie basal de despegue subhorizontal. El transporte lateral de esta lámina de corteza es difícil de cuantificar, pero se estima que fue mayor de 200 km. En su parte frontal, la deformación se propagó a las rocas sedimentarias adyacentes depositadas sobre el cratón produciendo una extensa faja plegada y corrida (la provincia estructural *Valley and Ridge*), con desplazamientos laterales de varias decenas de kilómetros. El empuje final de los corrimientos involucró también las rocas del Pensilvaniano que se estaban depositando en la cuenca de antepaís adyacente. Las láminas corridas incluyen rocas del Cámbrico Inferior hasta el Carbonífero, pero la sucesión en cada escama no es completa pues los corrimientos suelen decapitarlas en el Ordovícico Medio o en el Devónico. En la región interna del orógeno, el fallamiento se inició en la zona de transición frágil/dúctil y de allí se propagó cerca de su contacto con el basamento, en especial en la Formación Rome, de edad Cámbrica, cuyas pelitas rojas y evaporitas de ambiente intermareal constituyeron una de las principales superficies de despegue. Las potentes sucesiones de calizas Cambro-Ordovícicas suprayacentes, en cambio,

fueron corridas en conjunto y actuaron como rampas, aunque algunos corrimientos se produjeron dentro de los intervalos pelíticos del Ordovícico Medio. En la parte más externa del orógeno los despegues se propagaron en las pelitas del Devónico/Misisipiano, es decir, el *décollement* basal interceptó niveles estratigráficos cada vez más jóvenes en dirección del cratón. La formación de las cuñas clásticas del Misisipiano Superior y Pensilvaniano y la subsidencia de la cuenca de antepaís estuvieron genéticamente ligadas a la carga tectónica producida por

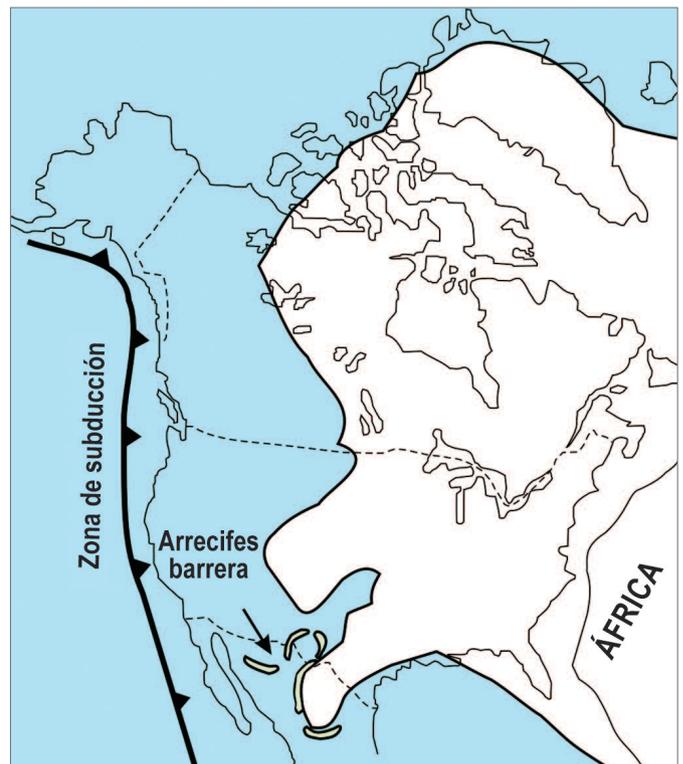


Figura 6.33. Paleogeografía del América del Norte durante el Pérmico. En azul, áreas cubiertas por el mar; en blanco, áreas emergidas.



Figura 6.34. El arrecife Capitán, en las montañas Guadalupe de Texas (Pérmico Inferior). Nótese las pelitas de aguas profundas del Grupo Delaware en la parte inferior del arrecife.

los corrimientos los que, a su vez, constituyeron la fuente de sedimentos.

Más allá del límite de la deformación de los orógenos Ouachita/Alleghaniano, el cratón permaneció cubierto por un mar somero. La cuenca marina del Pérmico se localizó en el sudoeste de América del Norte y fue dominada por sedimentación carbonática y localmente evaporítica (Fig. 6.33). Tal es así, que la sección tipo del Pérmico Medio (Serie Guadalupeana) y sus pisos fueron definidos en las montañas Guadalupe de Texas, donde hay extensos afloramientos de calizas fosilíferas cuyas ricas faunas de conodontes se utilizaron para establecer los límites. Quizás el rasgo más notable de esta región lo constituye El Capitán, una mole de caliza que corona la serranía al sur del paso Guadalupe (Fig. 6.34). Su interés radica en que se trata de una construcción arrecifal de hasta 200 m de altura que yace subhorizontal, lo que permite estudiarla de modo tridimensional. Este biohermo continúa en Nuevo México por decenas de kilómetros formando una estructura tipo barrera. El **arrecife Capitán** se desarrolló en el borde de una plataforma orientada hacia una cuenca marina relativamente profunda (la cuenca Delaware) en la cual se depositaron limolitas laminadas y calizas negras, claramente

observables en la base de la estructura. Por detrás del arrecife se desarrolló una plataforma carbonática de aguas someras que alterna con capas de lutitas yesíferas (Fig. 6.35). El arrecife Capitán es el último de una sucesión de biohermos que crecieron en un lapso de alrededor de 12 Ma. Del punto de vista biológico, es muy distinto de los arrecifes que dominaron los mares del Silúrico y el Devónico. Internamente, es heterogéneo y se reconocen al menos cinco comunidades que participaron alternadamente en su construcción. Los elementos típicos son *Tubiphytes*, una forma problemática de pocos milímetros, incrustante o ramificada, la probable alga incrustante *Archaeolithoporella* y calcimicrobios, los que en conjunto impartían rigidez a la estructura. Las esponjas fueron un componente muy importante, sobre todo en la parte media y superior del arrecife (Fig. 6.36). Algunas tenían forma de plato y alcanzaban hasta 2 m de diámetro (*Gigantospongia*), asociadas con tupidas colonias de briozoos en forma de vaso. En las cavidades del arrecife se desarrolló una importante criptofauna formada por diversos tipos de esponjas.

La desaparición de estos arrecifes a fines del Pérmico está relacionada con el continuado descenso del nivel del mar y el aislamiento de la cuenca marina respecto del océano circundante. Debido a la intensa evaporación se acumularon evaporitas con espesores superiores a los 600 m. La Formación Castile, por ejemplo, está formada principalmente por yeso y la Formación Salado por halita y cantidades menores de silvita y carnalita. Salvo una

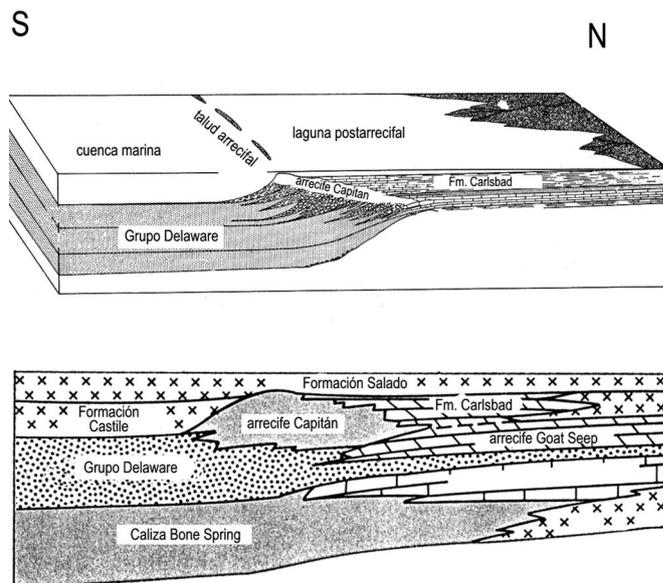


Figura 6.35. Arriba: reconstrucción tridimensional del arrecife Capitán; Abajo: corte transversal mostrando las diferentes litofacies relacionadas con el arrecife y los depósitos salinos en la laguna detrás del arrecife (basado en King, 1948).



Figura 6.36. La estructura del arrecife Capitán consiste mayormente en grandes esponjas calcáreas (en blanco), en la foto orientadas en posición de vida, incrustadas por el alga (?) *Archaeolithoporella*. Foto tomada en el cañón Walnut, Carlsbad Caverns National Park (foto gentileza de Peter Scholle).

breve ingresión marina, estas sucesiones del piso local Ochoano carecen de fósiles por lo que los estratotipos del Pérmico Superior fueron establecidos en China.

Hacia el sur, los sedimentos de la plataforma carbonática del Carbonífero y Pérmico (y también del Paleozoico inferior) se prolongan en el norte de México, en el Estado de Sonora, con facies y faunas muy similares a las de Arizona y Texas. En la Sierra Madre de Chiapas, en el sur de México, y en su prolongación en Guatemala, el Carbonífero yace directamente sobre basamento cristalino y se compone de conglomerados, areniscas arcósicas y pelitas que hacia arriba gradan a una potente sucesión de pelitas y calizas ricas en fusulinas del Pérmico Inferior (Caliza Paso Hondo). La sucesión está plegada y levemente metamorfozada y está cubierta discordantemente por areniscas rojas continentales del Jurásico, lo que pone de manifiesto que esta región de América Central también sufrió los efectos de la orogénesis Aleghaniana de fines del Paleozoico (Burkart y Clemons, 1972).

Sucesiones equivalentes, aunque más deformadas, se encuentran en el norte y centro de Honduras. Al igual que en Guatemala y México, están cubiertas por areniscas y lutitas del Jurásico. También en Nicaragua afloran rocas metamórficas de probable edad neopaleozoica. En la región central de Belice aflora una potente sucesión de filitas y metagrauvas intruida por granitoides (Serie Maya) cubiertas en discordancia por la Serie Macal, de cerca de 3000 m de espesor, formada por una unidad inferior arenoso/conglomerádica continental y una unidad superior de lutitas carbonosas y calizas portadoras

de flora y fauna del Pensilvaniano/Pérmico Medio.

Los arrecifes tipo Capitán no estuvieron restringidos a América del Norte sino que también se desarrollaron en las plataformas tropicales del Paleotetis en el sur de Italia (Sicilia), Alpes austríacos, Túnez, Oman, Japón, Tailandia, sur de China (plataforma de Yangtzé) y los Urales. Un buen ejemplo es el arrecife Okumino del Pérmico Inferior/Medio de Japón, formado por *Tubiphytes*, *Archaeolithoporella* y *Giroanella* incrustando esponjas (Sano et al., 1990). Esto demuestra que estas asociaciones de algas/esponjas/briozoos/microbialitos fueron las que dominaron los arrecifes del Pérmico de todo el mundo, en pleno apogeo de los mares aragoníticos (ver Fig. 4.6).

### 6.10 LOS MONTES ATLAS Y LOS MAURITÁNIDES AFRICANOS

En el norte y noroeste de África los efectos de la colisión Gondwana-Laurusia están presentes en el **dominio Atlásico** (comprende los Montes Atlas y la región de la Meseta, en territorio de Marruecos, Argelia y Túnez) y en el cinturón plegado de los Mauritánides, que se extiende hacia el sur desde Marruecos hasta Guinea Bis-

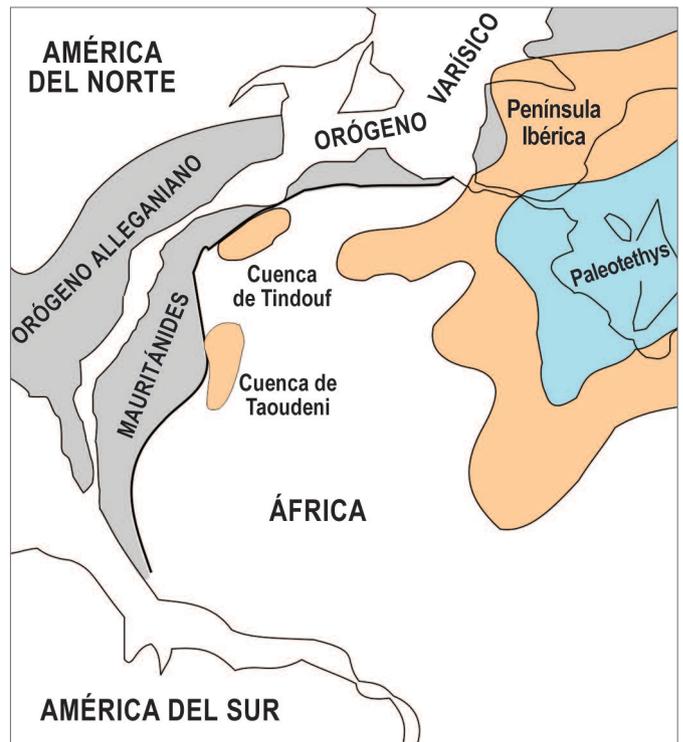


Figura 6.37. Paleogeografía del norte de África durante el Pérmico. En azul, transgresión marina proveniente del Paleotetis; en ocre, depósitos continentales; en gris, áreas deformadas durante la amalgama de Pangea.

seau (Fig. 6.37). En cambio, el dominio de los Anti-Atlas, mencionado en los capítulos previos por su excelente registro del Paleozoico inferior/medio, fue afectado sólo ligeramente por la tectónica Hercínica, la que casi no tuvo efectos en las cuencas sedimentarias de Taoudeni y Tindouf.

En el dominio atlásico se generaron al menos tres cuencas de tipo transtensional, en cuyos bordes se acumularon flujos de detritos, olistostromas y turbiditas proximales las que, hacia el interior de la cuenca, gradan a sedimentos más finos. También se asocian a rocas volcánicas alcalinas del Carbonífero Inferior. Luego se depositaron sedimentos marinos carbonáticos y clásticos que fueron afectados por una primera fase de deformación (Viseano). El relleno culminó en el Westfaliano y Estefaniano con depósitos postorogénicos de areniscas rojas que yacen en discordancia sobre el Carbonífero plegado. En toda la región atlásica, la fase principal de deformación es del Carbonífero Superior e incluye plegamiento, desarrollo de esquistosidad, metamorfismo de bajo grado y emplazamiento de granitoides (Hoepffner et al., 2005). Esta orogenia es el resultado del cierre progresivo del Paleotetis y la rotación en sentido horario de la placa africana, lo que produjo los esfuerzos transpresivos que plegaron el relleno de las cuencas. En la plataforma norafricana, estos eventos tectónicos sólo están evidenciados por ligeras discordancias en la sucesión sedimentaria. A comienzos del Carbonífero, un leve ascenso del nivel del mar condujo al desarrollo de una plataforma mixta clástica/carbonática que abarcó todo el norte de África, desde Túnez a Marruecos. En el Moscoviano evolucionó a una vasta plataforma carbonática/ evaporítica que alcanzó hacia el sur la cuenca de Taoudeni (Fig. 6.36). Finalmente, en el Pérmico Temprano se formaron cuencas de rift a lo largo del margen norte de África, desde Marruecos hasta Egipto, las que fueron rellenas por sedimentos continentales y marinos someros. Durante el Pérmico, la subsidencia de estas cuencas extensionales se incrementó hacia el este en conjunción con la apertura del Mar Neotetis (Guiraud et al., 2005).

El cinturón plegado de los **Mauritánides** representa la contraparte africana del orógeno Aleganiano, en el supuesto (mayoritariamente aceptado) de que fue el noroeste de África el que colisionó con América del Norte (Fig. 6.37). Este orógeno se extiende por más de 2500 km bordeando el cratón de África Occidental a través de Marruecos, Mauritania, Senegal y Guinea Bisseau. Los corrimientos hercínicos presentan vergencia hacia el este y están cabalgando el relleno de las

cuencas adyacentes (Tindouf al norte, Taoudeni al sur). Las escamas tectónicas están formadas por rocas precámbricas y paleozoicas ligeramente metamorfizadas. Por delante del Frente de Corrimiento Hercínico se desarrolló la cuenca de antepaís que contiene sedimentos marinos del Carbonífero Inferior y, discordancia angular mediante, conglomerados y areniscas continentales del Carbonífero Superior (Villeneuve, 2005).

### 6.11 EL PALEOZOICO SUPERIOR EN VENEZUELA Y COLOMBIA

En el extremo noroeste de Sudamérica hay extensos afloramientos de rocas del Carbonífero y Pérmico en los Andes de Mérida, Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia. Todas estas regiones tienen en común la sedimentación carbonática durante el Pérmico, acorde con su situación próxima al Ecuador en ese tiempo (Fig. 6.38). Sin embargo, sus historias sedimentarias y tectónicas previas difieren considerablemente. En los **Andes venezolanos** el Carbonífero está representado por una monótona y potente sucesión de metapelitas, filitas y metagrauvacas intercaladas localmente con volcánicas

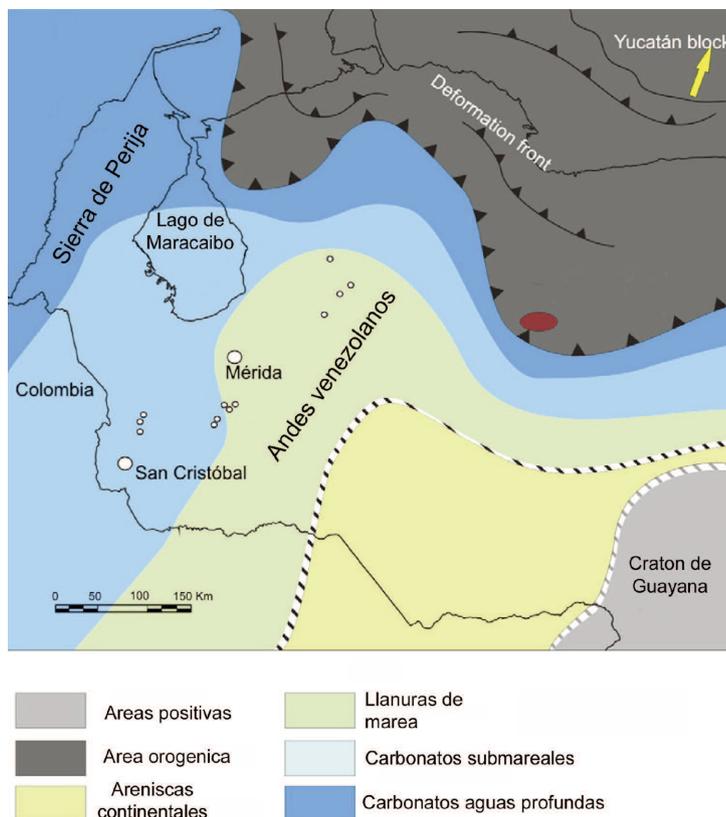


Figura 6.38. Esquema paleogeográfico de la cuenca Pérmica Colombo-Venezolana durante el Pérmico Inferior (Sakmariano-Artinskiano) (modificado de Laya y Tucker, 2012).

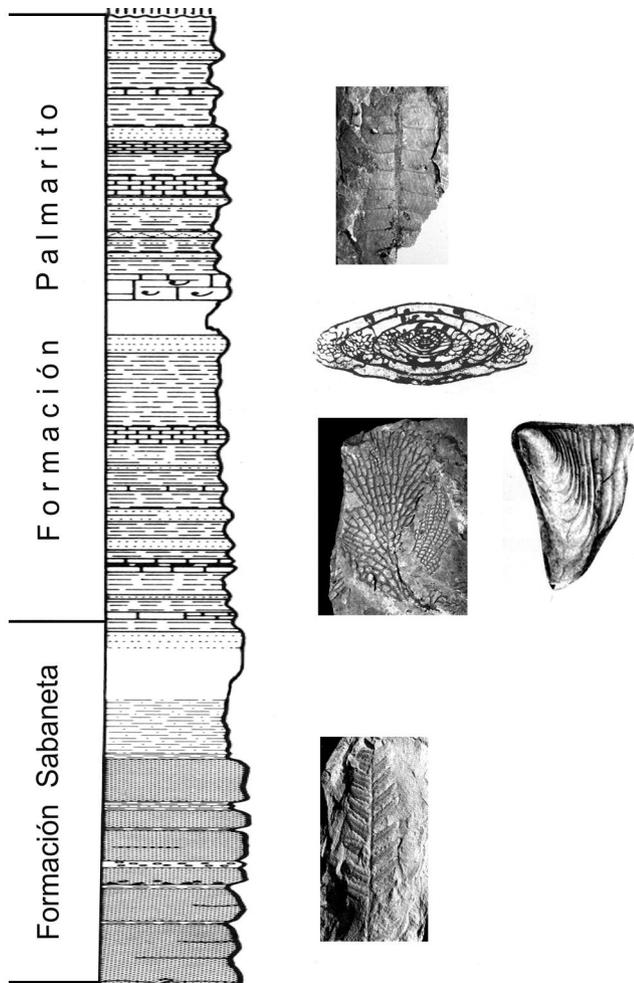


Figura 6.39. Columna estratigráfica integrada del Pensilvaniano y Pérmico de los Andes de Venezuela (modificado de Benedetto y Odreman, 1977).

andesítico-riolíticas (Formación Mucuchachí). Esta unidad, en parte turbidítica, se habría depositado en aguas relativamente profundas. Los fósiles (corales, braquiópodos, briozoos), aunque escasos y bastante deformados, sugieren una edad Carbonífera *sensu lato*. Otra unidad ampliamente representada a lo largo de los Andes de Mérida es la Formación Sabaneta, formada por más de 3000 m de areniscas rojas entrecruzadas, conglomerados y brechas con clastos de filitas semejantes a las de la Formación Mucuchachí (Fig. 6.39). En las secciones típicas, los fósiles son escasos y poco diagnósticos, pero en un equivalente no metamorfizado y de granulometría más fina (Formación Carache) se han encontrado niveles plantíferos con una rica flora de edad Westfaliana/Estefaniana. Las relaciones estratigráficas entre estas unidades continentales y la Formación Mucuchachí son de carácter tectónico por lo que están sujetas a diversas interpretaciones. Dado que ambas unidades presentan

metamorfismo de bajo grado y una deformación similar, se ha sugerido que pueden ser facies laterales; en este caso, los clásticos rojos representarían depósitos de deltas (*fandeltas*) que drenaban en la cuenca profunda (Shagam, 1977). Otra alternativa es que la sucesión continental de la Formación Sabaneta sea una cuña clástica postorogénica o represente el relleno de cuencas extensionales en las que se acumularon las brechas y conglomerados.

La sucesión del Paleozoico superior culmina con una vasta transgresión marina que abarcó la totalidad de los Andes de Venezuela y se extendió a la Sierra de Perijá y la Cordillera Oriental colombiana (Villaroel y Mojica, 1989) (Fig. 6.38). En Venezuela está representada por las pelitas y calizas fosilíferas de la Formación Palmarito (Fig. 6.39). Su tramo inferior está formado por lutitas verdosas depositadas en llanuras de marea con una paleoflora típica de la Provincia Euroamericana. Hacia arriba, ya en capas del Pérmico Inferior, aparecen grandes frondes de la gigantopterídea *Delnortea* (Fig. 6.40), considerada durante mucho tiempo como una forma endémica del centro de Estados Unidos, lo que



Figura 6.40. Fronde de la gigantopterídea *Delnortea* hallada en los niveles litorales de la Formación Palmarito (Pérmico Inferior), localidad de Loma de San Juan, Estado de Trujillo, Venezuela (foto del autor).

indica no sólo proximidad geográfica (ambas regiones estaban entre 0° y 10°N de paleolatitud) sino un clima semiárido comparable (Ricardi-Branco, 2008). Hacia arriba siguen graistones y wackestones bioclásticos de rampa carbonática con fauna de aguas abiertas dominada por fusulínidos, algas calcáreas, crinoideos, braquiópodos y briozoos muy similares a los de Norteamérica (Benedetto y Odreman Rivas, 1977; Benedetto, 1980a; Sánchez, 1984; Laya y Tucker, 2012). También son comparables a los depósitos del Pérmico de Guatemala y México. Es muy probable que en ese tiempo un angosto brazo de mar epicontinental se interpuso entre el norte de Gondwana y Laurentia. La secuencia termina con facies regresivas con evaporitas evidenciando un clima tropical árido. Del punto de vista de su génesis, la cuenca de Palmarito es interpretada como una cuenca de antepaís en la que la subsidencia flexural fue producida por el acercamiento y colisión del Bloque de Yucatán (o Maya) contra el NE de Gondwana (Fig. 6.38).

