

RELACIONES BIOESTRATIGRAFICAS Y PALEOGEOGRAFICAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR MARINO EN EL GONDWANA SUDAMERICANO *

por
CARLOS ROBERTO GONZALEZ **

ABSTRACT

Biostratigraphic and Paleogeographic relations of the Late Paleozoic marine strata in the South American Gondwana. - The paleobiogeographic pattern of Late Paleozoic marine faunas in South America shows a distribution in three main realms. Two of them, at present time located to the east of the southern Andes, belong to the Gondwana province; they are the central gondwanic realm and the perigondwanic realm. An extragondwanic realm, showing tetian-like affinities, is located to the west of the Andean belt.

Faunas from the extragondwanic "warm" facies were contemporary to those of the perigondwanic "cold" facies. In spite of their remarkable contrasting general features, faunal assemblages in both realms bear several taxa in common, revealing that some relationships existed between them. Rather than suspected terranes, this suggests that both realms were not far away, but separated by an arm of sea, which acted as a paleoclimatic barrier only to some groups of invertebrates.

Introducción

Antes de finalizar el Carbónico inferior, dió comienzo la edad glacial del Gondwana, cuya amplia repercusión se debió a la localización de un sector importante de esa masa continental en altas latitudes (Creer, 1972; Valencio, 1973; Briden et al., 1974). Dentro de ese contexto, América del Sur se encontraba con una parte de su territorio cerca del paleopolo, en tanto la otra parte del mismo alcanzaba bajas paleolatitudes. A esta circunstancia, se suman las modificaciones fisiográficas producidas en el borde occidental por los diastrofis-

mos de fines del Devónico, que provocaron el establecimiento de una barrera que controló la distribución lito y biofacial, con acusado provincialismo a ambos lados de los Andes australes, desde Bolivia hasta la Patagonia. De esta manera, la región sudoriental de América del Sur participó de los procesos y eventos propios del Gondwana; así, los depósitos neopaleozoicos en todo el territorio de la Argentina, incluyendo las Islas Malvinas, sur de Bolivia, Paraguay, sudeste de Brasil y Uruguay, conservan claras evidencias de su vinculación a este ambiente. El resto de América del Sur se hallaba fuera de la influencia de aquellos fenómenos y abarca la región que rodea a la anterior, incluyendo todo Chile, norte de Bolivia y Brasil, así como los otros países septentrionales del continente. La primera de estas regiones constituye el Gondwana sudamericano, en tanto que en la otra se estableció un dominio extragondwánico (González, 1986).

* Contribución al Proyecto PICG N° 211 "Late Paleozoic of South America" (IUGS-UNESCO).

** Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, 4000 Tucumán, Rep. Argentina. CONICET

Estas áreas continentales estuvieron estructuralmente conectadas, al menos desde el Devónico, pero las notables diferencias litológicas y faunísticas de los terrenos del Carbónico superior y Pérmico inferior, dificultan su correlación.

Ante el surgimiento de diversas teorías sobre la formación del borde occidental y el extremo austral de América del Sur, estimamos oportuno efectuar algunas reflexiones que surgen de un somero análisis de las asociaciones faunísticas más conspicuas.

La historia de las intrusiones marinas neopaleozoicas en el Gondwana sudamericano se desarrolló según un esquema que denota

vinculaciones ya sea con el "Pacífico" o con el "Atlántico", según sea su ubicación con respecto al Cratógeno Central (Braccini, 1960; Azcuy, 1983). Las secuencias sedimentarias y las faunas asociadas en estas dos áreas, corresponden a acontecimientos en su mayor parte no simultáneos, sino encadenados en continuidad temporal. Al oeste del Cratógeno Central, los mares avanzaron sobre las cuencas subsidentes que se desarrollaron en el borde occidental del Gondwana sudamericano. Esta faja marginal constituyó el dominio perigondwánico, que se extendió hasta el este de Australia, quizá a través de la Antártida (Figura 1). Al este del Cratógeno, se desarrollaron cuencas de diver-