En la **Sierra de Perijá**, el Carbonífero se inicia con pelitas y areniscas verdosas con *Skolithos* y restos vegetales y continúa con areniscas entrecruzadas y limolitas muy fosilíferas (principalmente bivalvos y braquiópodos) de edad Pensilvaniana, las que culminan con cerca de 300 m de calizas crinoideas cuya parte superior ya es de edad Pérmica y representa la continuación de la cuenca de Palmarito hacia el Este (Benedetto, 1980b). En el flanco colombiano de la Sierra de Perijá la sucesión es similar, salvo que las areniscas pensilvanianas yacen en discordancia sobre el Devónico. Al igual que en los Andes venezolanos, las calizas pérmicas están cubiertas por depósitos continentales de edad Jurásica cuyo origen se relaciona con los esfuerzos extensivos que abrieron el Mar Caribe (ver Capítulo 8).

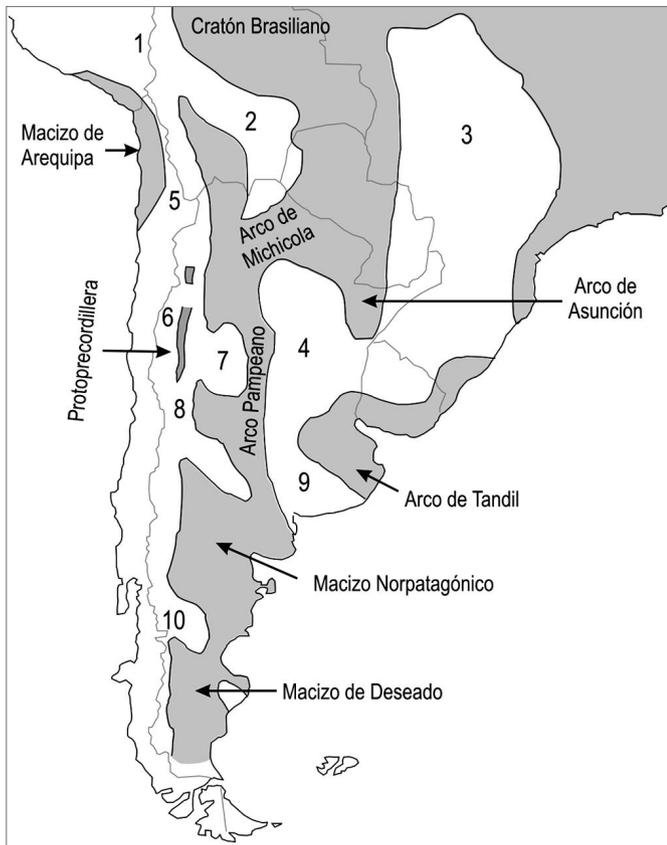
Los mayores interrogantes se refieren a la historia geodinámica paleozoica de los Andes septentrionales y, en particular, de los Andes venezolanos (ver § 4.15). Bellizzia (1992) y Bellizzia y Pimentel (1994) postularon la hipótesis de que las rocas deformadas y metamorfizadas en el Carbonífero pertenecen a un terreno alóctono (terreno Mérida) con afinidades con el bloque Maya-Yucatán de América Central y que su emplazamiento actual – adyacente al bloque autóctono Caparo – se produjo recién a fines del Pérmico. Prueba de esto es que el metamorfismo de las pizarras de la Formación Mucuchachí aumenta hacia el núcleo de la Cordillera de Mérida hasta la facies de anfibolita, y que las dataciones isotópicas del evento metamórfico son de  $\pm 280$  Ma (Pérmico Temprano), seguido de magmatismo durante el Permotriásico. Este último se debería a esfuerzos tensionales asociados con la rotación antihoraria de Gondwana respecto de América del Norte (Rapalini y Vizán, 1993).

Una alternativa diferente supone que los Andes de Mérida representan la sutura de la colisión con América del Norte y que esta sutura es la continuación del orógeno Aleganiano a través de los bloques de América Central (Yucatán-Guatemala). De este modo, la cuenca Devónica de Perijá y de la Cordillera Oriental colombiana representarían la continuación de la cuenca Apalachiana en Sudamérica (Benedetto y Sánchez, 1979; Benedetto, 1982).

El conjunto Sierra de Perijá-Cordillera Oriental-Macizo de Santander fue referido por Toussaint y Restrepo (1989) al terreno Chibcha. El basamento que subyace la cobertura sedimentaria Devónica/Pérmica fue deformado y metamorfizado en el Ordovícico-Silúrico, es decir, en un evento equivalente a la orogenia Tacónica. Esto da mayor sustento a la hipótesis de que el bloque Chibcha fue parte de Norteamérica (o su prolongación austral) y se amalgamó a Gondwana durante la orogenia Aleganiana. De ser así, la parte axial de los Andes de Mérida constituye un orógeno colisional. Según esta hipótesis, los depósitos continentales que cubren los dos terrenos representan las cuñas clásticas depositadas en la cuenca de antepaís periférico luego de la acreción (Benedetto y Sánchez, 1979; Pindell, 1985; Restrepo-Pace et al., 1997; Ramos y Aleman, 2000).

## 6.12 EL CARBONÍFERO Y PÉRMICO DE PERÚ, CHILE, BOLIVIA Y NORTE DE ARGENTINA

Al igual que en el Silúrico-Devónico, hay que distinguir las cuencas de intraplaca (intracratónicas), como la de Paraná, de las cuencas relacionadas con el margen activo protoandino (Fig. 6.41). Entre estos dos tipos de cuencas hay diferencias marcadas en la tasa de subsidencia, actividad volcánica y grado de deformación (Limarino y Spalletti, 2006). En este punto nos ocuparemos de los **Andes Centrales**, donde se reconocen tres cuencas interconectadas pero con historias sedimentarias particulares: Madre de Dios, Navidad-Arizaro y Tarija (Fig. 6.42). En su conjunto, la posición geográfica de estas cuencas fue similar a la que ocupó en épocas previas la gran cuenca Andina Central. Debido a la deformación que tuvo lugar a mediados o fines del Devónico, la base de la sucesión del Carbonífero yace en discordancia regional sobre unidades de distinta edad, desde ordovícicas a devónicas. A esta discontinuidad de origen tectónico se sumó una etapa de erosión glaciaria que fue especialmente intensa en el sector de las Sierras Subandinas (cuenca de Tarija). La **cuenca de Madre de Dios** se desarrolló entre el Macizo de Antofalla-Arequipa y el cratón Brasileño, en el SE de Perú y Bolivia. Hacia el oeste, en dirección del arco magmático protoandino, la participación de materiales volcánicos

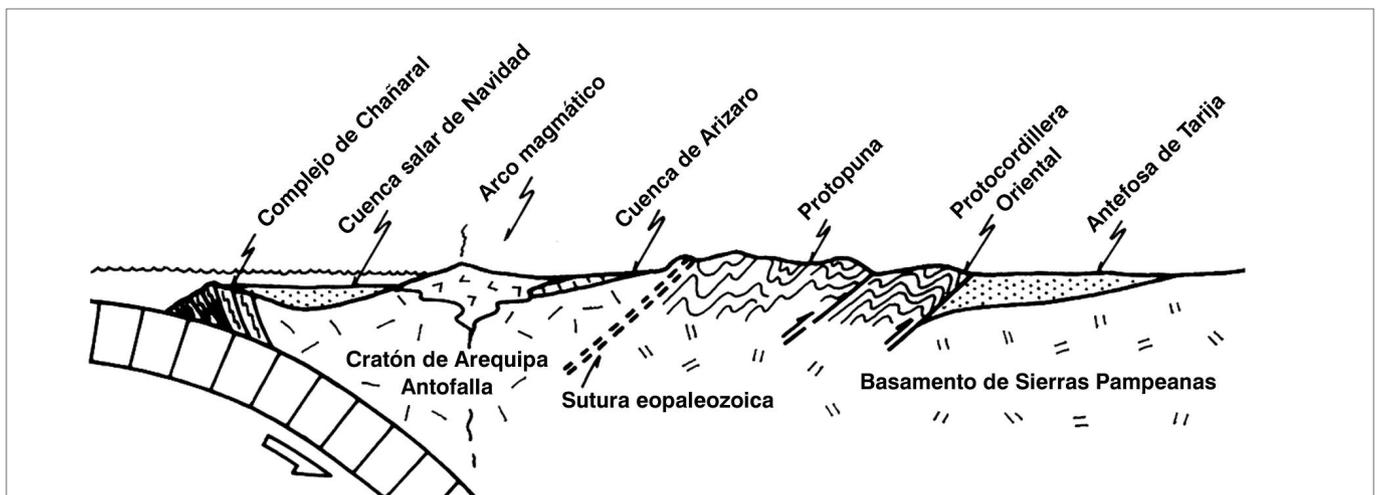


**Figura 6.41.** Cuencas del Carbonífero-Pérmico de América del Sur. En gris, áreas emergidas. 1. Madre de Dios; 2. Tarija; 3. Paraná; 4. Chacoparanense; 5. Navidad-Arizaro; 6. Río Blanco; 7. Paganzo; 8. Calingasta-Uspallata; 9. Sauce Grande; 10. Tepuel-Genoa.

aumenta gradualmente hasta adquirir las características de una cuenca de intraarco. El resto evolucionó como una cuenca de retroarco, con fuerte subsidencia y acu-

mulación de sedimentos en sistemas de fosas tectónicas asociadas a un régimen transtensional, producido quizás por una subducción oblicua (Grader et al., 2003).

El relleno comenzó en el Misisipiano (Grupo Ambo en el sur de Perú) con depósitos de abanicos aluviales seguidos de pelitas transgresivas, y culminó con una progradación deltaica sobre la plataforma marina (Díaz-Martínez, 1996). En el área del lago Titicaca de Bolivia la sucesión es comparable, pero en la base de la secuencia (Formación Cumaná) se han descrito diamictitas glaciales del Devónico terminal/Carbonífero basal (?) (Isaacson et al., 1999) (Fig. 6.43). El relleno de la cuenca Madre de Dios prosiguió en el Pensilvaniano inferior, luego de una fase tectónica que produjo un hiato e importantes cambios en la paleotopografía. En el centro y sur del Perú este segundo ciclo ('Estadio 2' de Limarino y Spalletti, 2006) está representado por la base del **Grupo Tarma**, de edad Moscoviana, formado por areniscas litorales y pelitas. Esta unidad equivale a las areniscas fluviales y costeras transgresivas de la Formación Yaurichambi de Bolivia. De acuerdo a su contenido fosilífero, esta última es más joven que su equivalente peruano, por lo que la base de la secuencia es diacrónica, posiblemente debido al paleorelieve irregular sobre el que se depositó (Fig. 6.43). Tanto en Perú como en Bolivia, el ciclo culmina con más de 500 m de calizas fosilíferas con intercalaciones de pelitas correspondientes a una extensa rampa carbonática referida a la **Formación Copacabana**, nombre que proviene de la península del mismo nombre en el lago Titicaca (6.43). La existencia de estas calizas, que son muy fosilíferas, se conoce desde los viajes del naturalista francés Alcides d'Orbigny quien, ya en 1842, describió 25 especies de fósiles pérmicos en Bolivia, entre los cuales uno de los



**Figura 6.42.** Interpretación geodinámica del margen protoandino a la latitud del norte de Chile y Argentina durante el Pérmico Temprano (modificado de Ramos y Palma, 1996).

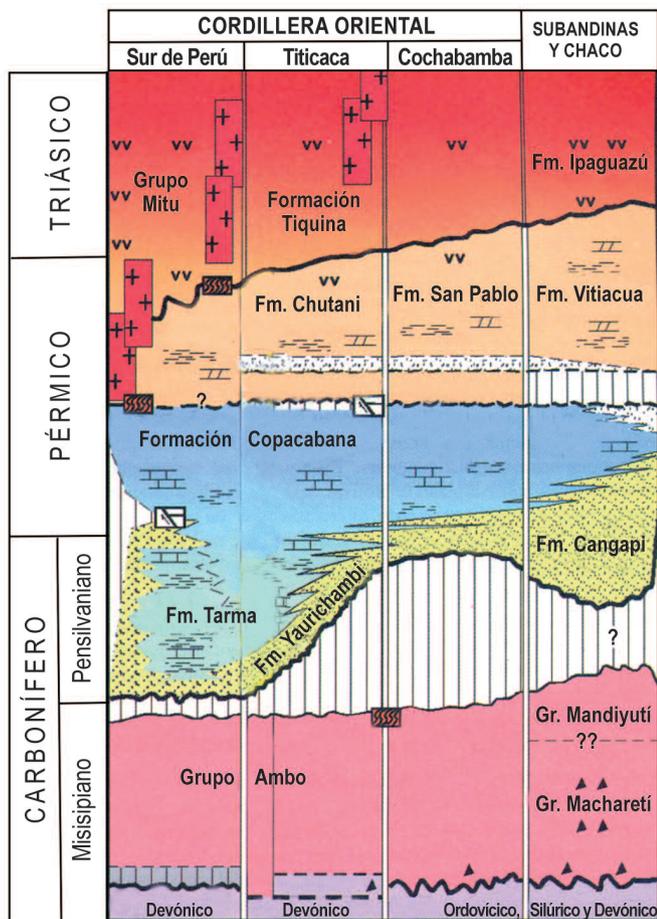


Figura 6.43. Correlación de las unidades estratigráficas del Carbonífero, Pérmico y Triásico de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia y las Sierras Subandinas del NO de Argentina y Bolivia (modificado de Grader et al., 2003).

más célebres es el espiríferido que denominó *Spirifer condor* (Fig. 6.44). Un siglo después, estas faunas fueron descritas en detalle en las clásicas monografías de Dunbar y Newell (1946) sobre los fusulínidos y de Newell et al. (1953) sobre la geología y las megafaunas de la Formación Copacabana de Perú. La sucesión culmina en el Pérmico Medio/Superior con margas violáceas con intercalaciones dolomíticas y delgadas capas de carbón en la base, interpretadas como depósitos marinos restringidos. En dirección de las sierras Subandinas (cuenca de Tarija), las calizas se interdigitan con sedimentos clásticos litorales, fluviales y eólicos.

Esta transgresión de aguas cálidas (el ‘Mar Copacabana’) penetró también en el norte de Chile, donde se depositaron calizas de plataforma (Formación Juan de Morales) y en la puna occidental de Argentina, donde las calizas de la Formación Arizaro transgredieron sobre las areniscas rojas continentales del Pensilvaniano (For-

mación Cerro Oscuro). Este brazo de mar es referido a la **cuenca de Navidad-Arizaro**, cuya importancia paleogeográfica radica en que constituye un nexo entre la vasta cuenca de Madre de Dios y las cuencas del oeste de Argentina situadas más al sur (Fig. 6.42). A partir del Cisuraliano se desarrolló en el sector chileno un complejo volcánico-sedimentario de más de 4000 m de espesor (Grupo Peine) cuya edad se extiende hasta el Triásico. Estos depósitos se acumularon en una cuenca de intrarco relacionada con el arco magmático desarrollado a lo largo de la faja Andina. Hacia la región externa del arco se formó la cuenca de antearco del Salar de Navidad, la que estuvo limitada en dirección de la fosa por el complejo de subducción de Chañaral (Fig. 6.41). La actividad de este arco fue de tal magnitud que capas de cenizas volcánicas (tufitas) provenientes del mismo se intercalan en las calizas pérmicas de las cuencas de Madre de Dios y Arizaro, en las cuencas del oeste de Argentina (Paganzo y San Rafael), en la cuenca de Paraná de Brasil, e incluso en la cuenca de Karoo de Sudáfrica (López-Gamundí, 2006).

Las rocas del Paleozoico superior de la **cuenca de Tarija** constituyen excelentes reservorios de hidrocarburos. Los datos de numerosas perforaciones y la abundante información sísmica, junto con las observaciones de superficie, han permitido establecer correlaciones regionales dentro de la cuenca y reconstruir con cierto detalle la arquitectura de los litosomos y sus ambientes sedimentarios. Los afloramientos se localizan principalmente en las Sierras Subandinas de Bolivia y norte de Argentina. En el flanco oriental de la Cordillera Oriental de Jujuy (área de Caspalá-Abra de Zenta) hay afloramientos más reducidos. Hacia el este, la cuenca se



Figura 6.44. ‘*Spirifer* condor (d’Orbigny, 1842), calizas de la Formación Copacabana, Pérmico Inferior de Bolivia (actualmente es referido a *Gypospirifer condor*) (foto del autor).

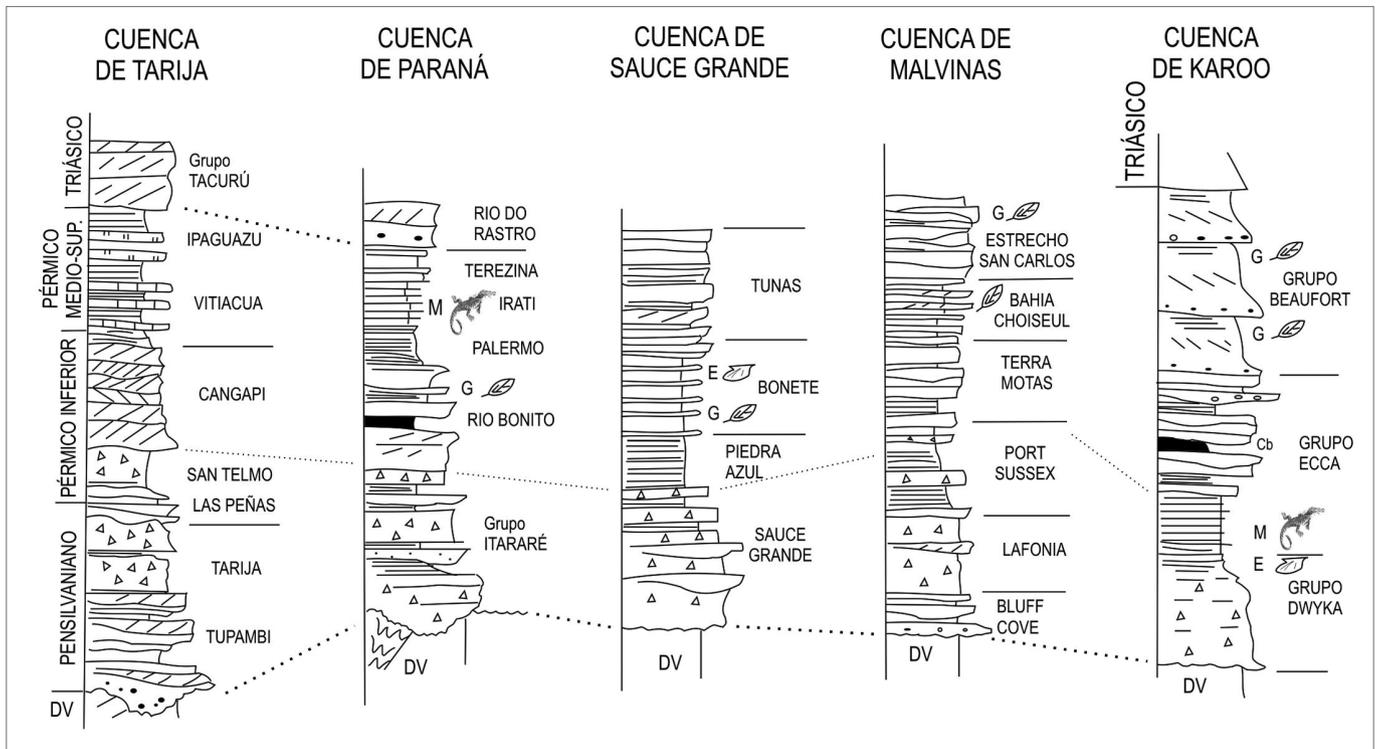


Figura 6.45. Correlación estratigráfica de las sucesiones del Paleozoico superior de la región austral de Sudamérica y África. E: *Eurydesma*; G: flora de *Glossopteris*; M: *Mesosaurus*.

extiende en el subsuelo de la llanura Chaqueña boliviana y en el Chaco salteño. La cuenca de Tarija tuvo una tasa de subsidencia relativamente baja y uniforme, escasa o nula actividad tectónica y carece de volcanismo. En estos aspectos no se diferencia de otras cuencas de intraplaca como la de Paraná, aunque la subsidencia en su sector más occidental puede haber sido influenciada por la proximidad de la zona de convergencia de placas (Starck y del Papa, 2006).

La sucesión del Paleozoico superior, cuyo espesor puede superar los 2000 m, ha sido subdividida en tres grupos: Macharetí, Mandiyutí y Cuevo, los dos primeros con fuerte influencia glacial y el tercero de naturaleza eólica y lacustre (Starck, 1999; Starck y del Papa, 2006) (Fig. 6.43, 6.45). El **Grupo Macharetí** se inicia con areniscas fluviales de base erosiva con bruscos cambios laterales de espesor, lo que indica que rellenaron un paleorelieve muy irregular. Los intervalos pelíticos, ricos en materia orgánica, representan depósitos lacustres y los ciclos granocrecientes sugieren la existencia de deltas progradando sobre ellos. Le siguen varios cientos de metros de diamictitas glaciogénicas de color oscuro referidas a la Formación Tarija (Fig. 6.45). La superficie basal de esta unidad es una clara discontinuidad erosiva que en muchas localidades está asociada a pavimentos estriados. En los términos inferiores suele haber pelitas

con clastos caídos y finas laminaciones que pueden representar varves. Las diamictitas tienen 10 a 20 m de potencia y alternan con capas de areniscas lenticulares. El conjunto ha sido interpretado como depósitos de ablación de glaciares en cuerpos de agua en los que se producía lluvia de clastos a partir de hielos flotantes. Los cuerpos arenosos pueden corresponder a ríos entrelazados que nacían en el frente de los glaciares durante las etapas de retroceso. Estas areniscas tienen interés económico pues encierran algunos yacimientos de hidrocarburos.

El **Grupo Mandiyutí** yace sobre la Formación Tarija mediante una profunda discordancia erosiva que marca un descenso del nivel de base. La parte inferior del Grupo Mandiyutí está formada por areniscas fluviales que rellenan paleovalles y algunos depósitos lacustres (Formación Las Peñas). Estos cuerpos arenosos son reservorios de petróleo y gas en varias localidades argentinas. Al igual que en el grupo inferior, las areniscas fluviales son cubiertas en contacto neto (y a veces estriado) por más de 500 m de diamictitas que se caracterizan por su color rojizo (Formación San Telmo). Hay algunos horizontes de pelitas negras de notable continuidad lateral depositadas en lagos someros con influencia deltaica. La edad del Grupo Mandiyutí es Pensilvaniano Tardío/Pérmico Temprano.