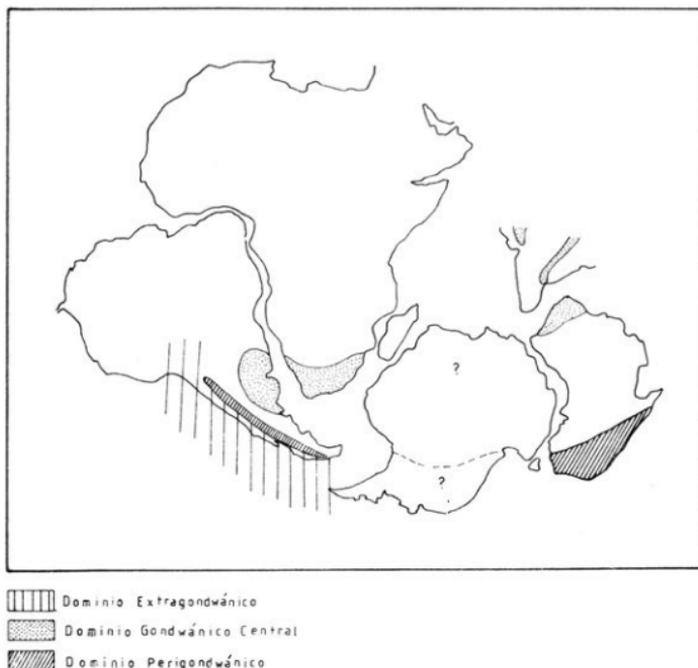


Fig. 1: Bosquejo de la distribución de los dominios marinos en América del sur y el Gondwana durante la permanencia de las condiciones glaciares del Paleozoico superior. Reconstrucción basada en Smith y Hallam (1970), Briden et al. (1974) y Scotese et al. (1979), con ligeras modificaciones.-

sa naturaleza tectónica, pero ligadas a un mismo dominio gondwánico central; ellas son las de Paraná, Ventania, Patagonia oriental e Islas Malvinas. Este último dominio comprende además el sur de África, oeste de Australia y la India peninsular. El registro sedimentario se inicia en el dominio *perigondwánico*, y es allí donde se encuentran los más antiguos vestigios del glaciario neopaleozoico. En el dominio *gondwánico central*, la acumulación sedimentaria comienza un poco antes de que se produzca la regresión final en la faja perigondwánica y contiene las manifestaciones más jóvenes de la glaciación.

Regiones faunísticas

Dominio perigondwánico

El término *perigondwánico* hace referencia al ambiente costanero proximal periférico del Gondwana; fue empleado por Harrington (1955) con una interpretación paleogeográfica algo diferente para la Formación Bonete. Las cuencas sedimentarias vinculadas a este dominio se encuentran en la región oriental de los andes australes, desde Bolivia hacia el sur, incluyendo parte de la Patagonia extraandina y prolongándose hasta Australia oriental.

Sur de Bolivia: la formación Taiguati del Grupo Machareti en las Sierras Subandinas del sur de Bolivia, ha brindado un conjunto de invertebrados fósiles que fueron estudiados por Rocha-Campos et al. (1977), quienes han identificado elementos de la fauna de *Levipustula*.

Áreas centrooccidental y austral de Argentina: las cuencas de la Cordillera Frontal, Precordillera y Patagonia extraandina, exhiben características lito- y biofaciales similares; ello es así sobre todo en lo que a las faunas se refiere. Diversas asociaciones faunísticas integran un registro bioestratigráfico casi continuo para el lapso Carbónico inferior -Pérmico inferior, con la probable excepción de parte del Viséano (González, 1985a).

Una larga lista de especies, que pueden consultarse en otra parte (Amos, 1979; Arch-

gelsky et al., 1987), han proporcionado las bases para el reconocimiento de tres biozonas: la Zona de *Protocanites* del Carbónico temprano, la Zona de *Levipustula* que indica un Carbónico inferior a medio y la Zona de *Cancrinella*, atribuida al Pérmico temprano.

Dominio Gondwánico central

Al este del Cratógeno Central, los mares que inundaron la Cuenca del Paraná (o Chaco-Paraná) y la de Sauce Grande (Sierras Australes), estuvieron sin lugar a dudas estrechamente relacionados con los de las cuencas de Kalahari y del Karoo, en Namibia y Sudáfrica respectivamente (Figura 2), y tam-



Fig. 2: Bosquejo paleogeográfico de América del Sur austral y Sudáfrica durante el Paleozoico superior. 1: Cuenca argentino-boliviana; 2: Cca. Uspallata-Iglesia; 3: Cca. San Rafael; 4: Andacollo; 5: Cca. Laguñeo-Genoa; 6: Cca. Paraná; 7: Cca. Sauce Grande (Sierras Australes de Bs. As.); 8: Cca. Kalahari; 9: Cca. Karoo; 10: Amotape; 11: Lago Titicaca; 12: Cerro Rincón; 13: Cerros de Cuevitas; 14: Huentelauquén; 15: Arch. Madre de Dios.

bién habrían tenido cierta vinculación con las cuencas del oeste de Australia y de la India peninsular.

Cuenca del Paraná: dentro del Sistema de Santa Catarina, en el sector brasileño de la cuenca, las rocas del Paleozoico superior tienen un desarrollo continuo en los Grupos Tubarao y Passa Dois, integrando un ciclo sedimentario limitado por sendas discordancias de su basamento pre-silúrico a devónico y de su cobertura mesozoica (Bigarella et al., 1967). Estas sedimentitas contienen invertebrados marinos en varias localidades y niveles; así, del Subgrupo Itararé, la parte más antigua de la secuencia, proviene una rica fauna que fue revisada por Rocha-Campos (1970b). De la Formación Río Bonito, del suprayacente Subgrupo Guatá, se ha extraído otra fauna que también fue estudiada por Rocha-Campos (1970a).

Sobre el Grupo Tubarao, y sin mediar discordancia, continúa el Grupo Passa Dois, bien conocido por sus faunas endémicas tanto de vertebrados de la Formación Iratí como de invertebrados de la Formación Estrada Nova.

Sierras Australes de Buenos Aires: el Grupo Pillahuincó es una secuencia típicamente gondwánica. Con excepción de escasísimos restos fósiles en las formaciones Sauce Grande y Piedra Azul, los principales estratos fosilíferos se encuentran en tres niveles de la Formación Bonete (Harrington, 1955). Se trata de la fauna de *Eurydesma*, en la que junto con los géneros *Eurydesma*, *Merismopteria* y *Deltopecten*, típica y exclusivamente gondwánicos, se encuentran otros taxa.

El sector correspondiente a las Islas Malvinas y noreste de la provincia de Santa Cruz, tiene características que lo asimilan a este dominio, pero allí los depósitos sedimentarios tienen una historia vinculada al ambiente continental y no es incluido en el presente análisis.

Sur de Africa: el desarrollo paleogeográfico de las áreas vinculadas al borde atlántico del Gondwana sudamericano, está estrechamente ligado al de las cuencas del sur de

Africa, donde las ingresiones de mares neopaleozoicos dejaron evidencias muy escasas. Sin embargo, los yacimientos fosilíferos de algunas localidades aportan valiosos datos para una reconstrucción paleogeográfica, revelando que la región fue extensamente inundada durante ese período.

Dominio extragondwánico

La facies calcárea con fusulínidos y otros invertebrados que se extiende a lo largo de la costa pacífica sudamericana, desde la región archipelágica austral hasta el Lago Titicaca, son conocidas desde hace tiempo (Thomas, 1928; Newell, Chronic y Roberts, 1953; Cecioni, 1956). Esas rocas y faunas han sido generalmente atribuidas a ambientes cálidos o tetianos, aunque algunos autores (Rivano y Sepúlveda, 1985) sostienen que las calizas de la Formación Huentelauquén se habrían acumulado en aguas templadas a frías. Estas facies se disponen como una faja de afloramientos discontinuos que bordean por el oeste al Gondwana sudamericano, y cuya proximidad ha motivado diversas especulaciones paleogeográficas y geotectónicas.

Archipiélago patagónico: las calizas y rocas asociadas de las islas Madre de Dios, Tarlton, Guarello y Doñas, constituyen la Formación Seno Eleuterio de Cecioni (1956), o Calizas Tarlton de Forsythe y Mpodozis (1979). La fauna que contienen es conocida principalmente por sus foraminíferos, que fueron estudiados en detalle por Douglass y Nestell (1976), pero también contiene microfósiles aún sin estudiar (Forsythe y Mpodozis, op. cit.).

Area de Huentelauquén: probablemente el registro más completo del Paleozoico superior marino de Chile, por su desarrollo estratigráfico y contenido paleontológico, sean los afloramientos de Huentelauquén (Figura 2). Se trata de una secuencia de rocas clásticas y calcáreas con varios horizontes fosilíferos que han proporcionado una fauna bastante variada

(Minato y Tazawa, 1977; González, 1980). Según Charrier (1977), los fósiles identificados por Minato y Tazawa (op.cit.) provienen de afloramientos discontinuos y pertenecen a dos miembros distintos de la Formación. Hace poco tiempo, Rivano y Sepúlveda (1983) hallaron por primera vez restos de fusulínidos a unos 15 km al este de la localidad tipo.

Area de Antofagasta (Chile) y Salar del Rincón (Argentina): en esta área, los depósitos neopaleozoicos afloran en forma aislada en varias localidades; ellos tienen en común una fauna de invertebrados relativamente variada, aunque faltan algunos grupos. Del lado argentino se encuentra en la Formación Arizaro (Aceñolaza et al., 1972; Benedetto 1976). En territorio chileno el primer hallazgo se realizó al oeste de la Cordillera Domeyko, pero el material no ha sido descripto ni figurado (Chong Díaz y Cecioni Raspi, 1976). Al este de Antofagasta, en Cerros de Cuevitas y Augusta Victoria, rocas probablemente coetáneas han proporcionado un mayor número de especímenes de esta misma fauna, entre los que además se encuentran algunos Myalinidae similares a los de Huentelauquén (Niemyer et al., e.p.) y foraminíferos del género *Tetrataxis* en la secuencia de Augusta Victoria (Davidson et al., 1981). Los afloramientos fosilíferos encontrados por Von Hillebrandt y Davidson (1979) en la sierra de Fraga, localidad intermedia entre Antofagasta y Huentelauquén, son también correlacionables.

Area peruano-boliviana: las faunas neopaleozoicas de la región de Amotape, del sur central de Perú y de la región del Lago Titicaca, son conocidas desde mediados del siglo pasado, comenzando con los trabajos de d'Orbigny (1842) y otros, a los que siguieron los estudios detallados de Thomas (1928), Dunbar y Newell (1946) y Chronic y Roberts (en Newell et al., 1953). Branisa (1965) describió y figuró los fósiles del Grupo Copacabana en Bolivia.