La secuencia termina con el **Grupo Cuevo**, bien representado en el sector boliviano de la cuenca. Se inicia con areniscas entrecruzadas eólicas correspondientes a campos de dunas (Formación Cangapi) seguidas por niveles de calizas silicificadas que se somerizan hacia arriba y culminan con superficies de exposición subaérea, cuyo origen puede ser tanto lacustre como marino somero. Las limolitas rojas con capas de yeso y halita que le siguen (Formación Vitiacua) sugieren sistemas lacustres efímeros desarrollados bajo un clima cálido y árido.

### 6.13 CORRELACIÓN ENTRE LAS CUENCAS DE PARANÁ, SAUCE GRANDE, KAROO, MALVINAS, ANTÁRTIDA Y LA INDIA

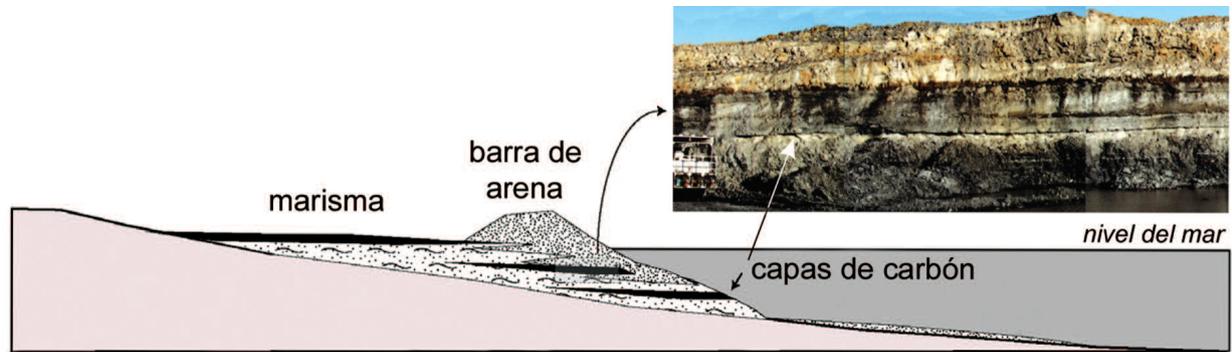
La **cuenca de Paraná** es la más extensa de las cuencas intracratónicas, con una superficie de alrededor de 1,6 millones de km<sup>2</sup>. Se extiende desde el sur del escudo Brasileño hasta el cratón del Río de la Plata, abarcando el sur de Brasil, Paraguay, Uruguay y NE de Argentina y se conecta con la cuenca Chacoparanense al sur del arco de Asunción. El relleno sedimentario abarca desde el Ordovícico Superior hasta el Cretácico y fue controlado esencialmente por ciclos eustáticos y movimientos de ascenso y descenso de las dorsales internas y los bordes de la cuenca en respuesta a las fases tectónicas experimentadas por el margen andino. En la última etapa de relleno prevaleció la tectónica distensiva relacionada con la apertura del Atlántico sur. Si bien las sucesiones sedimentarias están apenas deformadas (los buzamientos regionales son de pocos grados), internamente hay frecuentes hiatos producidos por interrupciones en la sedimentación o por erosión. La cuenca de Paraná ha sido objeto de numerosos estudios estratigráficos por su interés petrolífero y por los yacimientos de carbón del sur de Brasil, por lo que se cuenta con abundante información sobre la distribución de los depocentros, estratigrafía secuencial y facies sedimentarias (Milani y Zalán, 1999; Holz, 2003; Holz et al., 2006, 2010; Farías Vesely y Assine, 2006, entre otros).

En **Brasil**, la sucesión del Paleozoico superior se inicia con el **Grupo Itararé** depositado sobre estratos devónicos o diferentes tipos de rocas del basamento sobre los cuales se han preservado excelentes pavimentos estriados (Fig. 6.46). Los estratos son de origen glaci-marino y, en parte, glacialacustre y continental. La edad de esta unidad se extiende desde el Pensilvaniano (presencia de flora NBG), hasta el Pérmico Inferior. La edad de las diamictitas basales es controvertida, pero podrían ser coetáneas de las de la parte inferior del Grupo Paganzo de Argentina. El Grupo Itararé se compone de diamictitas masivas y estratificadas alternantes con fangolitas laminadas (ritmitas) con *dropstones* y are-



**Figura 6.46.** Arriba: depósitos glacialacustres (varves) de la Formación Itararé, Pensilvaniano Superior - Pérmico Inferior. En el centro de la imagen hay un clasto caído o *dropstone*. Abajo: Estrias glaciales en sedimentos blandos producidas por la base de hielos flotantes (*ice-keel marks*), Lapa, Estado de Paraná. La flecha marca la dirección del hielo (de Rosa et al., 2016).

niscas entrecruzadas (Fig. 6.46). Estas últimas representan abanicos proglaciales formados en el frente del glaciar durante su retirada. En las etapas de mayor retracción, se depositaron delgadas capas de arcillas con influencia marina. La presencia de múltiples superficies estriadas en el tope de las areniscas refleja abrasión glacial producto de repetidos avances del hielo (Trosdtorf et al., 2005; Farías Vasely y Assine, 2006). En Uruguay afloran diamictitas de edad equivalente (Formación San Gregorio), también registradas en el subsuelo de la



**Figura 6.47.** Modelo paleoambiental para la génesis de las capas de carbón de la Formación Río Bonito en la cuenca de Paraná. Arriba a la derecha: Corte estratigráfico en la cantera Candiota (simplificado de Holz et al., 2010).

cuenca Chacoparanense (Fernández Garrasino, 1996; Winn y Steinmetz, 1998).

La **Formación Río Bonito** suprayacente está formada por depósitos fluviodeltaicos, estuarinos y marinos litorales. En el sur de la cuenca de Paraná esta formación contiene importantes acumulaciones de carbón con flora de *Glossopteris*. Las capas de carbón, algunas de las cuales alcanzan hasta 2,5 m de espesor y cerca de 40 km de extensión lateral, se intercalan con capas de areniscas cuarzosas (Fig. 6.47). Su génesis se vincula con la acumulación de materia orgánica en lagunas costeras o marismas (*lagoons*) separadas del mar abierto por una barra arenosa que progradaba o retrogradaba de acuerdo a las variaciones del nivel del mar, originando la alternancia de carbón y arena (Holz et al., 2010). La cuenca de Paraná estaba ubicada a una paleolatitud de alrededor de 40° Sur y recibía vientos húmedos provenientes de un centro de alta presión que en el verano se habría ubicado sobre el océano Panthalassa. Esta humedad no sólo

benefició a la cuenca de Paraná sino también a la de Karoo, donde hay abundantes niveles de carbón (Holz et al., 2006). En el sector norte de la cuenca de Paraná (Estado de Santa Catarina) tuvo lugar una importante transgresión marina representada por areniscas finas y fangolitas de plataforma abierta referidas a la **Formación Palermo**, de edad Kunguriana. En Uruguay se han reportado horizontes marinos dentro de la Formación Melo (Andreis et al., 1996).

La sedimentación del Paleozoico superior culmina con el **Grupo Passa Dois**, una sucesión con tendencia general regresiva cuya parte inferior (**Formación Iratí**) esta formada por algunas decenas de metros de pelitas negras de plataforma abierta con fondo anóxico. Estas condiciones dieron paso a ambientes costeros en los que se depositaron capas delgadas pero de gran continuidad lateral de lutitas bituminosas, calizas, areniscas finas y algunas evaporitas. Este tramo de la Formación Iratí contiene abundantes restos del reptil *Mesosaurus*,

una forma acuática que habría vivido en zonas marinas litorales o en grandes lagos costeros o albuferas salobres conectadas parcialmente con el mar (Fig. 6.48). Si bien tiene muchos rasgos de animal acuático (narinas dorsales, cola comprimida, dedos de las patas anteriores alargados, etc.), el estudio anatómico de numerosos individuos maduros sugiere que fueron parcialmente terrestres, con un modo de vida comparable al de los cocodrilos actuales. (Nuñez Demarco et al., 2018). Las formaciones Teresina y Serra Alta suprayacentes corresponden a facies litorales con bruscos cambios de salinidad, desde aguas dulces (como lo sugiere la presencia de carófitas) a hipersalinas, de allí la ausencia de una fauna marina normal y la presencia de abundantes crustáceos, peces, insectos y algunos braquiópodos lingúlidos. Llama la atención la diversidad de bivalvos y



**Figura 6.48.** *Mesosaurus brasiliensis*, Formación Iratí, Pérmico Inferior de la cuenca de Paraná, Brasil. Una forma similar también está presente en el Grupo Eccla de Sudáfrica ([http://es.prehistorico.wikia.com/wiki/Wiki\\_Prehistórico](http://es.prehistorico.wikia.com/wiki/Wiki_Prehistórico)).

su marcado endemismo: 13 de los 14 géneros son exclusivos de la cuenca de Paraná, lo que indica un aislamiento progresivo de la fauna, posiblemente producto de la regresión generalizada que ocurrió a fines del Pérmico (Ghilardi y Simões, 2002). El Grupo Passa Dois culmina con pelitas oscuras y areniscas con estratificación flaser de ambiente de llanura de marea en las que hay pisadas de reptiles (Formación Curumbataí), y culmina con areniscas y pelitas rojas de ambiente lacustre y fluvial (formaciones Río do Rastro y Pirambóia), la primera también portadora de diversos tipos de pisadas que prueban la diversidad de la fauna reptiliana del el Pérmico gondwánico (Costa da Silva et al., 2012). En el Estado de Río Grande do Sul, el Permotriásico se apoya directamente sobre el basamento precámbrico. Estas rocas contienen reptiles del Pérmico Tardío y faunas de tetrápodos triásicos que sirvieron para establecer correlaciones con otras cuencas gondwánicas (Capítulo 7).

La cuenca de Paraná penetra en el NE de **Uruguay** donde una sucesión glacial/proglacial es sucedida por la Formación Mangrullo, una unidad de alrededor de 40 m de espesor formada por lutitas laminadas y calizas parcialmente silicificadas. Estas contienen esqueletos excepcionalmente preservados de mesosaurios de los géneros *Mesosaurus* y *Stereosternum* en los que se han conservado restos de las partes blandas. Estas capas son correlativas de las formaciones Iratí de Brasil y Whitehill de Sudáfrica. De acuerdo a Piñeiro et al. (2012), esta comunidad poco diversa de reptiles y de crustáceos pygocefalomorfos vivió en albuferas de aguas hipersalinas y fondos anóxicos, lo que habría favorecido la excelente preservación de la fauna.

Otra cuenca intracratónica sudamericana es la de **Sauce Grande**, cuyos afloramientos se localizan en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Si omitimos el Océano Atlántico Sur, que para esa época no existía, esta cuenca queda enfrentada a las cuencas sudfricanas lo que explica las notables semejanzas en la estratigrafía del Paleozoico superior de ambas regiones (Fig. 6.45). Al igual que en la cuenca de Paraná, la sucesión comienza con diamictitas glaciales (Formación Sauce Grande) las que yacen en discordancia sobre rocas devónicas. Las diamictitas están asociadas con capas arenosas de ambiente marino litoral y algunos niveles de ritmitas. En las diamictitas se han encontrado clastos de caliza con arqueociátidos. Es notable que este grupo está ausente en las rocas carbonáticas del Cámbrico de la Precordillera y de Laurentia mientras que está presente en diamictitas glaciales coetáneas de Antártida, Islas Malvina y Sudáfrica (González et al., 2013) (ver más adelante). Hacia arriba pasan a fangolitas gris-azuladas postglaciales (Formación Piedra Azul) sobre las cuales progradan facies marinas costeras y deltaicas representa-

das por pelitas de prodelta, sucesiones heterolíticas de frente deltaico y areniscas con bivalvos retrabajados por la acción de olas y mareas (Formación Bonete). Los bivalvos corresponden a la fauna gondwánica de *Eurydesma*. También hay niveles de limolitas bioturbadas con flora de *Glossopteris*. La sucesión culmina con más de 1000 m de areniscas entrecruzadas, algunas con arquitectura lenticular y base erosiva, entre las que se intercalan pelitas con restos vegetales y capas de material volcánico (tufitas) (Formación Tunas). Esta secuencia corresponde a depósitos de ambiente marino somero, estuarios y llanuras de marea, culminando con capas fluviales (Andreis et al., 1996). Edades SHRIMP de isótopos radiogénicos en circones de las tufitas dieron una edad de 280,8 Ma confirmando la edad Pérmico Inferior (Artinskiano) de los niveles superiores de la unidad. Es interesante que estas capas volcánicas tienen una edad casi idéntica a las volcánicas basales del Grupo Choiyoi (Rocha-Campos et al., 2011) por lo que estas tufitas de la cuenca de Sauce Grande representan la expresión distal del volcanismo Choiyoi desarrollado en la Cordillera Frontal (ver § 6.15). También indica que para ese tiempo las condiciones glaciales ya habían cesado en la cuenca de Sauce Grande (López-Gamundí et al., 2013).

En la **cuenca de Karoo** de África del Sur el intervalo Carbonífero-Jurásico casi no tiene interrupciones y por ello constituye un área clave para comprender la historia climática y tectónica del sector austral de Gondwana (Fig. 6.49). Las rocas del Paleozoico superior comienzan con una sucesión glaciogénica (Grupo Dwyka) seguida de una sucesión marina que se someriza hacia el techo (Grupo Ecca) y culmina con sedimentos continentales (Grupo Beaufort) en cuya parte superior está el límite con el Triásico. Luego de un nuevo hiato, el relleno continental prosigue hasta el Jurásico Medio (Grupo Stornberg) y es coronado por el plateau basáltico Drakensberg. Todos estos grupos son incluidos en el Supergrupo Karoo. En este apartado nos ocuparemos solamente de las tres primeras unidades. Hay que aclarar que sucesiones similares a esta (las llamadas 'secuencias Karoo') afloran bastante más al norte, en las cuencas de Congo, Tanzania y Madagascar, donde también hay tilitas y capas de carbón. Sin embargo, por su posición más septentrional, las floras evidencian mezcla de elementos gondwánicos y euroamericanos. La gran cuenca de Kalahari, que se extiende a través de Namibia, Zimbabwe y Botswana, tiene características similares a la cuenca 'principal' de Karoo en Sudáfrica, a la cual nos referiremos en particular en la reseña que sigue (Fig. 6.49).

Del punto de vista tectónico, la cuenca de Karoo comenzó a subsidir durante el Carbonífero Inferior en respuesta a la formación de la faja plegada y corrida del Cabo (orogenia del Cabo). La carga tectónica de este oró-

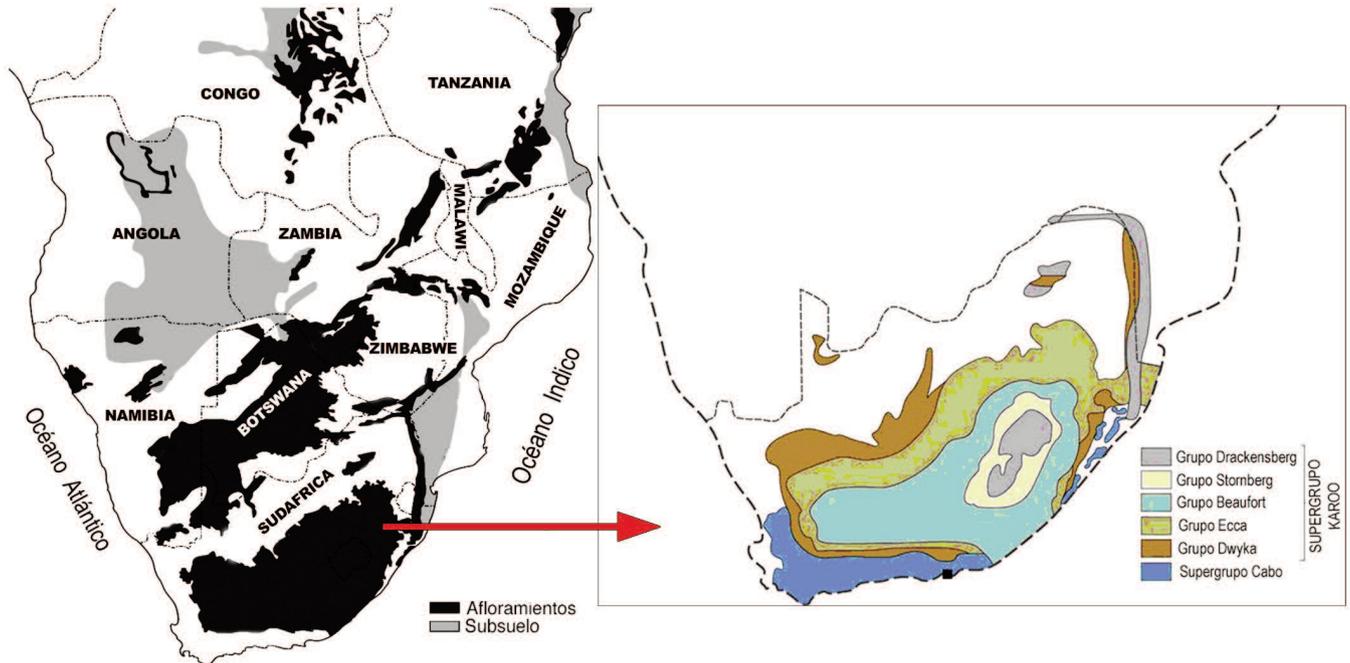


Figura 6.49. Cuencas con depósitos ‘tipo Karoo’ del centro y sur de África y Madagascar: A la derecha detalle de los afloramientos más australes y detalle de la estratigrafía de la cuenca principal de Karoo de Sudáfrica. Las lavas del Grupo Drakensberg son de edad Jurásica (modificado de Catuneanu et al., 2005).

geno determinó la formación de una cuenca de antepaís con zonas de diferente comportamiento flexural: la antefosa, el domamiento periférico y la zona situada por detrás del mismo (*back-bulge*). El hiato de cerca de 30 Ma que separa el Supergrupo Karoo de las rocas infrayacentes (Supergrupo del Cabo) había sido adjudicado a erosión de origen glacial, pero en el marco del modelo flexural se interpreta como resultado de la erosión del domamiento durante los estadios iniciales de compresión. Con posterioridad, la progradación del frente orogénico determinó la rápida subsidencia de esta zona y la sedimentación del Supergrupo Karoo sobre el Devónico (Catuneanu et al., 2005). En la primera etapa de relleno la antefosa permaneció subalimentada, por lo que se desarrollaron facies marinas relativamente profundas y facies glacimarinas (Grupo Dwyka) seguidas de sedimentos pelágicos y flujos de gravedad (parte inferior del Grupo Ecca).

El **Grupo Dwyka** se compone de más de 800 m de pelitas marinas con clastos caídos a partir de hielo flotante (Fig. 6.50), pero en dirección del domamiento gradan a depósitos de tipo morrénico asociados a hielos continentales (Catuneanu, 2004). Al norte de la cuenca de Karoo hay registros de sedimentación glacial en África ecuatorial y también en Gabón, Sudán, Etiopía y la península Arábiga, mientras que en la cuenca del Congo se desarrollaron profundos paleovalles glaciales. El **Grupo Ecca** está formado por una sucesión de limoli-

tas y areniscas con algunas intercalaciones de conglomerados y niveles de carbón (Figs. 6.51). Las arcilitas de plataforma distal del Pérmico Inferior (Asseliano) son seguidas por pelitas carbonosas del Sakmariano (Formación Whitehill). Estas contienen, además de peces y crustáceos, el reptil *Mesosaurus*, cuya presencia ha servido desde la época de Wegener para establecer la identidad con las secuencias brasileñas. Se interpreta que estas pelitas ricas en materia orgánica se acumularon en



Figura 6.50. Tilita Dwyka cortada por un pavimento pulido y estriado, Grupo Karoo de Sudáfrica.



**Figura 6.51.** Vista panorámica de los afloramientos del Grupo Ecca (Pérmico) en la cuenca de Karoo (subcuenca de Tanque) de Sudáfrica.

fondos anóxicos. Hacia arriba continúan turbiditas con capas de bentonitas-K. Durante la progradación deltaica siguiente se acumularon areniscas de aguas someras, pelitas lacustres y areniscas y conglomerados fluviales (parte superior del grupo Ecca). Asociados a estos depósitos fluvio-deltaicos hay importantes horizontes de carbón del Artinskiano/Kunguriano, algunos de los cuales alcanzan más de 80 m de espesor. Estos niveles pasan en transición a limolitas y areniscas de tonalidades rojizas, de ambiente continental, referidas al **Grupo Beaufort** (Fig. 6.52). Esta unidad tiene un espesor máximo cercano a los 7000 m en el sector de la antefosa, adelgazándose gradualmente hacia el norte. Su extensión geográfica es muy grande, a tal punto que cubre cerca del 20% de la superficie total de Sudáfrica. Durante la depositación del Grupo Beaufort las condiciones climáticas se tornaron cada vez más cálidas y semiáridas, con una estación lluviosa marcada, como lo atestiguan

el desarrollo de la flora de *Glossopteris* y las faunas de reptiles. La sedimentación de estas facies continentales se inició en el Pérmico Medio y está ligada al levantamiento de las montañas del Cabo. El tramo inferior está formado por varios megaciclos granodecrecientes de areniscas y pelitas púrpura depositadas en sistemas de ríos meandriiformes que se interdigitan con depósitos lacustres (Fig. 6.52). En los depósitos finos de las llanuras aluviales y sistemas lacustres se encontraron numerosos reptiles terápsidos que sirvieron para establecer diversas biozonas de asociación, como la de *Tropidostoma*, que marca el inicio del Capitaniano, el último piso del Pérmico Medio.

Las condiciones ambientales de la cuenca de Karoo cambiaron bruscamente a fines del Pérmico debido, en parte, a la deformación del sector sur de la cuenca, lo que produjo la progradación de cuñas clásticas, pero principalmente a causa de la aridización creciente del clima. El papel de este cambio climático en la extinción masiva de fines del Pérmico y sus probables causas se analizan en el apartado § 6.18.

En las **Islas Malvinas** el Paleozoico superior yace en discordancia sobre rocas devónicas. Sus mejores exposiciones están en la Isla Soledad y a lo largo del Estrecho de San Carlos que separa las dos islas. Se inicia con areniscas y pelitas verdes de ambiente marino somero cubiertas por una potente sucesión de diamictitas glaciales (Formación Fitzroy, anteriormente llamada Lafonia) que contienen clastos estriados y facetados y bloques de varios metros de diámetro de cuarcita, granito y



**Figura 6.52.** Estratos subhorizontales del Grupo Beaufort en las escarpas de Nuweveld en la cuenca de Karoo de Sudáfrica. La sucesión es muy fosilífera y corresponde a sedimentación de ríos de baja sinuosidad alternantes con sedimentos lacustres.



**Figura 6.53.** Estratos del Pérmico con flora de *Glossopteris* en los Montes Ellsworth de Antártida occidental.

gneises derivados del basamento de las islas. Le siguen en concordancia fangolitas guijarrosas, pelitas con restos vegetales, areniscas y diamictitas depositadas en un ambiente marino somero influenciado por el frente del hielo (Frakes y Crowell, 1967; Bellosi y Jalfín, 1984). Hacia arriba se desarrollan depósitos fluvio-lacustres y una potente sucesión heterolítica de areniscas y pelitas con flora de *Glossopteris* interpretadas como depósitos de llanuras intermareales (Bellosi y Jalfín, 1989). La sucesión culmina con cerca de 3000 m de areniscas verdosas con *Glossopteris*, de edad Pérmica Tardía.