Edad y correlación tentativa de las faunas Dominio perigondwánico

El ordenamiento bioestratigráfico del Paleozoico superior fundado en las asociaciones faunísticas (Amos y Rolleri, 1965; Amos et al., 1973; González, 1981, 1985a; Archangelsky et al., 1987) es susceptible de ser completado y perfeccionado. Actualmente se dispone de un número reducido de especies guía y sus asociaciones que proporcionan una buena base.

La biozona más antigua del Carbónico se funda en la fauna de *Protocanites*, asignada al Tournaisiano o al Tournaisiano-Viseano (Amos, 1964; Antelo, 1969, 1970; Amos et al., 1973; González, 1981, 1985a; Archangelsky et al., 1987). Un aporte significativo sobre esta fauna es el reciente hallazgo de una localidad fosilífera con nuevos taxa en el bolsón de Jagüel, en La Rioja (González y Bossi, 1987). Luego de la Zona de *Protocanites* sigue un lapso del que no ha quedado registro faunístico, que en la Precordillera argentina está marcado por un hiato estratigráfico y que abarcaría la mayor parte del Viseano. Sigue luego la asociación Rugosochonetes-Bulahdelia, cuya edad se estima en pre-namuriana, probablemente viseana tardía (Taboada, 1989), y permite fijar por primera vez la edad de la base de la Zona de *Levipustula* en la Argentina.

Tanto en Australia como en la Argentina, la Zona de *Levipustula* se inicia en el Namuriano temprano y alcanza una representación estratigráfica máxima de unos 2.000 m de espesor. El límite superior de esta biozona ha sido definido en Australia en Westfaliano medio por algunos autores (Campbell, 1961), mientras para otros (Roberts, 1981) no pasaría del Namuriano. En la Argentina, este límite está siendo investigado y es aún algo impreciso (Cuadro I).

La Zona de Intervalo (Archangelsky et al., 1987) que media entre las biozonas de *Levipustula* y *Cancrinella*, contiene la fauna "intermedia" (González, 1985a), pobremente conocida en cuanto a su composición y signi-

ficación bioestratigráfica, pero que podría contener más de una biozona. Las mismas razones que hacen inseguro el techo de la Zona de *Levipustula*, son válidas para la ubicación igualmente imprecisa del límite inferior de la Zona de Intervalo en el Westfaliano; en cambio el límite superior queda definido por la base de la Zona de *Canocrinella* (o *Auriculispinda?*), en el Pérmico temprano (González, 1981).

La última ingresión de los mares neopaleozoicos en el dominio perigondwánico sudamericano, tuvo lugar al comienzo del Pérmico, donde la fauna de *Canocrinella* dispuso de buenas condiciones para su desarrollo en algunos sectores de la Cordillera Frontal y principalmente en la Subcuenca precordillerana de Calingasta-Uspallata. Antes de la regresión final, en un sector próximo a Uspallata, alcanzó a desarrollarse una asociación ligeramente más joven que la de *Canocrinella*, que tuvo vinculaciones tanto con ésta como con la fauna de *Eurydesma* (Rocha-Campos, 1970b). Este es, aparentemente el único lugar del dominio perigondwánico sudamericano donde se conserva una asociación de tales características, que parece ubicarse como una fauna de *Eurydesma* "temprana" (González, 1985a). En el resto de la faja perigondwánica sudamericana, el mar se habría retirado antes, o talvez los depósitos fueron erosionados, pero lo cierto es que no hay en ese dominio otros registros de faunas comparables a la de Uspallata.

Dominio Gondwánico central

La más antigua de las faunas neopaleozoicas de la Cuenca del Paraná proviene del Subgrupo Itararé, vale decir de los estratos inferiores del Grupo Tubarao. El material estudiado por Rocha-Campos (1970b), reveló algunas especies comunes con el Pérmico de Australia, Argentina y Perú. Caso especial es el de *Aviculopecten multiscalptus* Thomas y "*Allorisma*" *barringtoni* Thomas, que ocurren en el Grupo Tarma de Perú, y de *Peruvispira delicata* Chronic y *Crurithyris planoconvexa*

Shumard en el Grupo Copacabana de Perú y Bolivia. Por otro lado, *Heteropecten catharinae* (Reed) y *Schizodus occidentalis* Reed se encuentran en la sección superior del Grupo Tubarao (Rocha-Campos, 1970a) y en el Grupo Copacabana de Bolivia (Branisa, 1965). Curiosamente, una especie de *Myonia?* o *Vacunella*, similar a formas presentes en la Formación Bonete de las Sierras Australes (Harrington, 1955) y en los "*Eurydesma beds*" de Queensland, Australia (Runnegar, 1968); se trata de una forma extremadamente alargada que hemos hallado también en la Precordillera argentina, dentro del dominio perigondwánico (González, en prep.). Asimismo *Leiopteria?* sp. nov. Rocha-Campos, sería comparable a *Merismopteria dutoiti* (Harrington) de la Formación Bonete. *Canocrinella* sp. y *Crurithyris roxoi* (Oliveira), también se hallan presentes en el dominio perigondwánico. Rocha-Campos (1970b) estima una edad pérmica para la fauna del Subgrupo Itararé.

La asociación faunística más joven del Grupo Tubarao ocurre en la Formación Río Bonito. A diferencia de la anterior, esta no parece estar relacionada con faunas conocidas de Brasil, Perú o Argentina, sino con faunas pérmicas de Australia (Rocha-Campos, 1970a; Runnegar y Newell, 1971).

La fauna de *Eurydesma* de la Formación Bonete fue primeramente asignada al Pérmico inferior (Harrington, 1955) y más tarde restringida al Sakmariiano temprano (González, 1981; Dickins, 1985). La asociación de la Cuenca de Kalahari está constituida solamente por algunos géneros de bivalvos y una especie de gastrópodo (Reed, 1935; Dickins, 1961), y según señalan Mc Lachlan y Anderson (1973), los fósiles se encuentran en la parte inferior de las Lutitas del Dwyka Superior (Upper Dwyka Shales). La inundación de Kalahari se extendió también sobre el Karoo, como lo interpretan estos autores (Mc Lachlan y Anderson, op.cit.), quienes han descrito fósiles marinos provenientes de una localidad próxima a Douglas, unos 80 km al sudoeste de Kimberley. Los in-

vertebrados, que aquí también ocurren en la parte inferior del Dwyka superior, son cefalópodos, bivalvos y braquiópodos, junto con restos de peces y otros fósiles. La fauna de Douglas se presenta algo más variada que la de Kalahari, pero no contiene *Eurydesma* y en general no existe afinidad entre ambas, aunque serían coetáneas (Mc Lachlan y Anderson, 1973). Es así que los estratos con *Eurydesma* de las Sierras Australes, cuencas de Kalahari, del oeste y este de Australia, sur de Tasmania y de la India, así como los estratos fosilíferos de Douglas en el Karoo, son correlacionables (Cuadro I).

En la Formación Estrada Nova se han reconocido cuatro asociaciones diferentes de la fauna de Pinzonella (Mendes, 1952, 1962; Runnegar y Newell, 1971), dos de las cuales, las de *P. illusa* y *P. neotropica* se hallan igualmente presentes en el sector occidental de la cuenca, en Paraguay oriental, según datos consignados por Harrington (1950) y confirmados por el presente autor y el Dr. R. Herbst (UNNE). Dentro de territorio uruguayo, Harrington (1945) halló *Leda* (probablemente *Phestia*) en testigos de perforaciones de la Formación Palermo, *Anodontophora* (= *Pyramus*) y *Ferrazia cardinalis* Reed en estratos equivalentes a la Formación Estrada Nova, y *Terraia* y *Pseudocorbula* (= *Pyramus*) en capas equivalentes a la Formación Río do Rasto. La fauna de la Formación Estrada Nova por su extremado endemismo no tiene representación fuera del Gondwana; ha sido asignada, y en general el Grupo Passa Dois, al Pérmico por Mendes (1967) y Runnegar y Newell (1971), y finalmente confirmada por Cooper y Kensley (1984) con su hallazgo en la Cuenca del Karoo. La ocurrencia de la fauna de *Pinzonella* en el sur de la provincia del Cabo es una prueba más de la estrecha vinculación que existió entre las cuencas sedimentarias de América del Sur y África. La Formación Waterford, en la parte superior del Grupo Ecça, ha proporcionado en Prince Albert un número de especies (Cooper y Kensley, 1984) que demuestran la dilatada

extensión que tuvo el mar de *Pinzonella*. Esta Formación es cubierta concordantemente por estratos fluviales con tetrápodos de edad kazaniense tardía del Grupo Beaufort, lo que permite su asignación al Kazaniense medio a superior temprano (Cooper y Kensley, 1984). También en la Formación Vryheid, integrante del Grupo Ecça en Natal, esos autores (Cooper y Kensley, op.cit.) han reconocido restos de invertebrados marinos.

Dominio extragondwánico

Repasando las listas de fósiles que han sido descritas o mencionadas para este dominio, es fácil advertir algunas especies comunes en el tramo comprendido entre Huentelauquén y el Lago Titicaca. Al sur de Huentelauquén, los macrofósiles carecen por el momento de importancia bioestratigráfica hasta tanto sean estudiadas las faunas del archipiélago de Madre de Dios (Forsythe y Mpodozis, 1979). De las veinticuatro especies descritas por Douglas y Nestell (1976), solo cuatro son referibles a formas del Lago Titicaca; otras diez son endémicas y el resto no ha sido identificado a nivel específico. Es probable que las semejanzas entre estas asociaciones perigondwánicas sean incrementadas con futuros estudios.