Las sucesiones de **Antártida** permanecieron ignoradas durante mucho tiempo por las grandes dificultades de acceso, aunque todo hacía presumir que debían ser similares a las de las otras regiones gondwánicas. Durante la malograda expedición inglesa de Robert F. Scott de 1912 se habían hallado restos de *Glossopteris* a menos de 100 km del Polo Sur y, años más tarde, en la década del '60, se descubrieron tilitas, areniscas con carbón y reptiles triásicos típicamente gondwánicas, lo que terminó de demostrar que Antártida fue una pieza más de Gondwana. Las rocas paleozoicas, además, fueron deformadas en un evento tectónico del Pérmico, la orogenia Gondwánica, al igual que las del cinturón plegado del Cabo y de la Sierra de la Ventana. Estas secuencias de Antártida son enteramente continentales. Aflojan en los montes Ellsworth (Fig. 6.53) y en las montañas Transantárticas de Antártida occidental. En los primeros hay una secuencia de origen glacial (Formación White-out) que es equivalente a la tilita Dwyka de Sudáfrica, a la tilita Fitzroy de las Islas Malvinas y a la Formación Sauce Grande de Sierra de la Ventana. Curiosamente, todas estas unidades contienen bloques exóticos de calizas cámbricas con arqueociátidos (Stone y Thompson, 2005; González et al., 2013). Dado que estas calizas aflojan solamente en los Montes Transantárticos (Caliza

Shackleton) se infiere que fueron transportadas desde allí hacia Sudáfrica y Malvinas como bloques erráticos por glaciares que fluían hacia el oeste. En la parte central de las montañas Transantárticas la sucesión Pérmica está formada por depósitos glaciogénicos seguida de pelitas y areniscas depositadas en lagos y deltas posglaciales y culmina con pelitas carbonosas y areniscas fluviales ricas en restos vegetales. Estas últimas son referidas a la Formación Buckley, la que es portadora de los troncos de *Glossopteris* mencionados previamente. La sucesión sedimentaria de los Montes Transantárticos refleja la transición de condiciones de *icehouse* a *greenhouse* y finalmente a *hothouse* (Shi y Waterhouse, 2010).

En la **India peninsular**, la cuenca de Talchir ha sido muy explorada por sus ricos yacimientos de carbón. La sucesión permocarbonífera está representada por la Formación Talchir y por el Grupo Damuda. La primera se inicia con diamictitas y pelitas con clastos caídos depositadas en un lago proglacial, a las que le siguen conglomerados deltaicos y turbiditas acumuladas en un lago extenso y profundo cuyo origen estaría relacionado con un aumento de la temperatura y la consiguiente fusión general del hielo. Esto también produjo un ascenso eustático revelado por la incursión de faunas marinas en las pelitas de la parte superior de la Formación Talchir. Con el Grupo Damuda se produce la transición a un régimen fluviodeltaico que marca la colmatación del cuerpo lacustre y el drenaje de sus aguas hacia el NO, en dirección del Paleotetis. Al principio el sistema fluvial era de tipo entrelazado gravoso pero luego evolucionó a un ambiente de ríos meandriformes (Formación Barakar) representados por areniscas entrecruzadas, pelitas y extensos horizontes de carbón con flora de *Glossopteris* (Maejima et al., 2004; Hota y Maejima, 2004).

#### 6.14 EL PALEOZOICO SUPERIOR EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA Y PATAGONIA

Las cuencas de la región Andina del centro-oeste y de la Patagonia Argentina exhiben una historia tectónica más compleja que la de las cuencas de intraplaca, pues han experimentado sucesivas etapas extensionales y compresivas. Además, están asociadas a una actividad magmática creciente en dirección del arco. Una completa reseña de la estratigrafía y paleontología de estas cuencas puede consultarse en los volúmenes editados por Sergio Archangelsky sobre los sistemas Carbonífero (1986) y Pérmico (1996) de Argentina.

La **cuenca de Paganzo** es una de las cuencas más estudiadas por sus excelentes afloramientos, variedad de facies continentales y marinas y abundante contenido paleontológico (Fig. 6.54). Su conocimiento inicial se debe a las observaciones de tres geólogos alemanes que

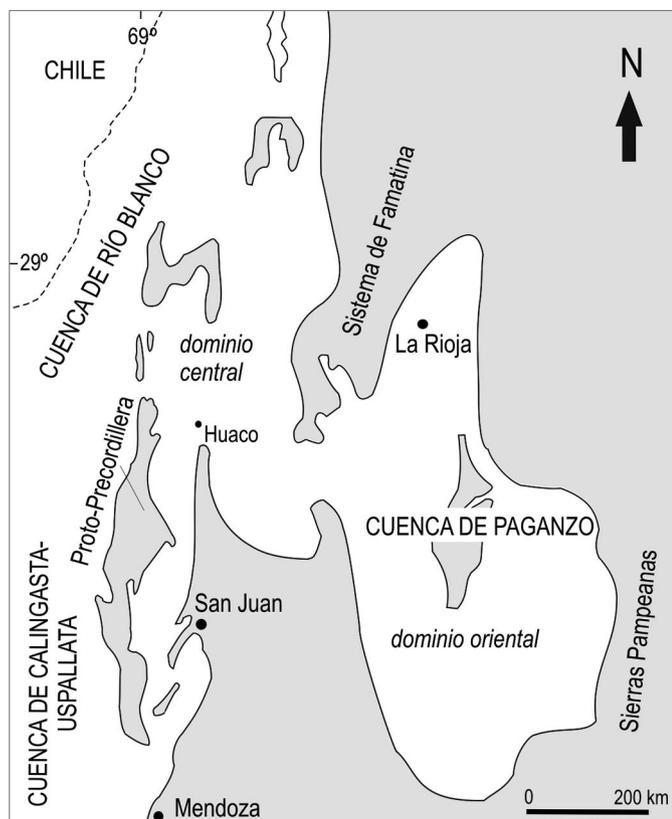


Figura 6.54. Cuenca de Paganzo y cuencas relacionadas en el centro-oeste de Argentina (modificado de Salfity y Gorustovich, 1983 y Limarino et al., 2002).



Figura 6.55. Estratos rojos en la clásica localidad de Los Colorados, cerca de Patquía, Provincia de La Rioja (foto del autor).

llegaron al país traídos por Domingo F. Sarmiento y que formaron parte de la Academia Nacional de Ciencias fundada en Córdoba. Alfredo Stelzner fue el primero en recorrer los afloramientos de La Rioja en su viaje de 1873 y los refirió al *Rético* (el Triásico más alto de la escala europea). Luego, Brackebusch los volcó en su mapa geológico de 1891 y, finalmente, Bodenbender denominó como Estratos de Paganzo a la sucesión de capas rojizas

expuestas en la Sierra de Paganzo, en la provincia de La Rioja (Fig. 6.55). Actualmente, estas rocas del Carbonífero y Pérmico son asignadas al Grupo Paganzo (Azcu y Morelli, 1970), de donde toma el nombre la cuenca. Con una superficie cercana a los 400.000 km<sup>2</sup>, la cuenca de Paganzo se extiende desde las Sierras Pampeanas hasta la Precordillera de Cuyo (Fig. 6.54).

Los afloramientos del sector oriental son exclusivamente continentales y se apoyan sobre el basamento ígneo-metamórfico, en muchos casos rellenando paleovalles que son interpretados de origen glaciario desarrollados durante la fase de máximo englazamiento, como el Valle de Olta. Socha et al. (2014) interpretaron que las diamictitas con grandes bloques son tilitas basales. En la etapa de recesión glacial se formaron lagos alimentados por ríos de agua de deshielo con mucha carga de sedimento en cuya desembocadura se desarrollaron deltas gravosos (Fig. 6.57) (Sterren y Martínez, 1996). Estos sistemas deltaicos progradaron sobre las facies lacustres y, a medida que el paleolago se iba colmatando, se acumularon depósitos de ríos entrelazados y luego de llanuras de inundación con algunos niveles carbonosos con restos de flora NBG. Hacia el tope es común la presencia de eolianitas. Su interpretación como un valle glacial tipo alpino fue cuestionada por Moxness et al. (2018) quienes lo interpretaron como un lago embalsado por desmoronamientos y depósitos aluviales. Los *dropstones* provendrían de las paredes del valle y habrían caído desde la superficie de agua congelada y no de *icebergs*, por lo que estos autores concluyeron que sólo hubo glaciación en el sector oeste de la cuenca de Paganzo donde fue inducida por las elevaciones montañosas.

El ámbito central de la cuenca de Paganzo se diferencia por la presencia de intercalaciones marinas y porque la sucesión se apoya sobre rocas del Paleozoico inferior y medio. Hacia el oeste se conecta con las cuencas de Río Blanco y Uspallata/Calingasta en las que domina la sedimentación marina. En la columna generalizada del sector central (Fig. 6.56) se observa que la sucesión se inicia con diamictitas glaciales que han labrado profundos paleovalles en el sustrato Paleozoico sobre el cual suelen preservarse pavimentos estriados (Fig. 6.58). Los sedimentos glaciales son muy variados e incluyen distintos tipos de morrenas, cuerpos lacustres con lluvia de clastos a partir de la ablación del hielo y diamictitas resedimentadas en cuerpos de agua (Marensi et al., 2005). Los depósitos glaciogénicos, de edad Pensilvaniana Inferior de acuerdo a los datos palinológicos, son equivalentes a las diamictitas glaciales basales de la cuenca de Tarija (ver § 6.12). Estos están cubiertos por fangolitas laminadas negras con fauna marina muy dispersa correspondientes a la transgresión posglacial (Fig. 6.56). Por arriba se desarrollan varios ciclos granocrecientes de hasta 90

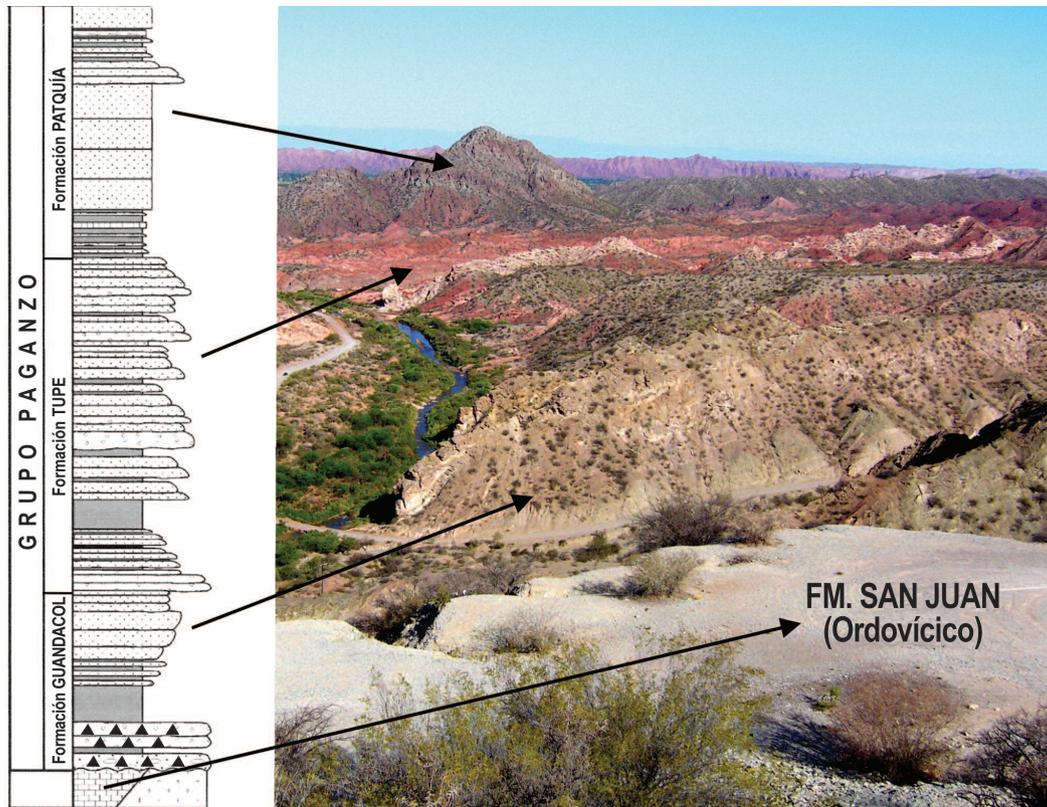


Figura 6.56. Columna estratigráfica sintética del Grupo Paganzo en el sector occidental de la cuenca de Paganzo (modificada de Limarino et al., 2006) y vista panorámica hacia el Este de las distintas formaciones desde la cuesta de Huaco, Provincia de San Juan. Toda la secuencia está buzando hacia el Este (foto del autor).

m de potencia que culminan con areniscas entrecruzadas producto de la progradación de barras de desembocadura de deltas. Esta sucesión glacial/marina/deltaica es referida en el área central a la **Formación Guandacol**. Dado su carácter erosivo y el desarrollo de paleovalles, las diamictitas glaciales basales yacen sobre unidades de distintas edades (desde Ordovícico a Devónico) (Fig. 6.58). Las facies deltaicas gradan a facies dominadas por sistemas fluviales meandriiformes, localmente con capas de carbón ricas en flora NBG indicadora de un clima templado/frío húmedo (Limarino et al., 1996) y ríos entrelazados arenosos y gravosos. Esta sucesión, de color pardo-rojizo, es referida a la **Formación Tupe**, aunque en la literatura geológica existen diversos nombres para denominar asociaciones litológicas más o menos similares de la Precordillera. En este sector de la cuenca es notable la intercalación de niveles calcáreos y de pelitas marinas con numerosos braquiópodos, bivalvos y gastrópodos del Pérmico Temprano (Asseliano) (Cisterna et al., 2006b). La sucesión fluvial es sucedida por areniscas finas rojizas con estratificación cruzada (Formación Patquía) que reflejan el desarrollo de campos de dunas y sistemas fluviales y lacustres efímeros,

acordes con un clima más cálido y árido. Estas capas abarcarían en edad gran parte del Pérmico.

En la región marginal de la cuenca se desarrollaron sistemas lacustres perennes. La parte superior de la For-

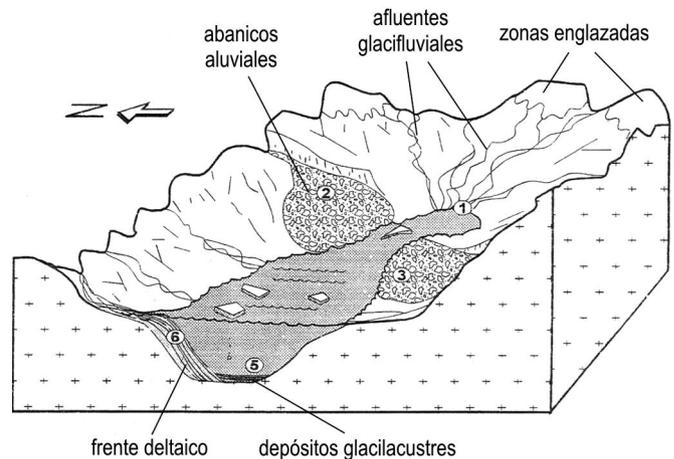
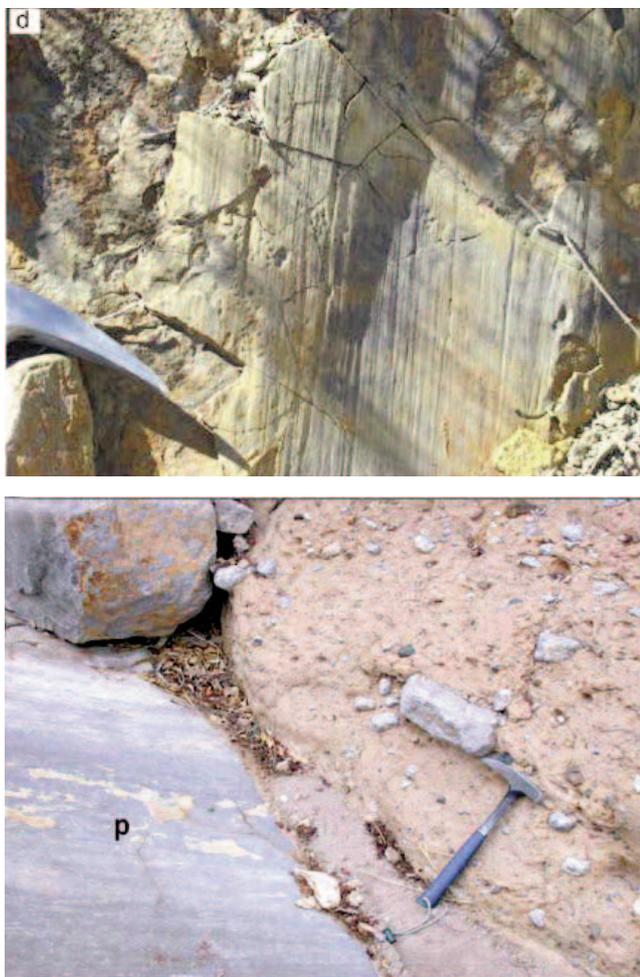


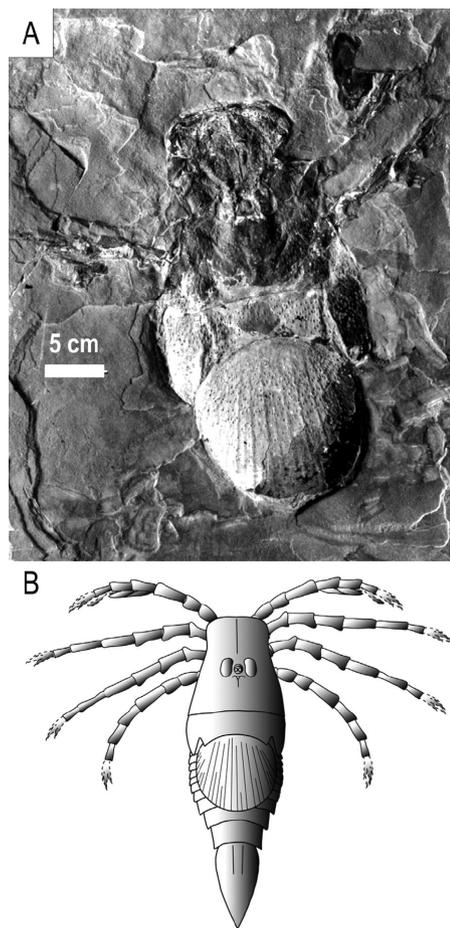
Figura 6.57. Reconstrucción del paisaje glacial en el paleovalle de Olta, en el sector oriental de la cuenca de Paganzo, provincia de La Rioja, Argentina (de Sterren y Martínez, 1996).



**Figura 6.58.** Arriba: Pavimento estriado en limolitas fosilíferas de la Formación Talacasto (Devónico) en la localidad de Loma de Los Piojos al sur de Jáchal, en la Precordillera de San Juan. Abajo: Diamictita glacial masiva de la base de la Formación Guandacol conteniendo clastos de caliza provenientes de la subyacente Formación San Juan, de edad Ordovícica, la que forma una superficie pulida (p). Anticlinal de Huaco, Precordillera de San Juan (de Alonso Muruaga et al., 2011).

mación Bajo de Véliz, aflorante en la provincia de San Luis, está formada por pelitas laminadas que contienen una rica flora del intervalo Carbonífero Tardío - Pérmico Temprano compuesta por abundantes cordaitales, glosopteridales y una menor proporción de licópsidas, esfenópsidas y helechos con semilla. El ecosistema lacustre estaba integrado por una variada fauna de insectos, un arácnido (*Gondwanarachne*) y un artrópodo de más de 40 cm de longitud, *Megarachne servinei* (Hünicken, 1980), considerado originalmente como una araña gigante pero actualmente clasificado entre los euriptéridos (Selden et al., 2005) (Fig. 6.59). Del punto de vista climático, este paisaje se desarrolló bajo un clima húmedo y templado sin influencia glaciaria (Limarino et al., 1996).

Hacia el oeste, en dirección de la cordillera andina, la cuenca de **Río Blanco** se caracteriza por una sucesión inferior de pelitas y fangolitas marinas de carácter transgresivo que pasan hacia arriba a areniscas y conglomerados fluviodeltaicos y culminan con una nueva transgresión asociada a diamictitas glaciales (Formación Cortaderas). La sucesión del Paleozoico superior culmina con vulcanitas y estratos marinos del Carbonífero Superior a Pérmico Inferior (Formación Río del Peñón). En la cuenca de **Calingasta-Uspallata** la Formación Hoyada Verde exhibe la más completa serie de estructuras glaciales, incluyendo lutitas con *dropstones*, diamictitas con clastos estriados y pulidos, y pavimentos de bloques de tipo *intertill* e *intratill* asociados a invertebrados marinos de la fauna de aguas frías de *Levipustula* (Cisterna y Stren, 2010). La superficie de abrasión intratill marca un avance del glaciar sobre los depósitos glaciarios previos mientras que la superficie intertill se desarrolló en los estadios finales de la glaciación en la cuenca (López-Gamundí et al., 2016).



**Figura 6.59.** *Megarachne servinei*, Formación Bajo de Véliz. A. Fotografía del ejemplar holotipo; B. Reconstrucción del ejemplar completo (modificado de Selden et al., 2004).

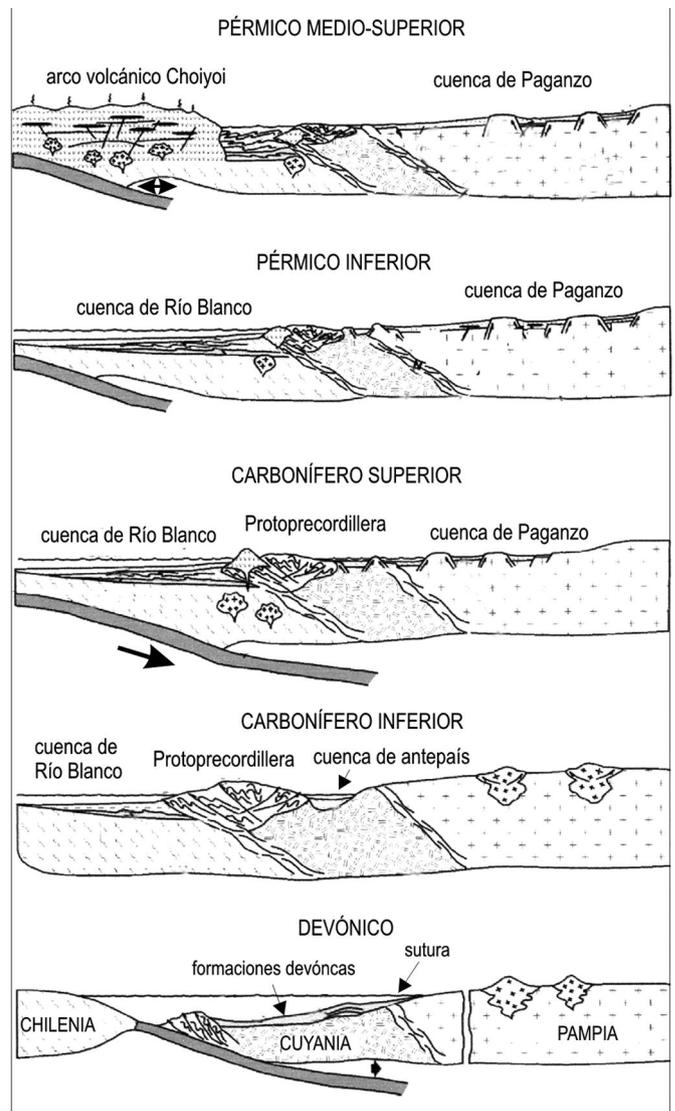
En la **Patagonia**, la cuenca de Tepuel-Genoa comprende cerca de 6000 m de estratos permocarboníferos (Grupo Tepuel). En la base hay niveles continentales con flora del Carbonífero Inferior, mientras que en la mitad inferior alternan rocas marinas y glaciarias con diversos horizontes de diamictitas seguidas de facies marinas someras y deltaicas con paleoflora de *Glossopteris*. El intervalo marino (Pampa de Tepuel, Mojón de Hierro, Río Genoa, entre otras formaciones), contiene briozoos, braquiópodos, gastrópodos, bivalvos, cefalópodos, hiolítidos y equinodermos. Esta sucesión abarca desde el Misisipiano Tardío al Pérmico Temprano (Césari et al., 2007; Pagani y Taboada, 2010).

### 6.15 HISTORIA SEDIMENTARIA DEL PALEOZOICO SUPERIOR. EL MAGMATISMO CHOIYOI

La sedimentación en la cuenca de Río Blanco se inició en el Carbonífero Temprano (Fig. 6.60). Los depósitos serían de carácter sintectónico y estarían relacionados con la emersión de un cinturón orogénico, la **proto-Precordillera**. En la cuenca de Paganzo, la subsidencia se debió a un proceso de relajación postcolisional relacionado probablemente a la migración de los domamientos de la corteza, un fenómeno que con frecuencia ocurre en las cuencas de antepaís. El régimen de subducción instalado en el Pensilvaniano medio (Moscoviano) a lo largo del margen Paleopacífico del Océano Panthalassa produjo un régimen extensional por detrás de la proto-Precordillera, generándose la cuenca de Paganzo. La topografía del sector oriental estuvo fuertemente controlada por escarpas de falla y por el modelado de la erosión glaciaria. A fines del Carbonífero, la existencia de discordancias angulares y bruscos cambios de facies indican que hubo deformación ligada a episodios de fragmentación del antepaís (Ezpeleta et al., 2006).

Hacia el oeste, las facies marinas del Pérmico Inferior son sucedidas discordantemente por una potente sucesión de brechas y aglomerados volcánicos, ignimbritas y lavas riolíticas a andesíticas que forman el **Grupo Choiyoi** (Fig. 6.60). El magmatismo Choiyoi tuvo lugar entre el Cisuraliano (~281 Ma) y el Triásico Inferior (~247 Ma) (Sato et al., 2015). Por su gran extensión (alrededor de 1.680.000 Km<sup>2</sup>) abarca todas las provincias geológicas situadas en el sudoeste de Gondwana. En base a su espesor promedio de 700 m se calcula que el volumen de rocas efusivas fue de 1.260.000 Km<sup>3</sup>. De acuerdo a Limarino et al. (2006) este magmatismo debe haber producido una cadena volcánica suficientemente elevada como para erigirse en una barrera a los vientos húmedos provenientes del Paleopacífico, lo que condujo a la formación de áreas desérticas al este de la misma.

La provincia magmática Choiyoi aflora extensa-



**Figura 6.60.** Evolución geodinámica del margen protoandino a la latitud de la cuenca de Paganzo entre el Devónico y el Pérmico (modificado de Limarino et al., 2006).

mente en la Cordillera Frontal del oeste de Argentina donde cubre una superficie superior a los 200.000 km<sup>2</sup>. Estas rocas son parte de un vasto arco magmático que se extendió desde el sur de Perú hasta Antártida (Montes Ellsworth) y se lo puede seguir hasta Australia. La actividad volcánica explosiva emitió a la atmósfera grandes volúmenes de cenizas que fueron transportadas por el viento y se acumularon finalmente en ambientes marinos y continentales. La distribución geográfica de estos horizontes tufáceos es muy amplia y abarca no sólo áreas próximas a los centros de emisión, como las cuencas de Calingasta-Uspallata y San Rafael, sino también cuencas tan alejadas como las de Paraná, Karoo e Islas Malvinas (López-Gamundí, 2006). Las edades de estas

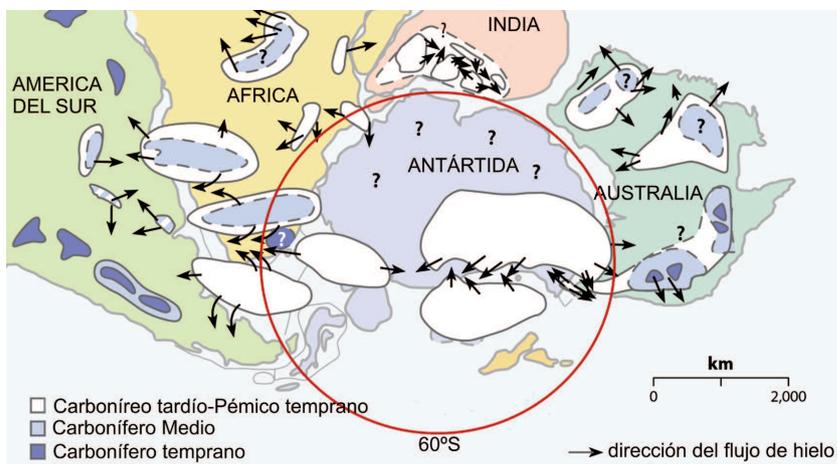
capas volcanogénicas, de acuerdo a las dataciones absolutas y los fósiles asociados, coinciden con el clímax del arco magmático Choiyoi. Un buen criterio para determinar su procedencia es que tanto el espesor como la cantidad de capas de tufitas en la cuenca de Karoo decrecen hacia el noreste a medida que se incrementa la distancia respecto del área de origen, que sería el plateau ignimbrítico del macizo Norpatagónico.

De acuerdo a Spalletti y Limarino (2017) es probable que la intrusión de grandes volúmenes de granitoides en las rocas sedimentarias paleozoicas así como la erupción masiva de rocas volcánicas de la Provincia magmática Choiyoi tuvo gran influencia en el cambio de clima de la región durante el Pérmico ya que coinciden con dos breves eventos de extrema desecación y calentamiento durante el Cisuriano y fines del Pérmico. Estos fenómenos habrían tenido un efecto destructivo de la cobertura vegetal lo que habría determinado primero una declinación de la biodiversidad en las áreas terrestres seguida de una nueva crisis coincidente con la extinción masiva de fines del Pérmico. En Gondwana uno de los efectos fue la desaparición de la gran mayoría de las glossopteridales (Artabe et al., 2003; Spalletti et al., 2003; Taylor et al., 2009; Iglesias et al., 2011).

### 6.16 LAS GLACIACIONES Y EL MOVIMIENTO DE GONDWANA

El Paleozoico superior está caracterizado por un enfriamiento generalizado de carácter global. Por su extensión y la naturaleza de las forzantes climáticas es comparable a la última glaciación y por ello las analogías que se pueden establecer ayudan a comprender el cambio climático actual. Si bien el mayor desarrollo de mantos de hielo estuvo ubicado sobre la región peripolar de Gondwana, la presencia de depósitos glaciomarininos y diamictitas en Siberia es un indicador de que la glaciación también afectó el hemisferio Norte (Fielding et al. 2008b). En las regiones no englazadas, como Laurentia, estos ciclos climáticos se tradujeron en fluctuaciones glacioeustáticas con una amplitud de 40 a 120 metros (Rygel et al., 2008).

Una conclusión importante que surge de la **corrección de las sucesiones** estratigráficas de las cuencas Gondwánicas arriba descritas (ver Fig. 6.41) es la semejanza general de los grandes ciclos sedimentarios. En ellas, la sedimentación se inicia con depósitos glacia-



**Figura 6.61.** Probable distribución paleogeográfica y extensión de los casquetes glaciares durante la glaciación Gondwánica desde el Carbonífero Temprano hasta el Pérmico Temprano (ver colores en referencias). En rojo la posición del círculo polar antártico para el Pérmico (modificado de Isbell et al., 2008 y Montañez y Poulsen, 2013).

les, le siguen depósitos posglaciares de naturaleza deltaica/fluviodeltaica y culmina con sedimentos continentales. El relleno de otras cuencas gondwánicas, como la de la **India Peninsular**, también comienza con tilitas y pelitas (Formación Talchir) y finaliza con sedimentos de ambiente marino somero y deltaico portadores de niveles de carbón y flora de *Glossopteris* (Formación Damuda). Del mismo modo, las sucesiones de **Antártida** incluyen diamictitas glaciares y areniscas con *Glossopteris*. Estas semejanzas implican no solamente cierta proximidad geográfica sino también la existencia de controles a gran escala de carácter alocíclico. De ellos, el **factor climático** habría sido primordial, pues en todas estas cuencas el intervalo inferior contiene depósitos glaciogénicos relacionados con mantos de hielo que cubrieron gran parte del sector austral de Gondwana durante la **glaciación Gondwánica** (Fig. 6.61). Los sucesivos avances y retrocesos del hielo fueron responsables de las intercalaciones fluvio-glaciares. Dependiendo de la posición relativa de cada cuenca respecto de la línea de costa marina, estas fluctuaciones climáticas produjeron transgresiones y regresiones de diversa magnitud (Limarino et al., 2002). En todos los casos, luego del máximo glacial, se acumularon depósitos fluviodeltaicos y marinos someros bajo un clima templado/frío y húmedo apto para la formación de carbón y la expansión de la flora NBG primero y de la flora de *Glossopteris* luego. Este mejoramiento climático propició también el ingreso de algunos elementos florísticos nórdicos en las floras posglaciales del Pérmico. Hacia mediados y fines de este período se generalizaron los depósitos oxidantes en los ambientes fluvio-lacustres, de allí su color rojizo característico. Donde hubo influencia marina, en cambio, se

depositaron evaporitas y carbonatos, en consonancia con un clima relativamente cálido y seco. En las cuencas continentales del oeste de Argentina se desarrollaron extensos campos de dunas eólicas que persistieron hasta el Triásico.

Si bien al principio se habían reconocido sólo tres ciclos mayores de avance y retroceso de los mantos de hielo gondwánicos (Veevers y Powell, 1987), actualmente se han detectado al menos ocho eventos de glaciación separados por otros tantos intervalos interglaciales en el lapso comprendido entre los 327 Ma (Serpukhoviano o Namuriano de la escala europea) y los 260 Ma (Fielding et al., 2008a). Los extensos campos de loess, la ubiquidad de los ciclotemas en la región paleotropical y las fluctuaciones eustáticas controladas orbitalmente son todas evidencias de alternancia de glaciaciones y períodos de retracción del hielo distribuido en numerosos casquetes separados.

A escala global, los modelos climáticos apoyan la idea que el CO<sub>2</sub> atmosférico fue el principal forzante de la glaciación ya que a niveles menores de 560 ppmv se desarrollarían importantes volúmenes de hielo y con valores menores los centros englazados comenzarían a coalescer (Horton y Poulsen, 2009).

Se ha especulado que el disparador de la glaciación en las cuencas andinas fue la conjunción de la paleolatitud relativamente alta y las grandes elevaciones topográficas, tales como la proto-Precordillera y el cinturón plegado de Huarina, en el borde del altiplano boliviano (López-Gamundí, 1987; Veevers y Powell, 1987; López-Gamundí y Breitreuz, 1997). En estas cuencas, los glaciares habrían descendido de las montañas hacia las tierras bajas cercanas en un escenario que debió ser bastante similar al de los campos de hielo de la Patagonia austral y los fiordos chilenos. La ablación de

estos glaciares de base húmeda hacia fines del Misisipiano produjo el depósito de morrenas seguido de sedimentos de flujos de gravedad y pelitas con lluvia de clastos a partir de hielos flotantes (Fig. 6.62). El retiro de los glaciares dio lugar a la progradación de depósitos costeros (*shorface*) y una transgresión general, con breves intervalos de avance de los hielos (Henry et al., 2010).

Astini et al. (2009) postularon que el englazamiento estuvo relacionado con el importante levantamiento regional –estimado en más de 4 km– de un sector de las actuales Sierras Pampeanas. Tal levantamiento se localizó en la placa cabalgante de un rift asimétrico (Fig. 6.63; ver también Fig. 9.19). Este extenso plateau fue cubierto por un manto de hielo que labró profundos valles en U en rocas del basamento, aun claramente visibles en la actualidad, en los que se ha preservado parcialmente el relleno de sedimentos glaciales. El reinicio de la subducción en el margen occidental de Gondwana produjo compresión y deformación, cuyo clímax corresponde a la orogenia Sanrafaélica. Los sedimentos aluviales del Carbonífero Superior y Pérmico Inferior, provenientes en su mayor parte del plateau oriental, rellenaron la paleotopografía glacial y solaparon los altos de basamento. Finalmente, el extenso arco magmático desarrollado en la actual Cordillera Frontal (complejo volcánico Choiyoi) se erigió como una barrera a los vientos húmedos del oeste. Como vimos antes, esto se tradujo en el depósito de areniscas rojas y secuencias eólicas (formaciones Patquía y De la Cuesta) entre las que se intercalaron cenizas volcánicas procedentes de las erupciones del arco magmático Choiyoi, actividad que se prolongó durante el Triásico.

La correlación estratigráfica de las cuencas gondwánicas demuestra que el evento glacial fue diacrónico a escala regional. Las diamictitas glaciales más antiguas se

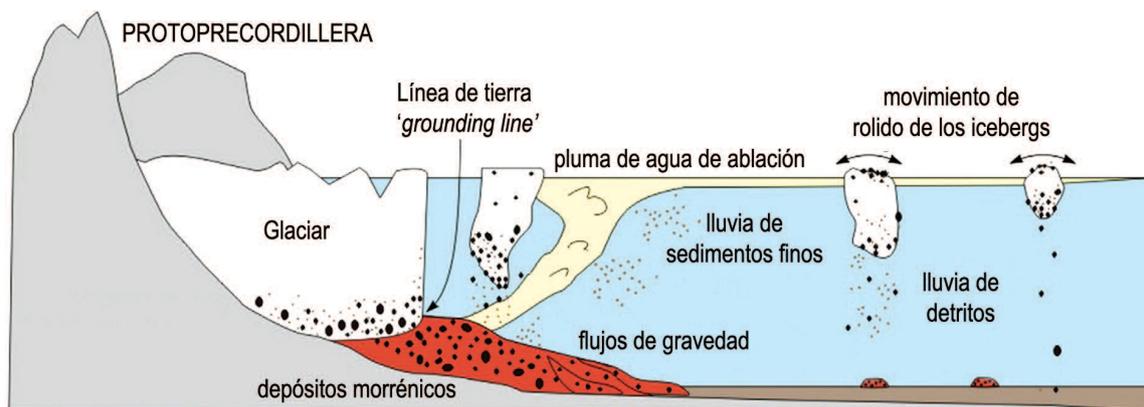


Figura 6.62. Ambientes depositacionales glaciarios en un paleovalle glacial del oeste de la cuenca de Paganzo basados en las litofacies de la parte inferior de la Formación Agua de Jagüel (Serpukhoviano/Bashkiriano temprano) (simplificado de Henry et al., 2010).

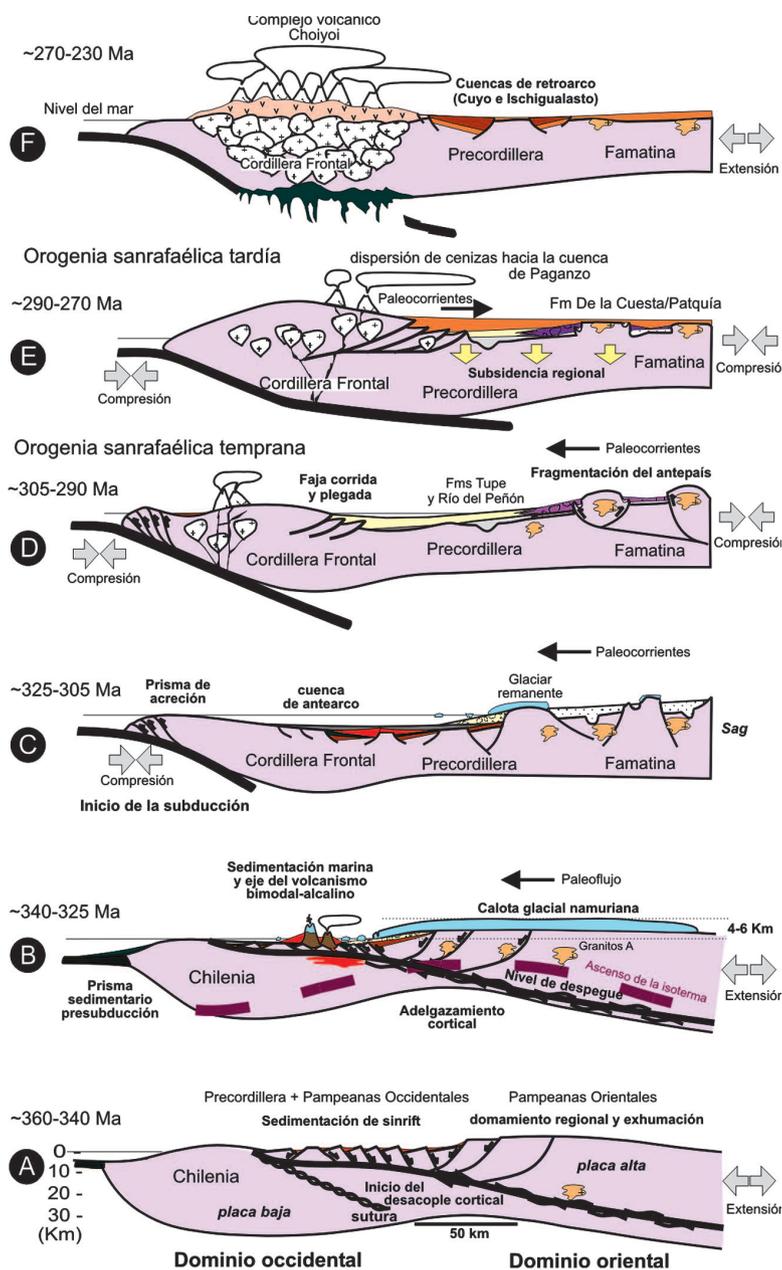


Figura 6.63. Modelo de evolución del margen occidental de Gondwana desde el Carbonífero Temprano (A) hasta el Pérmico Tardío y Eotriásico (F) (simplificado de Astini et al., 2009).

registrar a fines del Devónico (Fameniano) y principios del Misisipiano en Brasil, Bolivia, centro de África y oeste de Argentina, pero hacia el Misisipiano Tardío y Pensilvaniano Temprano (Namuriano) hay evidencias de glaciación no sólo en las cuencas andinas de Bolivia y oeste de Argentina sino también en las cuencas de Tarija, Paraná, Karoo, Sauce Grande y Malvinas. En la cuenca de Paganzo el primer pulso glacial tuvo lugar en el Viseano. Luego de un lapso interglacial, la glaciación con-

tinuó durante el inicio del Pensilvaniano (Bashkiriano). A fines del Carbonífero la franja de clima glacial tendió a desplazarse hacia el sudeste. Es probable que en el Pensilvaniano Temprano haya comenzado a desarrollarse un verdadero casquete glaciario en el sur de África y Antártida. Su máxima expansión, sin embargo, se alcanzó en el Pérmico Temprano cuando el sur de África transitó sobre el Polo Sur (Fig. 6.61).

La transición a un clima menos riguroso se constata con claridad en la región Andina central, donde la sedimentación clástica es sucedida en el Pérmico Inferior por calizas (Formación Copacabana y unidades equivalentes). Por otra parte, en la cuenca de Paganzo, las diamictitas desaparecen completamente a fines del Pensilvaniano cuando son reemplazadas por depósitos marinos con fauna de aguas más templadas, niveles de carbón y, finalmente, sedimentos eólicos. En cambio, en la cuenca de Tarija y a lo largo del este de Sudamérica (cuencas de Paraná, Sauce Grande, Malvinas), sur de África (Karoo, Kalahari) y Antártida los efectos de la glaciación se mantuvieron durante todo el Pérmico Inferior. En la Patagonia, la glaciación persistió hasta fines del Sakmario, mientras que en el Este de Australia todavía hay claras evidencias de clima polar en la base del Pérmico Tardío. Esto se explica por el movimiento de rotación de Gondwana en sentido horario sumado a su desplazamiento de 10–20° hacia latitudes más bajas y el consiguiente ‘corrimento’ del Polo Sur hacia Australia, el último sector continental englazado (Fig. 6.61) (Shi y Waterhouse, 2010). El simple *drift* de Pangea, sin embargo, no explica por qué en Australia, que estaba cerca del Paleopolo en el Carbonífero, no hay registros de glaciación, por lo que se infiere que además de la latitud hubo otros factores involucrados.

### 6.17 ¿ES ALÓCTONA LA PATAGONIA?

Desde que el geólogo Víctor Ramos publicó en 1984 el trabajo con el sugestivo título de *Patagonia: ¿un continente alóctono a la deriva?* la posición paleogeográfica de esta extensa región ha sido motivo de especial atención, lo que llevó a reunir abundante información sobre las edades isotópicas de sus rocas ígneas, la existencia de posibles discontinuidades en el basamento, su contenido paleontológico y la proveniencia de las rocas sedimen-

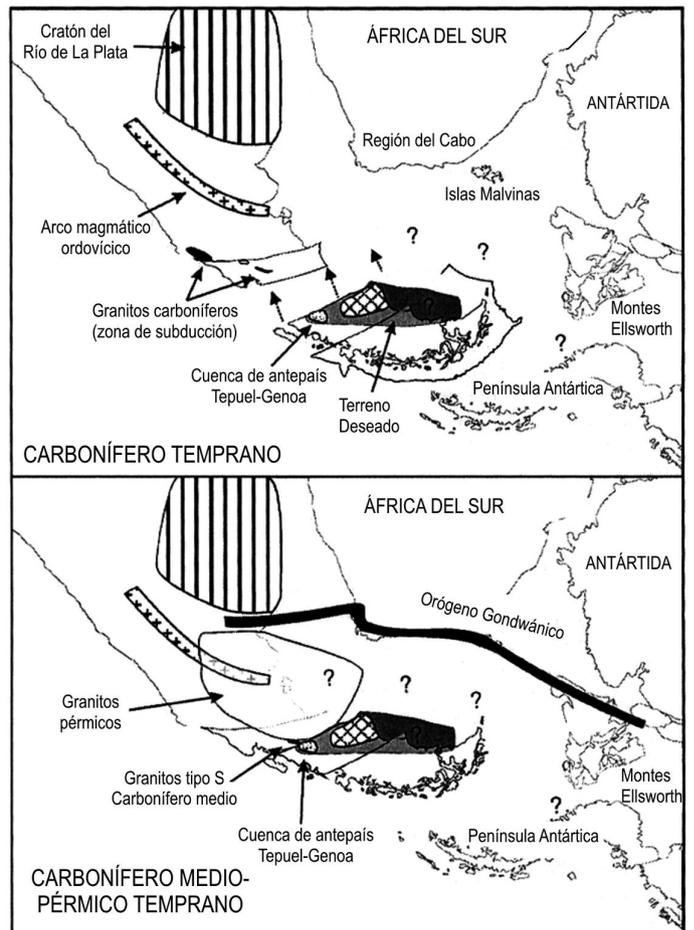


**Figura 6.64** Secuencia plegada de las cuarcitas de las formaciones Trocadero/Hinojo en la Sierra de la Ventana (sierras australes de Buenos Aires) (foto gentileza de Carlos Cingolani).