Las asociaciones de los Grupos Tarma y Copacabana muestran afinidades tetianas, como lo expresan Newell et al. (1953); efectivamente, no se han reconocido en ellas elementos propios de las faunas frías o típicamente gondwánicas. Sin embargo, ya mencionamos que algunas especies de esas secuencias ocurren también en el Grupo Tubarao, en asociaciones diferentes y estrechamente ligadas a sedimentitas glaciogénicas (Rocha-Campos, 1970b), aunque esta circunstancia no significa necesariamente un condicionamiento ambiental y aguas frías para las mismas. Por cierto que dichas especies, cuya duración se extiende desde el Carbónico superior al Pérmico inferior, podrían ser en cierta manera asimiladas a la fauna "intermedia", o correlacionadas en parte

con ella, pero lo que aquí interesa destacar es que, además de las diferencias composicionales existen ciertos factores de índole estructural que dificultan una vinculación directa entre las faunas de las cuencas del Paraná y la región andina occidental.

El Grupo Copacabana tiene afinidades faunísticas mucho más claras naturalmente dentro de la faja extragondwánica. Con la Formación Cerros de Cuevitas en Antofagasta, por la presencia de *Kochiprproductus peruvianus* (d'Orbigny), *Kozłowska capaci* (d'Orbigny) y *Neospirifer condor* (d'Orbigny) (Niemeyer et al., e.p.). En la Formación Huentelauquén elementos como *Chaoiella boliviensis* (d'Orbigny), *Hustedia meridionalis* Chronic, *Neospirifer condor* (d'Orbigny) y probablemente otros braquiópodos identificados por Minato y Tazawa (1977), son comunes con el Grupo Copacabana. Por otra parte, algunos Myalínidas de esta Formación (González, 1980) se hallan también en la Formación Cerros de Cuevitas (Niemeyer et al., e.p.). En la Puna argentina, la Formación Arizoro es equiparable al Grupo Copacabana; contiene *Kochiprproductus peruvianus* (d'Orb.) y foraminíferos y fue referida al Pensilvaniano-Wolfgangiano (Aceñolaza et al., 1972), aunque según Benedetto (1976) los foraminíferos indican un Pérmico inferior a medio, desestimando una edad carbónica para la misma.

Los foraminíferos constituyen un grupo valioso para la correlación en el dominio extragondwánico; algunas especies han sido halladas desde los 52° de latitud sur hasta el Lago Titicaca. El conjunto identificado por Douglas y Nestell (1976) en la región archipelágica patagónica, contiene *Triticites berryi* (Willard Berry), *T. aff. titicacaensis* Dunbar y Newell, *Swagerina aff. muñanensis* Dunbar y Newell y *S.?* aff. *patena* Dunbar y Newell, que se encuentran en Copacabana. *Tetrataxis* es un género que no fue mencionado para Copacabana (Newell et al., 1953), pero su presencia ha sido constatada en la isla Guarello (Douglas y Nestell, 1976), en Augusta Victoria (Davidson

et al., 1981), en Huentelauquén (Rivano y Sepúlveda, 1983) y en Salar del Rincón (Benedetto, 1976).

La fauna de Amotape fue referida al Carbónico superior (Thomas, 1928); los Grupos Tarma y Copacabana fueron asignados al Carbónico superior y al Pérmico inferior respectivamente (Dunbar y Newell, 1946; Newell, 1949; Newell et al., 1953; Waterhouse, 1976) y los foraminíferos del sur de Chile han sido datados entre el Pensilvaniano medio y el Pérmico temprano (Douglass y Nestell, 1976). La asociación más antigua de la Formación Huentelauquén es referida al Pérmico inferior (Minato y Tazawa, 1977) y la más joven al Pérmico medio a superior (Charrier, 1977), en tanto los foraminíferos sugerían (según Rivano y Sepúlveda, 1983), una edad carbónica superior para toda la Formación o parte de ella.

Según las diversas opiniones consignadas, las edades de las comunidades bentónicas extragondwánicas estarían comprendidas entre el Carbónico tardío y el Pérmico temprano o quizá medio. Cabe la posibilidad de que durante ese lapso, los acontecimientos sedimentarios y biológicos hayan tenido lugar en distintos momentos en cada localidad, pero es necesario tener presente que la continuidad litofacial de estos terrenos a lo largo del sector occidental de los Andes australes, su posición frente a la faja perigondwánica y la ubicuidad de algunos taxa representativos de la macro y micro fauna, son hechos que sustentan su identidad de origen y vinculación paleogeográfica y cronológica. La macrofauna del área Huentelauquén-Antofagasta, aunque solo parcialmente conocida, está sin duda emparentada con la de Perú y Bolivia, y no descartamos que en la del archipiélago patagónico se encuentren en el futuro los mismos taxa. Al respecto, ya Douglas y Nestell (1976) señalan la considerable similitud existente entre los géneros de foraminíferos de esa región insular y los de las áreas andinas septentrionales; igualmente Benedetto (1976) notó en la microfauna de Arizoro gran afinidad con las de Venezuela.