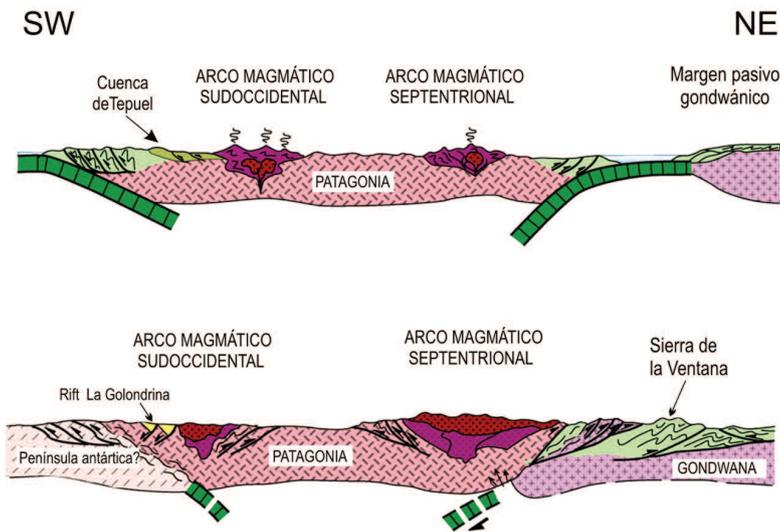
tarias. En realidad, las primeras especulaciones acerca del carácter exótico de la Patagonia fueron realizadas por Keidel (1925) y Windhausen (1931), poco después de que se difundiera la hipótesis de la deriva continental de Wegener.

Más allá del reconocimiento de la Patagonia como un fragmento cortical separado de Gondwana, el interés radica en la posible relación de esta acreción con otro fenómeno aún poco comprendido: la causa del plegamiento de la Sierra de la Ventana en América del Sur (Fig. 6.64) y del adyacente cinturón plegado del Cabo de Sudáfrica (el geosinclinal de Samfrau de Du Toit). Dadas las edades isotópicas 'brasilianas' del basamento ígneo-metamórfico de Patagonia, se estima que este terreno fue parte de Gondwana hasta su *rifting* en el Cámbrico, por lo que, en sentido estricto, debe ser considerado como un terreno parautoctono y no como alóctono. Por otra parte, su separación del resto de Gondwana nunca debió ser muy grande, como lo demuestran los datos paleomagnéticos (Rapalini (2005)). Según la interpretación original de Ramos (1984), la deformación de la Sierra de la Ventana fue producto de una colisión tipo continente/continente debida a la acreción del terreno Patagonia en el Carbonífero. De acuerdo al modelo propuesto por Pankhurst y otros autores (2006), no toda la Patagonia sería parautoctona sino solamente la región situada al sur del Macizo Norpatagónico (Fig. 6.65). De este modo, la zona de sutura estaría localizada debajo de la cobertura de rocas mesozoicas que rellenan actualmente la cuenca de San Jorge. Una de las evidencias que llevaron a plantear este modelo es que en el sector sur del Macizo Norpatagónico hay granitos del Carbonífero relacionados con una zona de subducción inclinada hacia el norte, es decir por debajo de dicho macizo. Al

cerrarse el océano en el Carbonífero Medio se produjo la colisión del terreno Deseado, que actualmente forma parte de la Patagonia austral (Macizo de Deseado). Esta colisión transformó la cuenca de margen pasivo del terreno Deseado en una cuenca de antepaís periférico en la que se acumularon las potentes sucesiones del Carbonífero y Pérmico de la cuenca de Tepuel-Genoa. En el norte de la Patagonia, las sucesiones paleozoicas de la cuenca de Sauce Grande quedaron confinadas entre el cratón del Río de La Plata (al norte) y el terreno Deseado (al sur). La consecuencia de la colisión fue el plegamiento del relleno sedimentario y la formación del cinturón orogénico de Sierra de la Ventana. La secuencia está afectada por pliegues vergentes al NE, corrimientos y metamorfismo de bajo grado de edad Pérmica. Por ello, se estima que su deformación comenzó en el Carbonífero Superior y conti-



**Figura 6.65.** Etapas de la acreción del terreno Deseado, eventos magmáticos y formación del orógeno Gondwánico (simplificado de Pankhurst et al., 2006).



**Figura 6.66.** Evolución tectónica de la Patagonia durante el Paleozoico tardío. Arriba: Subducción activa y desarrollo de dos arcos magmáticos en tiempos previos al Carbonífero Medio. Abajo: Colisión de la península Antártica contra el Macizo de Deseado en el Carbonífero Inferior-Medio seguida de la colisión de Patagonia contra el margen Gondwánico en el Pérmico Temprano (simplificado de Ramos, 2008).

nuó durante el Pérmico. Es probable que el terreno Deseado haya sido más extenso de lo que es actualmente y su colisión pueda haber producido, además, el plegamiento del Cinturón del Cabo, las secuencias de las Islas Malvinas y de las Montañas Ellsworth del este de la Antártida. Por otra parte, las faunas de la cuenca de Tepuel/ Genoa muestran mayores afinidades con el Este de Australia que con otras cuencas argentinas, lo que es consistente con la parautoctonía de la Patagonia austral (Pagani y Taboada, 2010).

Recientemente, Ramos (2008) elaboró un nuevo modelo en el cual reafirma la localización de una zona de sutura inmediatamente al sur del río Colorado y, en consecuencia, la aloctonía del bloque patagónico en su conjunto. En esencia, postula un escenario con dos arcos magmáticos (Fig. 6.66), uno sudoccidental, equivalente a la zona de sutura en la hipótesis de Pankhurst et al. (2006), y otro al norte de la misma. La actividad del primero habría cesado en el Carbonífero medio, cuando se produjo la acreción de la Península Antártica. El segundo arco, situado en el norte de la Patagonia, fue resultado de la subducción inclinada debajo del macizo de Somuncurá. Las dataciones isotópicas de los granitoides de este arco indican que la actividad magmática fue de edad Pérmica. El cierre del brazo oceánico que separaba el norte de la Patagonia con el resto de Sudamérica produjo un intenso plegamiento y metamorfismo dinámico de los sedimentos paleozoicos del margen pasivo gondwánico que hoy forman el sistema de Ventania (grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó) y también

de la sucesión Silúrica-Devónica aflorante en la Sierra Grande de Río Negro.

El sorprendente hallazgo en Sierra Grande, en el norte de la Patagonia argentina, de metaconglomerados de edad Ordovícica conteniendo bloques de caliza de edad Cámbrica con arqueociátidos similares a los de Antártida (Caliza Shackleton, ver § 6.13) y Australia refuerza la idea de que la totalidad de la Patagonia y no solamente el macizo de Deseado, sería un bloque parautoctono que estuvo localizado cerca de Antártida antes de su acreción (González et al., 2011).

### 6.18 LOS BASALTOS DE SIBERIA Y LA GRAN EXTINCIÓN

A fines del Pérmico sobrevino la crisis biológica más severa de la historia del planeta. Alrededor del 50% de las familias y del 90% de las especies se extinguieron causando un impacto tremendo en la evolución ulterior de la biota. Las faunas marinas fueron diezmasadas y las formas más típicas de las comunidades paleozoicas fueron removidas, como la mayoría de los braquiópodos, la totalidad de los corales rugosos y tabulados y gran parte de crinoideos y briozoos. Los organismos planctónicos también fueron fuertemente afectados. Se calcula que el 58% de los géneros de invertebrados marinos se perdieron. En el estratotipo del límite Pérmico/Triásico (P/T) de Meishan, en China, se realizó un censo detallado de la distribución de los fósiles marinos y se demostró que 280 de 333 géneros desaparecieron en los 50 cm infrayacentes al límite (Jin et al., 2002). El colapso de la biota marina, de acuerdo a las dataciones isotópicas y los conodontes asociados, puede haber insumido menos de 30.000 años (Twitchett et al., 2001). Otra estimación de la duración del evento de extinción se logró utilizando los ciclos de Milankovitch (ver capítulos 1 y 9), que son variaciones cíclicas de la cantidad de energía solar recibida por la Tierra como resultado de variaciones en sus parámetros orbitales. Estos ciclos astronómicos pueden quedar registrados en las sucesiones estratigráficas (cicloestratigrafía). De hecho, fueron reconocidos en calizas de los Alpes austríacos, que abarcan la transición del Pérmico al Triásico, y se usaron para determinar la tasa de sedimentación (Rampino et al., 2000). La conclusión fue que la extinción insumió menos de 60.000 años, en concordancia con la estimación mencionada arriba. En 2014 Burgess y otros confirmaron esa duración en base a dataciones de cenizas volcánicas en el GSSP del límite Pérmico-Triásico de Meishan, en China. Esta sección estratigráfica, sin

embargo, tiene el inconveniente de que se depositó en aguas profundas y por lo tanto es altamente condensada: el *intervalo de extinción* tiene sólo 36 cm de espesor y además puede contener hiatos internos. Hace poco un grupo de investigadores chinos y norteamericanos publicó datos de geocronología U-Pb de alta resolución, biostratigrafía de conodontos y quimioestratigrafía en la sección de Penglaitan (Guangxi, Sur de China) (Fig. 6.67). Estas rocas, a diferencia de las de Meishan, se depositaron en aguas más someras por lo que la sección es mucho más expandida (no condensada), totalizando el intervalo de extinción algo más de 25 m de espesor. La extinción coincide con la depositación de una unidad de tufitas masivas que se acumularon en aproximadamente 31.000 años. Este horizonte es equivalente el GSSP de Meishan y se depositó exactamente a los 251.939 ± 0.031 Ma. En esta columna se constata un colapso súbito de los ecosistemas altamente diversos del Pérmico más tardío y su reemplazo en la base del Triásico por comunidades empobrecidas dominadas por microgastrópodos y bivalvos. Una conclusión importante de este trabajo es que ninguno de los diez grupos de fósiles marinos del Pérmico evidencian una declinación previa en la diversidad por lo que se infiere que la extinción, al menos en el ambiente marino, fue abrupta y prácticamente instantánea en términos de tiempo geológico. La extinción de las faunas perigondwánicas que habitaron el Paleotetis y el naciente Neotetis, como las de Pakistán y Tibet, se concentra en un delgado intervalo inmediatamente debajo del límite P/T, al igual que en la sección china de Meishan y en las secciones boreales de Spitsbergen y Groenlandia, lo que revela el carácter global de la crisis (Shen et al., 2006). De todos modos, el análisis en detalle de la reducción de la diversidad en los mares del Pérmico durante los últimos 10 millones de años revela que la que acabamos de mencionar es sólo la última fase de una crisis biótica más prolongada y claramente escalonada. En los braquiópodos, por ejemplo, se detectan dos picos de extinción, el primero a fines del Guadalupiano y el segundo, más intenso, al final del Pérmico (Fig. 6.68). Esta extinción en dos fases también se evidencia en otros organismos marinos y tiene cada vez más sustento.

En las franjas tropicales y subtropicales de los continentes desaparecieron los bosques de helechos, cordaitales, licópsidas y coníferas, y en las latitudes altas se produjo un colapso generalizado de la flora templada/fría de *Glossopteris*. El resultado fue la interrupción de la formación de carbón a escala global hasta el Triásico Medio. Un rasgo inusual es la abundancia de esporas



Figura 6.67. Intervalo estratigráfico que abarca el límite Pérmico-Triásico en la sección de Penglaitan (Sur de China) mostrando el nivel volcanogénico en el tope del Pérmico (Capa 141), el horizonte de extinción (martillo) y las pelitas negras intercaladas con calizas de la base del Triásico (Capa 142). Esta capa contiene el primer registro del conodonto *Hindeodus parvus* que en el GSSP de Meishan define la base del Triásico. En amarillo las edades U-Pb de ambas capas (simplificado de Shu et al., 2018).

de hongos en la base del Triásico, inmediatamente después de la extinción, los que podrían haber proliferado a expensas de materia vegetal en descomposición. Sin embargo, recientemente se han presentado fuertes evidencias de que, en realidad, se trata de algas oportunistas que proliferaron como consecuencia del colapso de los bosques de *Glossopteris* y el aumento de la temperatura. Los insectos sufrieron la mayor crisis de su historia, perdiendo 8 de los 27 órdenes que vivían en el Pérmico y 4 de ellos se redujeron drásticamente. Es posible que esta caída en la biodiversidad de la entomofauna esté directamente ligada a la desaparición de la flora de la cual se alimentaba (Erwin, 1996). En los vertebrados,

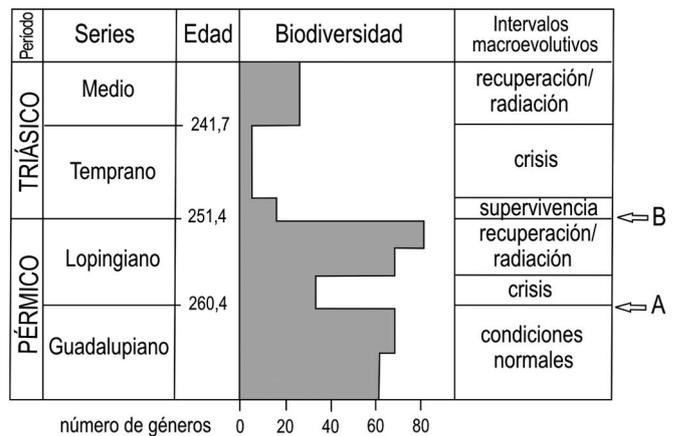
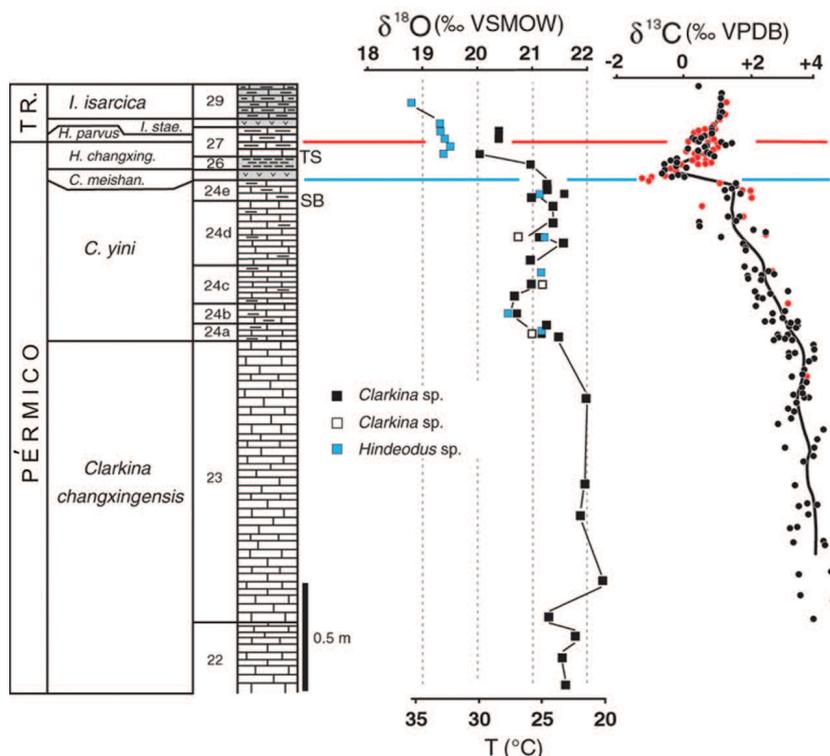


Figura 6.68. Variación de la diversidad de los braquiópodos en el límite Pérmico/Triásico en China. A: extinción del Guadalupiano; B: extinción masiva Permotriásica (modificado de Rong y Shen, 2002).

los efectos de la extinción fueron devastadores. A nivel mundial, 36 de las 48 familias presentes en los últimos 5 Ma del Pérmico se extinguieron, o sea cerca del 75% del total (Benton, 1989).

La cuenca de Karoo es uno de los sitios donde la extinción de los vertebrados terrestres ha sido estudiada con mayor detalle. Allí, como vimos previamente, el límite P/T yace en la parte superior del Grupo Beaufort, una potente sucesión fluvial con abundantes restos de reptiles preservados en las llanuras de inundación (Fig.6.52). De las 44 especies de reptiles de la Zona de *Dicynodon* (la última biozona del Pérmico) solamente 6 superaron el límite P/T. La desaparición de la mayoría de los taxones ocurre en un intervalo de 15-20 m de espesor de limolitas marrones que están por debajo del límite, en cuyo tope aparecen los últimos restos de *Dicynodon*. Por arriba del límite P/T hay entre 3 y 5 m de limolitas estériles que representan el intervalo de extinción. Las primeras faunas triásicas se registran en las areniscas suprayacentes. Se ha demostrado que este cambio de facies en el límite Pérmico/Triásico obedeció a la rápida transición de un ambiente de ríos meandriformes a uno de ríos entrelazados de baja sinuosidad, en consonancia con un clima más árido y la ausencia de una capa vegetal que proteja las rocas de la meteorización. Conociendo la tasa de sedimentación de las facies de llanura de inundación, se calculó que el tiempo involucrado en el evento de extinción fue del orden de 50.000 años (Smith y Ward, 2001), lo que sugiere que en el medio terrestre la extinción fue casi tan abrupta como en los mares. Sin embargo, nuevos estudios indican que la severidad de la extinción de los reptiles al final de la Zona de *Dicynodon* fue sobredimensionada y que la tasa de extinción estuvo apenas por arriba de la tasa de extinción de fondo, insuñendo un mínimo de 250.000 años y posiblemente cerca de 1 Ma (Lucas, 2017). El reptil *Lystrosaurus* (Fig. 6.19) hace su primera aparición poco antes del límite P/T y pasó a ser la forma dominante en el inicio del Triásico. Es posible que por sus hábitos y fisiología estuviera mejor adaptado para sobrevivir en ambientes semi-desérticos.

Un rasgo llamativo del límite Pérmico/Triásico es que coincide con una abrupta excursión negativa de la relación isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 6.69). Esta variación ha sido documentada en sucesiones marinas y continentales,



**Figura 6.69.** Curvas de las relaciones isotópicas  $\delta\text{O}^{18}$  y  $\delta\text{C}^{13}$  en el límite Pérmico/Triásico en la sección de Meishan (Sur de China). La línea azul marca el evento de excursión isotópica; la línea roja marca el límite P/T. En la columna, las zonas sombreadas (gris) indican intervalos de disoxia/anoxia. VSMOW es el estándar (agua oceánica promedio) para la relación isotópica del oxígeno y VPDB es la referencia estándar para la relación isotópica del carbono (simplificado y modificado de Joachimski et al., 2012).

tanto en carbono orgánico como en carbonatos (valvas de braquiópodos, corales, calizas, paleosuelos, etc.). Por su carácter global, constituye un criterio adicional para detectar el límite entre las eras Paleozoica y Mesozoica. Por otra parte, comprender las causas de este cambio en la proporción de los isótopos estables del carbono ayuda a identificar los factores físicos que dispararon la extinción. ¿Cuáles pueden ser las causas de que la curva de  $\delta\text{C}^{13}$  se desplace de valores cercanos a +3 a valores de -2 o aun menores? Una de ellas es la emisión de  $\text{CO}_2$  por los volcanes. Sin embargo, el cambio de la relación isotópica del carbono en el sistema océano/atmósfera fue tan rápido y de tal magnitud que es difícil explicarlo solamente por la actividad volcánica. Una fuente muy posible son los **hidratos de metano** (clatratos), una sustancia que permanece sólida a temperaturas cercanas a los  $0^\circ\text{C}$  (si la presión es alta se mantiene estable a temperaturas algo mayores) formada por moléculas de agua dispuestas en celdas en cuyos vértices participan moléculas de metano. El metano es generado por degradación bacteriana de la materia orgánica presente en las capas más superficiales de los sedimentos marinos en medios ana-

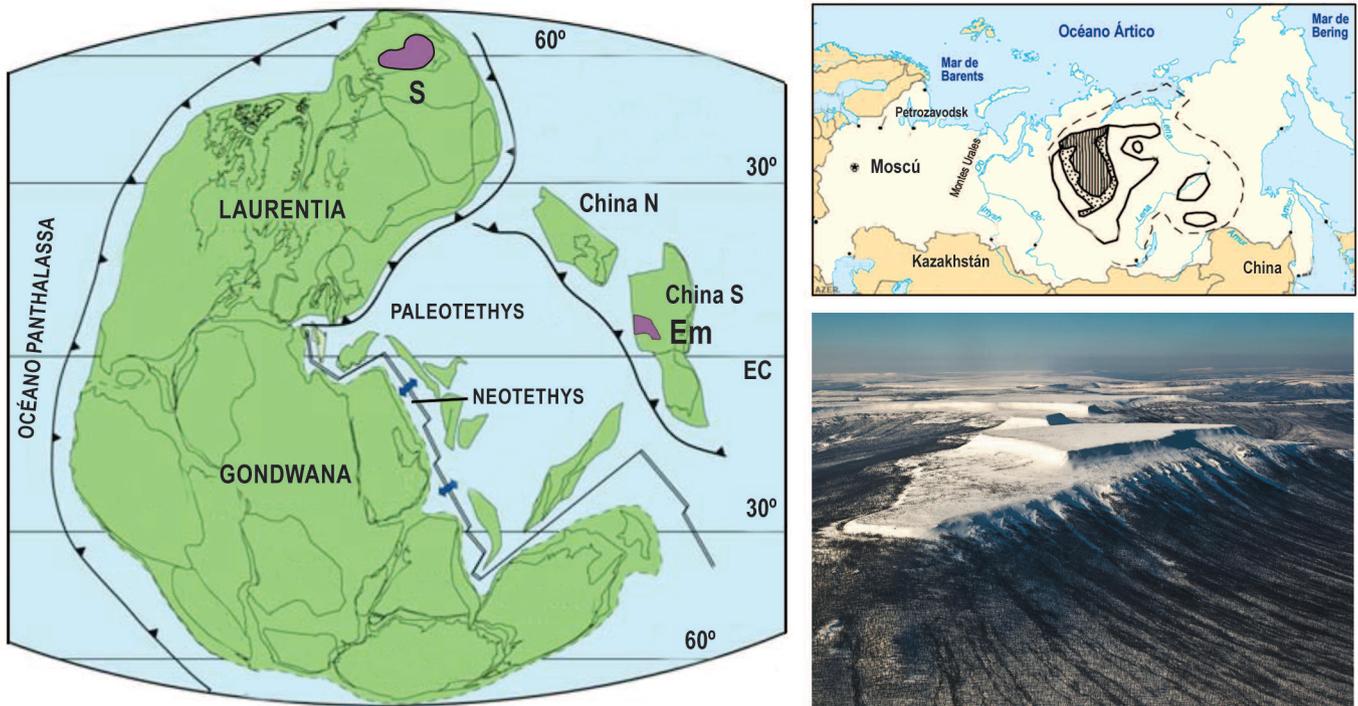


Figura 6.70. Mapa de Pangea mostrando las grandes provincias eruptivas del Pérmico Superior (en violeta). S: Provincia volcánica de Tunguska, Siberia; Em: Provincia volcánica de Emeishan, sur de China. A la derecha, detalle del área de afloramientos y área inferida (línea discontinua) de las coladas basálticas de Siberia (arriba) y vista de los afloramientos de Noril'sk (abajo).

eróbicos y también en el permafrost de la tundra actual. Pero los grandes reservorios de clatratos de metano están en las profundidades oceánicas (más de 2000 m) o en fondos oceánicos cuyas aguas no superan los 2°C. Dado que estos compuestos tienen una relación  $\delta C^{13}$  fuertemente negativa (cercana a -50) (ver capítulo 1, Fig. 1.65) se calcula que la disociación de sólo el 10-25% del reservorio existente de metano sería suficiente para producir la excursión negativa observada en el límite P/T. Como dato adicional hay que tener presente que el efecto invernadero del metano es entre 6 y 10 veces más potente que el que produce el dióxido de carbono.