La comparación entre los dominios extragondwánico y perigondwánico se presenta en apariencia compleja, debido por un lado a las diferencias composicionales de las asociaciones, y por otro, a la posibilidad de diacronismo entre los acontecimientos. Si dejamos por el momento de lado el segundo factor, vemos que las diferencias faunísticas son acentuadas por la ocurrencia de elementos tetianos o gondwánicos según el caso, los que son totalmente incompatibles entre sí. No obstante ello, estas faunas contienen además un gran número de géneros comunes, tales como *Neospirifer*, *Spiriferellina*, *Linoproductus*, *Buxtonia*, *Cancrinella*, *Crurithyris*, *Lissochonetes*, *Dielasma*, *Limipecten*, *Aviculopecten*, *Allorisma*, *Grammatodon*, *Schizodus*, *Phestia*, *Cypricardinia?*, *Peruvispira*, *Straparollus*, *Worthenia*, *Retispira*, *Glabrocingulum*, *Polypora* y probablemente muchos más, con los cuales sería conveniente llevar a cabo un estudio comparativo de mayor detalle. Esos géneros anotados son cosmopolitas y su ubicuidad demuestra que la mayoría habría podido tolerar un amplio rango de variaciones en las condiciones ambientales. De aquí se desprende que la principal diferencia entre estas faunas se reduce a ciertos taxa sensibles a la temperatura, entre los que se cuentan algunos bivalvos y los foraminíferos; pero si tenemos en cuenta la totalidad de elementos que las componen, ellos representan una pequeña minoría, en tanto que una mayor proporción no estuvo sujeta a esas limitaciones. Esta circunstancia permite deducir que la situación de aislamiento y desconexión entre los dominios extragondwánico y perigondwánico no fue total, ya que la barrera interpuesta entre ambos no resultó insalvable para la mayoría de los organismos, sino solamente para aquellos especialmente adaptados a condiciones restringidas, aún cuando éstas no fueran rigurosas.

En el sur de Bolivia, las rocas carbónicas de los Grupos Machareti y Mandiyuti tienen filiación gondwánica y el primero lleva la fauna de *Levipustula* en la Formación Taiguati (Ro-

cha-Campos et al., 1977); en cambio al norte de ese país, las rocas y fósiles del Grupo Tarma no muestran esa afinidad (Pareja et al., 1978). Cabe destacar que las asociaciones faunísticas neopaleozoicas del dominio extragondwánico, tanto del norte de Bolivia como de Perú y Chile, son más jóvenes que la fauna de *Levipustula*, y que se desarrollaron al mismo tiempo que en el dominio perigondwánico lo hicieron la fauna "intermedia" y la fauna de *Cancrinella* (Cuadro I).

Interpretación Paleogeográfica

Uno de los lugares más apropiados para estudiar el desarrollo de los acontecimientos paleozoicos es la Precordillera del oeste argentino, cuya historia tecto-sedimentaria está claramente impresa en el geosinclinal precordillerano (Borrello, 1969). Esta unidad estructural inició su movilidad en los albores del Fanerozoico y culminó con la orogénesis y el magmatismo permo-triásico.

Al finalizar el Proterozoico, la región gondwánica sudamericana estaba constituida por los terrenos que fueron consolidados y soldados a los núcleos estables precámbricos más antiguos durante la orogénesis Panamericana (Harrington, 1975). Gran parte del borde occidental y sudoccidental de la Plataforma sudamericana así formada, pronto constituyó una faja de comportamiento positivo, el Cratógeno Central Argentino (Bracaccini, 1960), extendida al sur hasta el macizo del Deseado e Islas Malvinas (Roller, 1973). Esta dorsal, que se definió desde temprano con un conspicuo rasgo paleogeográfico y de acusada permanencia en la historia fanerozoica, determinó la distribución de los depósitos sedimentarios a ambos lados de la misma (Bracaccini, op.cit.). La vigencia del Cratógeno Central durante el Paleozoico superior se pone de manifiesto en la escasa vinculación existente entre las faunas de los dominios perigondwánico y gondwánico central. De esta manera, se actualiza la dificultad de una continuidad estructural entre las

cuenca del este y del oeste argentino, que sustenta la faja orogénica de los "Gondwánides" postulada por Keidel (1922) y más tarde desestimada por Harrington (1942). Con todo, no es posible descartar totalmente una comunicación entre esas áreas.