De hecho, en las proximidades del límite P/T se constata un marcado aumento global de la temperatura oceánica. Las evaluaciones más recientes fueron realizadas en la sección de Meishan, en el sur de China, utilizando registros de alta resolución de isótopos de oxígeno medidos en apatita de conodontes (Joachimski et al., 2012). En el Pérmico Tardío la relación  $\delta O^{18}$  decrece un 2‰ respecto de los valores previos, lo que significa un aumento de la temperatura del orden de 8°C. Se calcula que las aguas oceánicas superficiales alcanzaron justo antes del nivel de máxima extinción (base del nivel 25 de la sección de Meishan) entre 32 y 35°C, dependiendo de los géneros de conodontes analizados (Fig. 6.69). Este

calentamiento coincide con la perturbación mayor en el ciclo del carbono expresada en la fuerte excursión negativa que acabamos de mencionar. La coincidencia de este rápido calentamiento con la fase más severa de la extinción indica que este factor fue decisivo para producir el colapso de los ecosistemas marinos y terrestres. Estas condiciones cálidas extremas continuaron tipo *hothouse* durante el inicio del Triásico Inferior, lo que explica el retardo en la recuperación de la biota después de la crisis P/T (Knoll et al., 2007).

Si bien se han planteado varios escenarios para explicar la extinción Pérmico/Triásica, la hipótesis que tiene más consenso la vincula con la enorme erupción volcánica ocurrida en Siberia a fines del Pérmico, justo en el momento en que se produjo la crisis biológica. La **provincia volcánica de Tunguska**, conocida en la literatura inglesa como *Siberian traps* (*trapp* significa 'escalera' en sueco y hace referencia a la morfología escalonada de las mesetas basálticas) está magníficamente expuesta en la región de Noril'sk (Fig. 6.70). Su extensión original habría llegado a los 5 millones de km<sup>2</sup> (el 40% de la superficie de Siberia!) y las coladas superpuestas alcanzan espesores de más de 6000 metros. También incluye rocas volcánicas y diques de basalto que intruyen la cobertura sedimentaria. Se calcula que el volumen de

los mantos y coladas de lava fue del orden de 1,4 millones de  $\text{Km}^3$  y el de las rocas volcánicas de 320.000  $\text{Km}^3$  (Vasilev et al., 2000). Muchos de estos basaltos tienen mineralizaciones de magnetita de gran interés económico que se explotan bajo las duras condiciones climáticas del norte de Siberia.

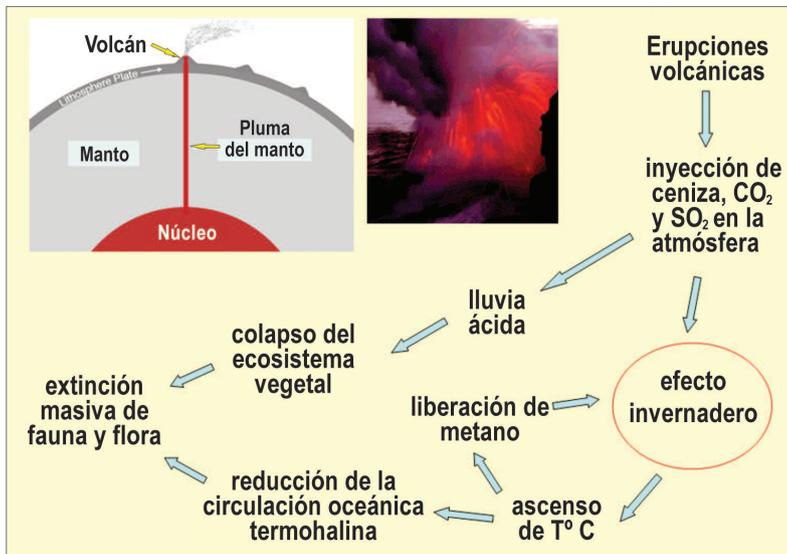
Se trata de una de las mayores extrusiones volcánicas intracontinentales de todo el Fanerozoico. Los basaltos se formaron por la fusión parcial de materiales del manto. Aunque tanto la profundidad donde se originaron como la fuente del calor son motivo de controversia, todo indica que se generaron a partir de una enorme pluma del manto o superpluma que podría haberse ramificado en varias plumas subsidiarias, las que habrían jugado un rol clave en la fragmentación de Pangea (Isozaki, 2009). Dataciones isotópicas muestran que las coladas inferiores de Siberia tienen una edad de  $251,7 \pm 0,4$  Ma mientras que las superiores están fechadas en  $251,1 \pm 0,3$  Ma. Esto indica que la totalidad de los basaltos fueron extruidos en un tiempo muy corto, del orden de los 600.000 años (Kamo et al., 2003). El dato fundamental es que esta actividad volcánica explosiva coincidió, casi exactamente, con el fechado del límite Pérmico/Triásico, por lo que hay pocas dudas de que hubo una relación de causa-efecto entre la erupción de los basaltos siberianos y la crisis biológica (Renne y Basu, 1991; Renne et al., 1995; Campbell et al., 1992). Es importante tener en cuenta, sin embargo, que el volcanismo en sí mismo no causó la extinción sino que actuó como disparador del calentamiento terrestre por la inyección en la atmósfera de enormes volúmenes de  $\text{CO}_2$  y  $\text{SO}_2$ . Cálculos recientes basados en la tasa de desgaseificación anual multiplicada por la superficie de la provincia volcánica indican que el volumen de  $\text{CO}_2$  emitido durante toda la erupción fue de 100.000 Gt (Gigatoneladas; una Gt = 1000 millones de t) (Svensen et al., 2009; Cui y Kump, 2015). Los responsables de esta gran emisión de  $\text{CO}_2$  no habrían sido los derrames de basalto dada la baja concentración de volátiles que posee el magma básico. Actualmente se asume que la principal fuente de gas fue la interacción entre el magma y las rocas de caja, en particular los carbonatos y evaporitas. Este fenómeno produjo la explosión violenta y la formación de las más de 3 mil calderas con diámetros que varían desde 100 m a más de 1 km. Estos conductos liberaron en la atmósfera no solo grandes volúmenes de dióxido de carbono,  $\text{CH}_4$  y  $\text{ClH}$  sino una gran cantidad de material piroclástico (Polozov et al., 2016).

Cálculos recientes indican que al cabo de los primeros 100 años de erupciones en Tunguska la temperatura media de la Tierra ascendió alrededor de  $7^\circ\text{C}$  (Stordal et al., 2017). Además, este megaeffecto invernal habría producido el calentamiento de las aguas oceáni-

cas y el derretimiento total de los casquetes glaciares entrando la Tierra en un estado de *hothouse* (ver Capítulo 1). Se estima que el aumento de la temperatura fue del orden de  $6^\circ\text{C}$  en las regiones cercanas al Ecuador. Quizás la consecuencia más importante del calentamiento fue la disociación de los hidratos de metano acumulados en las zonas más frías de los fondos oceánicos y también en el permafrost continental. Una vez en estado gaseoso, el metano se difundió rápidamente en el agua oceánica y luego pasó a la atmósfera donde, por oxidación, formó agua y  $\text{CO}_2$  'liviano'. Este último se incorporó a los carbonatos y a la materia orgánica, produciendo un fuerte desplazamiento de la curva isotópica  $\delta\text{C}^{13}$  a valores negativos (Fig. 6.69). Las condiciones climáticas extremas producidas por este calentamiento y la rapidez con que ocurrió determinaron que muchas especies no tuvieran la capacidad de adaptarse.

El volcanismo Pérmico no estuvo restringido a Siberia. En el sudoeste de China, la provincia volcánica Emeishan es muy extensa y las coladas basálticas llegan a 300 m de espesor (Fig. 6.70). Su edad absoluta, cercana a los 260 Ma, indica que esta erupción ocurrió cerca del límite entre el Pérmico Medio (Guadalupiano) y Tardío (Lopingiano), o sea que fue algo anterior a los basaltos de Siberia. Sus efectos sobre la biota no fueron tan drásticos como los de esta última erupción, pero se correlacionan con una brusca caída de la diversidad en las faunas marinas, especialmente de los braquiópodos, foraminíferos y algas calcáreas en los mares someros, y de los radiolarios en aguas oceánicas profunda. Este evento se conoce como la 'extinción del Guadalupiano' (Rong y Shen, 2002; Jin et al., 2002; Wignall et al., 2009) (Fig. 6.50). En los continentes coincide con la extinción del 43% de las especies de plantas en el norte de China y posiblemente tenga relación con la desaparición de numerosos reptiles (Bond et al., 2010). Otros autores, basados en colecciones muy numerosas de fósiles marinos provenientes de todo el mundo favorecen, por el contrario, una reducción gradual de la diversidad entre el Pérmico Medio y Tardío (Clapham et al., 2009).

Los cambios físicos deben haber interactuado entre sí de modo complejo afectando directa o indirectamente a la biota (Fig. 6.71). Hacia fines del Pérmico los ecosistemas eran muy diversos, en especial aquellos desarrollados en zonas húmedas bordeadas de vegetación en las que habitaban comunidades de peces, anfibios, reptiles y numerosos invertebrados. En los continentes, las plantas sufrieron primero el efecto de la ceniza en suspensión y los aerosoles emanados por la actividad volcánica que generaron en la estratósfera una la pantalla a los rayos solares. Este estado de penumbra (*plume winter*) puede haber producido un descenso temporario de la temperatura y una merma en la fotosíntesis, desequi-



**Figura 6.71.** Probable secuencia de eventos que condujeron a la extinción masiva de fines del Pérmico.

librando los ecosistemas vegetales (Isozaki, 2009). Además, no hay que descartar una probable lluvia ácida dada la abundancia de aerosoles de sulfato en la atmósfera que originan ácido sulfúrico. El grave deterioro de la capa de ozono por la erupción de halógenos (Cl, Br y I) en la estratósfera y el consiguiente aumento de los niveles de radiación UV habría colaborado en el colapso de los ecosistemas terrestres (Broeadley et al., 2018). Un indicio clave es que las esporas de las plantas licópsidas del Pérmico Tardío exhiben caracteres mutagénicos en su desarrollo, los que no son explicables por el aumento de gases como el SO<sub>2</sub> y el CO<sub>2</sub>. Finalmente, ya cerca del límite P/T, el clima extremadamente cálido y seco producto del megaefecto invernadero fue letal para la biota terrestre. La desecación de los cuerpos de agua afectó a los peces, anfibios y artrópodos. El colapso del ecosistema vegetal, base de la cadena trófica, produjo la extinción de gran parte de los reptiles herbívoros y, como resultado, la de sus predadores carnívoros.

En los océanos, la disminución del gradiente de temperatura entre los polos y el Ecuador frenó la circulación termohalina que moviliza las aguas frías y oxigenadas de los polos removiendo hacia la superficie las aguas más salinas, cálidas y anóxicas que están en las profundidades de las zonas tropicales. Este fenómeno es esencial para ventilar las aguas oceánicas profundas y evitar que tiendan a estratificarse. Las numerosas evidencias geológicas, geoquímicas y paleontológicas (pelitas carbonosas con pirita, enanismo de las faunas de moluscos, ausencia de bioturbación, etc.) indican que durante el lapso de la crisis biológica hubo un primer episodio de anoxia en los mares profundos (registrado

en cherts pelágicos conservados en prismas de acreción) que luego se trasladó a las aguas más superficiales de plataforma (registrado en calizas). Sin embargo, los factores causantes de la muerte de los organismos podrían haber sido más de uno y el desafío es identificar cuál de ellos fue el más decisivo.

Estudios recientes sobre la fisiología de los organismos marinos muestran que los más afectados por la extinción fueron los animales vulnerables al exceso de dióxido de carbono disuelto en el agua. Hay que tener en cuenta que el CO<sub>2</sub> es mucho más soluble en el agua que el oxígeno por lo que un alto tenor de CO<sub>2</sub> en la atmósfera debe haber producido un rápido aumento de ese compuesto en los mares. El exceso del CO<sub>2</sub>, que se conoce como *hipercapnia*, es altamente nocivo para los animales marinos y puede producir su muerte rápida; pero en condiciones menos extremas produce un deterioro crónico de la

fisiología del animal que se traduce en una menor tasa de crecimiento (enanismo), baja tasa de reproducción (las poblaciones caen debajo del mínimo para sostenerse y desaparecen) y los procesos de formación de esqueletos de carbonato de calcio son muy afectados por el cambio de pH causado por el exceso de dióxido de carbono en el agua. Los animales más susceptibles al estrés hipercápnico son aquellos que tienen metabolismo más bajo, un sistema circulatorio menos desarrollado, una menor capacidad respiratoria y formación del esqueleto carbonático sensible a los cambios de pH. Estos organismos son las esponjas, los corales, los braquiópodos articulados, los briozoos y la mayoría de los equinodermos, justamente los más afectados por la extinción: más del 80% de sus géneros desaparecieron en el límite P/T (Knoll et al., 2007). Llamativamente, los braquiópodos linguliformes ('inarticulados'), que poseen valvas quitinofosfáticas, fueron muy poco afectados por la extinción y, además, experimentaron una recuperación más rápida al comienzo del Triásico, aún bajo un estrés ambiental extremo como, por ejemplo, un déficit de oxígeno (Powers y Bottjer, 2009).

En síntesis, el exceso de CO<sub>2</sub> explicaría la extinción selectiva de los organismos marinos y también de las plantas y animales en los continentes debido al calentamiento global por un efecto invernadero inusualmente intenso. En ese sentido, el papel jugado por el anhídrido carbónico en esta extinción parece haber sido más importante que el de otros factores, como el envenenamiento por SH<sub>2</sub>, anoxia de los océanos o cambios en la composición del plancton (producción primaria).

## REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Alonso Muruaga, P.J., Limarino, C.O., Spalletti, L.A., Colombo-Piñol, F. y Juárez, P. 2011. Findings of intraformational striated pavements in the Late Carboniferous glacial deposits of the Andean Precordillera, Argentina. *American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 18: 151-157.
- Andreis, R.R., Ferrando, L. y Herbst, R. 1996. Terrenos carboníferos y pérmicos de la República Oriental del Uruguay. En: Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, pp. 45-64.
- Archangelsky, S. (ed.) 1986. *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Subcomisión Internacional del Carbonífero, Proyecto 221 'Upper Paleozoic of South America'. 359 p. Córdoba.
- Archangelsky, S. (ed.) 1996. *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, 427 p. Córdoba.
- Archbold, N. 1999. Permian Gondwanan correlations: the significance of the western Australian marine Permian. *Journal of African Earth Sciences*, 29: 63-75.
- Archbold, N. y Shi, G.R. 1996. Western Pacific Permian marine invertebrate palaeobiogeography. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43: 635-641.
- Archbold, N., Cisterna, G.A. y Simanaukas, T. 2004. The Gondwanan Carboniferous-Permian boundary revisited: new data from Australia and Argentina. *Gondwana Research*, 7: 125-133.
- Artabe, A., Morel, E. y Spalletti, L. 2003. Caracterización de las provincias fitogeográficas triásicas del Gondwana extratropical. *Ameghiniana*, 40: 387-405.
- Astini, R.A. 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. Evidencias estratigráficas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 509-526. Buenos Aires.
- Astini, R.A., Martina, F., Ezpeleta, M., Dávila, F.M. y Cawood, P.A. 2009. Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin (Argentina), and a reappraisal on the 'Eo-and Neohercynian' tectonics along Western Gondwana. *12º Congreso Geológico Chileno*, 1-4, Santiago de Chile.
- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R. 1970. Geología de la comarca de Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 405-429.
- Balseiro, D., Rustán, J.J., Ezpeleta, M. y Vaccari, N.E. 2009. A new Serpukhovian (Mississippian) fossil flora from western Argentina: Paleoclimatic, paleogeographic and stratigraphic implications. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268.
- Belloso, E.S. y Jalfin, G.A. 1984. Litoestratigrafía y evolución paleoambiental del Neopaleozoico de la Islas Malvinas, Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino*, 5: 66-86.
- Belloso, E.S. y Jalfin, G.A. 1989. Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e Islas Malvinas. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 6: 379-394.
- Benedetto, J.L. 1980a. Bioestratigrafía del Neopaleozoico de los Andes Venezolanos: Una síntesis actualizada. *Anales de la Academia Brasileira de Ciências*, 52: 841-850. Sao Paulo.
- Benedetto, J.L. 1980b. Síntesis bioestratigráfica del Paleozoico tardío de la Sierra de Perijá, Venezuela. *Anales de la Academia Brasileira de Ciências*, 52: 827-839.
- Benedetto, J.L. 1982. Las unidades tecto-estratigráficas paleozoicas del norte de Sudamérica, Apalaches del sur y noroeste de África: Comparación y discusión. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 469-488. Buenos Aires.
- Benedetto, J.L. y Odreman Rivas, O. 1977. Bioestratigrafía y paleontología de las unidades permocarbónicas aflorantes en el área de Carache-Agua de Obispo, Estado Trujillo, Venezuela. *5º Congreso Geológico Venezolano, Memorias* 1: 253-288. Caracas.
- Benedetto, J.L. y Sánchez, T.M. 1979. Modelo de desarrollo del Océano Protoatlántico en la región norte de Sudamérica. *6º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 825-844. Trinidad y Tobago.
- Benton, M.J. 2003. *When life nearly died. The greatest mass extinction of all time*. Thames & Hudson Ltd. Londres, 336 p.
- Blodgett, R.B., Moore, T.E. y Gray, F. 2002. Stratigraphy and paleontology of Lower Permian rocks north of Cananea, northern Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 481-495.
- Bond, D.P., Hilton, J., Wignall, P.B., Jason, R.A. y Stevens, L.G. 2010. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in oceans. *Earth-Science Reviews*, 102: 100-116.
- Bowring, S.A., Erwin, D.H., Jin, Y., Martin, M.W., Davidek, K. y Wang, W. 1998. U/Pb Zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 280: 1039-1045.
- Broadley, M.W., Barry, P.H., Ballentine, C.J., Taylor, L.A. y Burgess, R. 2018. End-Permian extinction amplified by plume induced release of recycled lithospheric volatiles. *Nature Geoscience*, 11: 682-687.
- Burkart, B. y Clemons, R.E. 1972. Late Paleozoic orogeny in north western Guatemala. *Memorias de la 4ª Conferencia Geológica del Caribe*, pp. 210-213.
- Campbell, L.H., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Hill, R.I. y Stepanov, V. 1992. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary. *Science*, 258: 1760-1763.
- Catuneanu, O. 2004. Basement control on flexural profiles and the distribution of foreland facies: The Dwyka Group of the Karoo basin, South Africa. *Geology*, 32: 517-520.
- 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 South African Earth Sciences*, 43: 211-253.
- Cawood, P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Palaeozoic. *Earth-Science Reviews*, 69: 249-279.
- Cawood, P.A. y Buchan, C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82: 217-256.
- Cecil, C.B., Dulong, F.T., West, R.R., Stamm, R., Wardlaw, B. y Edgar, N.T. 2005. Climate controls on the stratigraphy of a Middle Pennsylvanian cyclothem in North America. En: *Climate Controls on Stratigraphy*, SEPM Special Publication 77, p. 151-180.
- Césari, S.N. (y otros 16 autores), 2007. Paleozoico Superior de Argentina: un registro fosilífero integral en el Gondwana occidental. En: *Ameghiniana 50º Aniversario*, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 35-54.
- Césari, S.N., Limarino, C.O. y Gulbranson, E.L. 2011. An Upper Paleozoic bio-chronostratigraphic scheme for the western margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 106: 149-160.
- Cisterna, G.A. 2010. Earliest brachiopod faunas of west-central Argentina: Defining the Pennsylvanian-Permian boundary in Gondwana. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298: 91-100.
- Cisterna, G.A., Archbold, N. y Simanaukas, T. 2006a. Palaeobiogeographic affinities of the Argentine Precordilleran Late Palaeozoic brachiopod faunas. *Alcheringa*, 30: 251-262.
- Cisterna, G.A., Sterren, A.F. y Archbold, N. 2006b. *calñingastab*. A review of the *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequioratus* Biozone in La Delfina creek, San Juan Province, Argentina. *Ameghiniana*, 43: 487-491.
- Clack, J.A. 2002. An early tetrapod from the 'Romer's gap'. *Nature*, 418: 72-76.
- Clapham, M.E., Shen, S. y Bottjer, D.J. 2009. The double mass extinction revisited: Reassessing the severity, selectivity, and causes of the end-Guadalupian biotic crisis (Late Permian). *Paleobiology*, 35: 32-50.
- Cleal, C.J. y Thomas, B.A. 1999. Tectonics, tropical forest destruction

- and global warming in the Late Palaeozoic. *Acta Palaeobotánica*, 2: 17-19.
- Cleal, C.J. y Thomas, B.A. 2005. Palaeozoic tropical rainforest and their effect on global climates: is the past the key for the present? *Geobiology*, 3: 13-31.
- Cocks, L.R.M. y Torsvik, T.H. 2006. European geography in a global context from Vendian to the end of the Palaeozoic. En: Gee, D.G. y Stephenson, R.A. (eds.) *European Lithosphere Dynamics*. Memoirs Geological Society, London, 32: 83-95.
- Cocks, L.R.M. y Torsvik, T.H. 2011. The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins. *Earth-Science Reviews*, 106: 1-51.
- Costa da Silva, R., Sedor, F.A. y Sequeira Fernandes, A.C. 2012. Fossil footprints from the Late Permian of Brazil: An example of hidden biodiversity. *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 31-43.
- Cui, Y. y Kump, L.R. 2015. Global warming and the end-Permian extinction event: Proxy and modeling perspectives. *Earth-Science Reviews*, 149: 5-22.
- Díaz-Martínez, E. 1996. Síntesis estratigráfica y geodinámica del Carbonífero de Bolivia. *Memorias del 12º Congreso Geológico Boliviano*, 1: 334-367.
- d'Orbigny, A. 1842. *Voyages dans l'Amérique Méridionale*, 1826-1833, vol. 3, part 4, Paléontologie, 188 p.
- Dunbar, C.O. y Newell, N.D. 1946. Marine Early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas. *American Journal of Science*, 244: 377-402.
- Einsele, G. 1992. *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, 628 p. Berlin.
- Erwin, D.H. 1996. La mayor extinción biológica conocida. *Investigación y Ciencia*, (Septiembre), pp. 62-69.
- Eyles, N., Mory, A.J. y Backhouse, J. 2002. Carboniferous-Permian palynostratigraphy of west Australian marine rift basins: resolving tectonic and eustatic controls during Gondwanan glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184: 305-319.
- Eyles, C.A., Mory, A.J. y Eyles, N. 2003. Carboniferous-Permian facies and tectono-stratigraphic successions of the glacially influenced and rifted Carnarvon Basin, western Australia. *Sedimentary Geology*, 155: 63-86.
- Ezpeleta, M., Astini, R.A. y Dávila, F.M. 2006. Sedimentación sinorogénica en el Carbonífero Superior-Permiano Inferior de Famatina, La Rioja, Argentina. 9º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 182.
- Falcon-Lang, H.J., Benton, M.J., Braddy, S.J. y Davies, S.J. 2006. The Pennsylvanian tropical biome reconstructed from the Joggings Formation of New Scotia, Canada. *Journal of the Geological Society, London*, 163: 561-576.
- Farias Vasely, F. y Assine, M.L. 2006. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 156-168.
- Fernández Garrasino, C. 1996. Cuenca Chacoparanense. En: Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, pp. 27-38. Córdoba.
- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T. y Roberts, J. 2008a. Stratigraphic imprint in the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: A record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society*, 165: 129-140.
- Fielding, C.R., Frank T.D. y Isbell J.L. 2008b. The late Paleozoic ice age — a review of current understanding and synthesis of global climate patterns. En: Fielding C.R. et al. (eds.) *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Publication, 441: 343-354.
- Fluteau, F., Besse, J. Broutin, J. y Ramstein, G. 2001. The Late Permian climate. What can be inferred from climate modeling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 39-71.
- Frakes, L.A. y Crowell, J.C. 1967. Facies and paleogeography of Late Paleozoic diamictites, Falkland Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1007-1042.
- Gans, C., Dudley, R., Aguilar, N.M. y Graham, J.B. 1999. Late Paleozoic atmospheres and biotic evolution. *Historical Biology*, 13: 199-219.
- Ghilardi, R. y Simões, M. 2002. Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rastro), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas? *Pesquisas em Geociências*, 29.
- Glen, R.A. 2005. The Tasmanides of eastern Australia. En: Vaughan, A.P., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Terrane processes at the margins of Gondwana*, Geological Society London, Special Publications, 246: 23-96.
- González, P.D., Tortello, M.F. y Damborenea, S.E. 2011. Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade metaconglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta*, 9: 1-14.
- González, P.D., Tortello, M.F., Damborenea, S.E., Naipauer, M., Sato, A.M. y Verela, R. 2013. Archaeocyaths from South America: review and a new record. *Geological Journal*, 48: 114-125.
- Grader, G.W., Isaacson, P.E., Arispe, O., Pope, M., Mamet, V., Davydov, V. y Díaz-Martínez, E. 2003. Back-arc carbonate-siliciclastic sequences of the Pennsylvanian and Permian Copacabana Formation, Titicaca Group, Bolivia. *Revista Técnica de YPF*, 21: 207-228.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. y Delplanque, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 83-143.
- Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S.A. y Crowley, J.L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 1480-1498.
- Hallam, A. y Wignall, P.B. 1997. *Mass extinctions and their aftermath*. Oxford University Press, 319 p.
- Hatcher, R.D., Thomas, W.A., Geiser, P.A., Snoko, A.W., Mosher, S. y Wiltschko, D.V. 1989. Alleghanian orogen. En: Hatcher, R.D., Thomas, W.A. y Viele, G.W. (eds.) *The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States*. Geological Society of America, *The Geology of North America*, 2: 233-318.
- Heckel, P.H. 2007. Global 'digital' correlation of major Pennsylvanian cyclothems from Midcontinent to Russia and Ukraine. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 39: 19.
- Henry, L.C., Isbell, J.L., Limarino, C.O., McHenry, L.J. y Fraiser, M.L. 2010. Mid-Carboniferous deglaciation of the Protoprecordillera, Argentina recorded in the Agua de Jagüel palaeovalley. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298: 112-129.
- Hilton, J. y Cleal, C.J. 2007. The relationships between Euramerican and Cathaysian tropical floras in the Late Palaeozoic: Palaeobiogeographical and palaeogeographical implications. *Earth-Science Reviews*, 85: 85-116.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A. y Piqué, A. 2005. The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 144-165.
- Holz, M. 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system— an example from the lower Permian Río Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 162: 305-331.
- Holz, M., Küchle, J., Philipp, R.P., Bischoff, A.P. y Arima, N. 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: Base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 134-155.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Ianuzzi, R. y Rohn, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 381-399.
- Hota, R.N. y Maejima, W. 2004. Comparative study of cyclicity lithofa-

- cies in Lower Gondwana formations of Talchir Basin, Orissa, India: A statistical analysis of subsurface logs. *Gondwana Research*, 7: 353-362.
- Horton D.E. y Poulsen C.J. 2009. Paradox of late Paleozoic glacioeustasy. *Geology*, 37: 715-718.
- Hünicken, M.A. 1980. A giant fossil spider (*Megarachne servinei*) from Bajo de Véliz, Upper Carboniferous, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53: 317-341.
- Ianuzzi, R., Scherer, C.M.S. y Caravaca, G. 2007. Taphonomy and paleoecology of the southern Brazilian *Glossopteris* Flora (Paraná Basin, Lower Permian). En: Díaz-Martínez, E. y Rábano, I. (eds.) *4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America*. Cuadernos del Museo Geominero, 8: 201-206.
- Irving, E. 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270: 304-309.
- Isaacson, P.E., Hladil, J., Shen, J.V., Kalvoda, J. y Grader, G.W. 1999. Late Devonian (Famennian) glaciation in South America and marine offlap on other continents. En: Feist, R., Talent, J.A. y Daurer, A. (eds.) *North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota*. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 54: 239-257.
- Isaacson, P.E., Díaz-Martínez, E., Grader, G.W., Kalvoda, J., Babek, O. y Devuyt, F.X. 2008. Late Devonian-earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268: 126-142.
- Isbell, J.L., Koch, Z.J., Szablewski, G.M. y Lenaker, P.A. 2008. Permian glacial deposits in the Transantarctic Mountains, Antarctica. En: Fielding C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (eds.) *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America Special Paper, 441: 59-70.
- Isozaki, Y. 2009. Integrate "plume winter" scenario for the double-phased extinction during the Paleozoic-Mesozoic transition: The G-LB and P-TB events from a Panthalassan perspective. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36: 459-480.
- Jin, Y.G., Wang, Y., Wang, W., Shang, Q.H., Cao, C.Q. y Erwin, D.H. 2002. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 289: 432-436.
- Joachimski, M.M., Lai, X., Shen, S., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J. y Sun, Y. 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195-198.
- Jones, A.T., Frank, T.D. y Fielding, C.R. 2006. Cold climate in the eastern Australian mid to late Permian may reflect cold upwelling waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237: 370-377.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelia, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W. y Trofimov, V.R. 2003. Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 214: 75-91.
- Keidel, J. 1925. Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA*, 4: 251-312.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Payne, J.L., Pruss, S. y Fischer, W.W. 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 256: 295-313.
- Laya, J.C. y Tucker, M.E. 2012. Facies analysis and depositional environments of Permian carbonates of the Venezuelan Andes: Palaeogeographic implications for Northern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331/332: 1-26
- Legler, B. y Schneider, J.W. 2008. Marine incursions into Middle/Late Permian saline lake of the Southern Permian Basin (Rotliegend, Northern Germany) possibly linked to sea-level highstands in the Arctic rift system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267: 102-114.
- Li, Z.X. y Powell, C.M. 2001. An outline of the palaeogeographic evolution of the Australasian region since the beginning of the Neoproterozoic. *Earth-Science Reviews*, 53: 237-277.
- Limarino, C.O. y Spalletti, L.A. 2006. Paleogeography of Upper Paleozoic basins of Southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 134-155.
- Limarino, C.O., Césari, S. y López-Gamundí, O.R. 1996b. Las fases climáticas del Paleozoico superior del oeste Argentino: su expresión estratigráfica y valor como herramienta de correlación. *13º Congreso Geológico Argentino*, 2: 495-509.
- Limarino, C.O., Césari, S., Net, L.I., Marensi, S., Gutiérrez, R.P. y Tripaldi, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 445-460.
- Limarino, C.O., Tripaldi, A., Marensi, S. y Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 205-226.
- López-Gamundí, O.R. 1987. Depositional models for glaciomarine sequences of Andean late Paleozoic basins of Argentina. *Sedimentary Geology*, 52: 109-126.
- López-Gamundí, O.R. 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 227-238.
- López-Gamundí, O.R. y Breitreuz, C. 1997. Carboniferous to Triassic evolution of the Panthalassan margin in southern South America. En: Dickens, J.M., Yang, Z., Yin, H., Lucas, S.G. y Acharya, S. (eds.) *Late Paleozoic and early Mesozoic Circum-Pacific events and global correlation*. World and Regional Series 10, Cambridge University Press, pp. 8-19.
- López-Gamundí, O.R. y Rosello, E.A. 1998. Basin fill evolution and palaeotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau*, 86: 819-834.
- López-Gamundí, O.R., Césari, S.N. y Limarino, C.O. 1993. Paleoclimatic significance and age constraints of the carboniferous coals of Paganzo basin. En: Findlay, R.H., Unrug, R., Banks, M.R. y Veevers, J.J. (eds.) *Gondwana Eight*, pp. 291-298.
- López-Gamundí, O.R., Fildani, A., Weislogel, A. y Rossello, E. 2013. The age of the Tunas formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): Implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 250-258.
- López-Gamundí, O.R., Sterren, A.F. y Cisterna, G.A. 2016. Inter- and Intratill Boulder Pavements in the Carboniferous Hoyada Verde Formation of West Argentina: An insight on glacial advance/retreat fluctuations in Southwestern Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi: 10.1016/j.palaeo.2016.01.038
- Maejima, W., Das, R., Pandya, K.L. y Hatashi, M. 2004. Deglacial control on sedimentation and basin evolution of Permo-Carboniferous Talchir Formation, Talchir Gondwana Basin, Orissa, India. *Gondwana Research*, 7: 339-352.
- Marensi, S.A., Tripaldi, A., Limarino, C.O. y Caselli, A.T. 2005. Facies and architecture of a Carboniferous grounding-line system from the Guandacol Formation, Paganzo Basin, northwestern Argentina. *Gondwana Research*, 8: 187-202.
- Matte, P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: 122-128.
- Metcalfe, I. 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20: 551-566.
- Metcalfe, I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1-33.

- Milani, E.J. y Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, 22: 199-205.
- Miller, M.F., Knepprath, N.E., Cantrill, D.J., Francis, J.E. y Isbell, J.L. 2016. Highly productive polar forests from the Permian of Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 292-304.
- Montañez, I.P. y Poulsen, C.J. 2013. The Late Paleozoic Ice Age: An Evolving Paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41: 629-56.
- Morel, P. y Irving, E. 1981. Paleomagnetism and the evolution of the Pangea. *Journal of Geophysical Research*, 86: 1858-1872.
- Moxness, L.D., Isbell, J.L., Pauls, K.N., Limarino, C.O. y Schenckman, J. 2018. Sedimentology of the mid-Carboniferous fill of the Olta paleovalley, eastern Paganzo Basin, Argentina: Implications for glaciation and controls on diachronous deglaciation in western Gondwana during the late Paleozoic Ice Age. *Journal of South American Earth Sciences*, 84: 127-148.
- Murchison, R.I. 1841. First sketch of some of the principal results of a second geological survey of Russia. *Philosophical Magazine*, 19: 417-442.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Garzini, E., Brack, P., Abrahamsen, N. y Gaetani, M. 2003. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth and Planetary Science Letters*, 215: 379-394.
- Nance, R.D. 2008. The Rheic Ocean: Origin, evolution, and significance. *GSA Today*, 18 (12): 4-16.
- Newell, N.D., Chronic, J. y Roberts, T.G. 1953. *Upper Paleozoic of Peru*. Geological Society of America, Memoir 58, 230 p.
- Núñez Demarco, P., Meneghel, M., Laurin, M. y Piñeiro, G. 2018. Was *Mesosaurus* a Fully Aquatic Reptile?. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 6 (109). doi: 10.3389/fevo.2018.00109.
- Pagani, M. y Sabattini, N. 2002. Biozonas de moluscos del Paleozoico superior de la cuenca de Tepuel-Genoa (Chubut, Argentina). *Ameghiniana*, 39: 351-356.
- Pagani, M. y Taboada, A.C. 2010. The marine upper Palaeozoic in Patagonia (Tepuel-Genoa Basin, Chubut Province, Argentina): 85 years of work and future prospects. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298: 130-151.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-247.
- Parrish, J.T. 1993. Climate of the Supercontinent Pangea. *The Journal of Geology*, 101: 215-223.
- Pindell, J.L. 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4: 1-39.
- Piñeiro, G., Ramos, A., Goso, C., Scarabino, F. y Laurin, M. 2012. Unusual environmental conditions preserve a Permian mesosaur-bearing Konservat-Lagerstätte from Uruguay. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57: 299-318.
- Polozov, A.G., Svensen, H.H., Planke, S., Grishina, S.N., Fristad, K.E. y Jerram, D.A. 2016. The basalt pipes of the Tunguska Basin (Siberia, Russia): High temperature processes and volatile de-gassing into the end-Permian atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 51-64.
- Ponomareva G.Yu, Kossovaya, O.L. y Khopta, I.S. (eds.). 2015. Middle Urals. Carboniferous and Permian marine and continental successions: Field trip guidebook of XVIII International Congress of the Carboniferous and Permian (ICCP 2015).
- Poulsen, C.J., Pollard, D., Montañez, I.P. y Rowley, D. 2007. Late Paleozoic tropical climate response to Gondwana deglaciation. *Geology*, 35: 771-774.
- Powers, C.M. y Bottjer, D.J. 2009. Behavior of lophophorates during the end-Permian mass extinction and recovery. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36: 413-419.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente alóctono a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-328. S.C. de Bariloche.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: a paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 235-251.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution on the Andes. En: Cordani, U.G. y otros (eds.) *Tectonic evolution of South America*, pp. 635-685. 31º International Geologic Congress, Rio de Janeiro.
- Rampino, M.R., Prokoph, A. y Adler, A. 2000. Tempo and the end-Permian event: high resolution cyclostratigraphy and the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 28: 643-646.
- Rapalini, A. 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Paleozoic: some paleomagnetic constraints. 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: 305-328.
- Renne, P.R. y Basu, A.R. 1991. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary. *Science*, 253: 176-179.
- Renne, P.R., Zichao, Z., Richards, M.A., Black, M.T. y Basu, A.R. 1995. Synchrony and causal relationships between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, 269: 1413-1416.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruíz, J., Gehrels, G. y Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150: 427-441.
- Ricardi-Branco, F. 2008. Venezuelan paleoflora of the Pensylvanian-Early Permian: Paleobiogeographic relationships to central and western equatorial Pangea. *Gondwana Research*, 14: 297-305.
- Robardet, M. 2003. The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory paleobiogeographical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195: 125-148.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M. y da Rosa, O. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP UePb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19: 509-523.
- Rong, J. y Shen, S. 2002. Comparative analysis of the end-Permian and end-Ordovician brachiopod mass extinctions and survivals in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188: 25-38.
- Rosa, E.L.M., Vesely, F.F. y França, A.B. 2016. A review on late Paleozoic ice-related erosional landforms in the Paraná Basin: origin and paleogeographical implications. *Brazilian Journal of Geology*, 46: 147-166.
- Royer, D.L. 2006. CO<sub>2</sub> - forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 5665-5675.
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D. y Birgenheier, L.P. 2008. The magnitude of late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: A synthesis. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 500-511.
- Salifty, J.A. y Gorustovich, S.A. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38: 437-453.
- Sánchez, T.M. 1984. Etude paléocologique du Paleozoïque supérieur dan le Nord des Andes du Venezuela. *Biostratigraphie du Paleozoïque*, 2: 1-165.
- Sano, H., Horiboa, K. y Kumamoto, Y. 1990. *Tubiphytes-Archaeolithoporella-Girovanella* reefal facies in Permian buildup, Mino terrane, central Japan. *Sedimentary Geology*, 68: 293-306.
- Scotese, C.R. y McKerrow, W.S. 1990. Revised world maps and introduction. En: McKerrow, W.S. y Scotese, C.R. (eds.) *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography*. The Geological Society, London, Memoir 12: 1-21.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J. y McKerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth*

- Sciences*, 28: 99-114.
- Selden, P.A., Corronca, J.A. y Hünicken, M.A. 2005. The true identity of the supposed giant fossil spider *Megarachne*. *Biology Letters*, <http://www.journals.royalsoc.ac.uk>
- Sengör, A.M.C. y Natal'in, B.A. 1996. Palaeotectonics of Asia, fragments of a synthesis. En: Yin, A. y Harrison, T.M. (eds.) *Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, pp. 486-640.
- Sennikov, A.G. 1996. Evolution of the Permian and Triassic tetrapod communities of Eastern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 331-351.
- Shagam, R. 1977. Stratigraphic models for the northern Venezuelan Andes. 5º Congreso Geológico Venezolano, 2: 855-877.
- Shen, S.Z., Cao, C.Q., Henderson, C.M., Wang, X.D., Shi, G.R., Wang, Y. y Wang, W. 2006. End-Permian mass extinction pattern in the northern peri-Gondwanan region. *Palaeoworld*, 15: 3-30.
- Shi, G.R. y Archbold, N.A. 1998. Permian marine biogeography of SE Asia. En: Hall, R. y Holloway, J.D. (eds.) *Biogeography and Geological Evolution of SE Asia*, pp. 57-72. Backhuys, Leiden.
- Shi, G.R. y Waterhouse, J.B. 2010. Late Paleozoic global changes affecting high-latitude environments and biotas: an introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298, 1-16.
- Shu Zhong-shen y 18 autores. 2018. A sudden end-Permian mass extinction in South China. *GSA Bulletin*, 128: 1-19.
- Smith, R.M.H. y Ward, P.D. 2001. Pattern of vertebrate extinction across an event bed at the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin of South Africa. *Geology*, 29: 1147-1150.
- Socha, B.J., Carignano, C., Rabassa, J. y Mickelson, D.M. 2014. Gondwana glacial paleolandscape, diamictite record of Carboniferous valley glaciation, and preglacial remnants of an ancient weathering front in northwestern Argentina. En: Rabassa, J. y Ollier, C. (Eds.), *Gondwana Landscapes in Southern South America*. Springer, Dordrecht, pp. 331-363.
- Spalletti, L.A. y Limarino, C.O. 2017. Choiyoi magmatism in south western Gondwana: implications for the end-Permian mass extinction - a review. *Andean Geology*, 44: 328-338.
- Spalletti, L.A., Artabe, A.E. y Morel, E.M. 2003. Geological factors and evolution of southwestern Gondwana Triassic plants. *Gondwana Research*, 6: 119-134.
- Starck, D. 1999. Evolución estratigráfica-sedimentaria de la Cuenca Tarija. En: González Bonorino, G., Omarini, O. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*. Relatorio de 14º Congreso Geológico Argentino, 1: 227-234.
- Starck, D. y del Papa, C. 2006. The northwestern Argentina Tarija basin: Stratigraphy, depositional systems, and controlling factors in a glacial basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 169-184.
- Sterren, A.F. 2004. Bivalvos Pérmicos de la Formación Tupe en la quebrada de la Herradura, provincial de San Juan. *Ameghiniana*, 41: 57-74.
- Sterren, A.F. y Martínez, M. 1996. El paleovalle de Olta (Carbonífero): paleoambiente y paleogeografía. 13º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2: 89-103.
- Stone, P. y Thompson, M.R. 2005. Archaeocyathan limestone blocks of likely Antarctic origin in Gondwanan tillite from Falkland I islands. En: Vaughan, A.P., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publication, 246: 347-358.
- Stordal, F., Svensen, H.H., Aarnes, I. y Rosche, M. 2017. Global temperature response to century-scale degassing from the Siberian Traps Large igneous province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 471: 96-107.
- Svensen, H., Planke, S., Polozov, A., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y. y Jamtveit, B. 2009. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 277: 490-500.
- Taboada, A.C. 2010. Mississippian-Early Permian brachiopods from Argentina: Tools for higher- to middle-latitude correlation, paleogeographic and paleoclimatic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298: 152-175.
- Torsvik, T.H. y Cocks, L.R.M. 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 555-572.
- Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J. 1989. Acreciones sucesivas en Colombia: Un Nuevo modelo de evolución geológica. 5º Congreso Colombiano de Geología, 1: 127-146.
- Trosdorf, I., Rocha-Campos, A.C., dos Santos, P.R. y Tomio, A. 2005. Origin of Late Paleozoic, multiple, glacially striated surfaces in northern Paraná Basin (Brazil): Some implications for the dynamics of the Paraná glacial lobe. *Sedimentary Geology*, 181: 59-71.
- Twitchett, R.J., Looy, C.V., Morante, R., Visscher, H. y Wignall, P.B. 2001. Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. *Geology*, 29: 351-354.
- Valero-Garcés, B.L., Gierlowski-Kordesch, E. y Bragonier, W.A. 1997. Pennsylvanian continental cyclothem development: no evidence of direct control in the Upper Freeport Formation (Allegheny Group) of Pennsylvania (northern Appalachian basin). *Sedimentary Geology*, 109: 305-319.
- van den Belt, F.J.G., van Hoof, T.B. y Pagnier, H.J.M. 2015. Revealing the hidden Milankovitch record from Pennsylvanian cyclothem successions and implications regarding late Paleozoic chronology and terrestrial-carbon (coal) storage. *Geosphere*, 11: 1062-1076.
- Veevers, J.J. y Powell, C.M. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Bulletin Geological Society of America*, 98: 475-487.
- Viele, G.W. y Thomas, W.A. 1989. Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt. En: Hatcher, R.D., Thomas, W.A. y Viele, G.W. (eds.) *The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States*. Geological Society of America, *The Geology of North America* 2: 695-714.
- Villarroel, C. y Mojica, J. 1989. El Paleozoico superior (Carbonífero-Pérmico) sedimentario de Colombia. Afloramientos conocidos y características regionales. *Geología Colombiana*, 16: 81-88.
- Villeneuve, M. 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritania thrust belt. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 166-195.
- Visser, J.N.J. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, 44: 507-521.
- Wanless, H.R. y Weller, J.M. 1932. Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. *Bulletin of the Geological Society of America*, 58: 739-750.
- Wignall, P.B., Sun, Y., Bond, D.P.G., Ixon, G., Newton, R.J., Védrine, S., Widdowson, M., Ali, J.R., Lai, X., Cope, H. y Bottrell, S. 2009. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. *Science*, 324: 1179-1182.
- Wilhem, C., Windley, B.F. y Stampfli, G.M. 2012. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Science Reviews*, 113: 303-341.
- Windhausen, A. 1931. *Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino*. Editorial Peuser, 645 p. Buenos Aires.
- Winn, R.D. y Steinmetz, J.C. 1998. Upper Paleozoic strata of the Chaco-Paraná basin, Argentina, and the great Gondwana glaciation. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 153-168.
- Wood, R. 1999. *Reef Evolution*. Oxford University Press. 414 p.
- Yancey, T.E. 1976. Permian positions of the Northern Hemisphere continents as determined from marine biotic provinces. En: Gray, J. y Boucot, A.J. (eds.) *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and Changing en Environment*. pp. 239-247. Oregon State University Press.
- Ziegler, A.M. 1990. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. En: McKerrow, W.S. y Scotese, C.R. (eds.) *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. The Geological Society, London, Memoir 12: 363-379.