La energía desarrollada por los empujes de la fase Precordilleránica a fines del Devónico, producen en el oeste argentino un importante acortamiento cortical con acercamiento hacia la Plataforma Sudamericana de los terrenos de la Precordillera y Cordillera Frontal, cuyos depósitos devónicos y más antiguos son intensamente plegados y fracturados. A consecuencia de estos diastrofismos tiene lugar un levantamiento generalizado del que surge la Protocordillera (Amos y Rolleri, 1965; Rolleri y Baldi, 1969), y otra faja positiva más al oeste que constituyó una Protocordillera Frontal⁽¹⁾ (González, 1985a). El efecto final de la fase Precordilleránica es de una profunda transformación paleogeográfica, con soldadura de los terrenos del geosinclinal precordillerano al borde occidental del Cratógeno Central y notable acreción continental.

Al comenzar el Carbónico, la subsidencia de los terrenos ubicados entre ambas cordilleras devónicas dió origen a la Cuenca de Uspallata-Iglesia (González, 1985a). Debido a inhomogeneidades estructurales, los movimientos neopaleozoicos no afectan a esta nueva cuenca de la misma manera en toda su extensión, provocando modificaciones paleogeográficas que determinan un comportamiento fluctuante de las intrusiones. Solamente el área al norte del río Jáchal, la Subcuenca de Río Blanco, es inundada en el Tournaisiano (fauna de *Protocanites*), pero el mar se retira pronto como consecuencia de los movimientos de ascenso de la fase Malimánica. La intrusión viséana-namuriana (faunas de *Levipustula* y precedente), cubre un área más extensa que la anterior, pero esta vez solo penetra al sur del

río San Juan, en la Subcuenca de Calingasta-Uspallata, además de otras cuencas perigondwánicas como las del sur de Bolivia, San Rafael, Andacollo y Languiño-Genoa (Figura 2). La regresión se produce esta vez por los fuertes plegamientos de la fase Barreálica. La última ingresión del Carbónico en la Precordillera es westfaliana-estefaniana (fauna "intermedia").

La Protocordillera Frontal permaneció emergente durante todo o la mayor parte del Carbónico, de modo que los mares que inundaron la Cuenca de Uspallata-Iglesia lo hicieron desde el "Pacífico" probablemente a través de pasos estrechos. En el Pérmico temprano (fauna de *Cancrinella*) tiene lugar otra extensa transgresión que avanza sobre la Subcuenca de Calingasta-Uspallata y esta vez cubre algunas áreas de la Protocordillera Frontal.

En el Namuriano temprano o más probablemente en el Viséano tardío, se encuentran las primeras evidencias de la glaciación carbónica. En el Carbónico superior, el Gondwana sudamericano se hallaba en altas paleolatitudes (Valencio, 1973), pero no se encontraron evidencias de glaciación durante ese lapso, salvo quizá al final del Período, lo que ha sido atribuido a una mejora climática (González, 1981). Rocas de esta antigüedad son portadoras de la fauna "intermedia", que no contiene elementos reveladores de paleotemperaturas y parece muy bien identificarse como una fauna de una etapa paleoclimática de transición; la fauna de *Cancrinella* se encuentra muy próxima, si no directamente vinculada, al reinicio de la glaciación (González, 1981), aunque tampoco es indicadora de aguas frías. Estas dos asociaciones perigondwánicas vivieron al mismo tiempo que las extragondwánicas de aguas cálidas; sin embargo, su proximidad no resulta difícil de explicar si aceptamos la existencia de un brazo de mar que actuó como una barrera paleogeográfica y paleoclimática

(1): Esta Protocordillera Frontal es distinta de la "Protocordillera Carbonífera", nombre con el que Helwig (1972) denomina al Cratógeno Central.

interpuesta entre ambos dominios (González, 1984a). Dicho mar debió estar emplazado al norte (oeste actual) de la Protocordillera Frontal, ya que esta última formaba parte de la faja perigondwánica, luego de su soldadura junto con la Protoprecordillera a la Plataforma Sudamericana. Esto no implica necesariamente un profundo distanciamiento pleolatitudinal de las partes, ni justifica la postulación de un área continental aloctona (terrane), por cuanto las condiciones requeridas para el "aislamiento" se cumplen simplemente con un brazo de mar estrecho y continuo que permita la libre circulación de corrientes. A una conclusión similar arriban Isaacson et al. (1985). Cabe recalcar que esta situación habría ocurrido durante la etapa interglacial del Carbónico superior, es decir en un momento en que las diferencias paleoclimáticas fueron menos acusadas (Figura 2). Dadas estas condiciones, la afinidad ecuatorial de las faunas extragondwánicas no hace imprescindible su asociación a bajas paleolatitudes, ya que bastaría con que se haya mantenido cierta continuidad ambiental a lo largo de la costa "pacífica". Esta interpretación paleogeográfica del dominio extragondwánico resulta coherente con el modelo tectónico propuesto por Niemeyer et al. (1985), según el cual sería una cuenca de ante arco.

En el sector más austral del dominio perigondwánico de América del Sur, el Grupo Tepuel se acumuló sobre un ambiente de plataforma (González, 1984a), y más al oeste, la Formación Esquel lo hizo en un ambiente menos estable. En el dominio extragondwánico, las Calizas Tarlton, equiparables a la sección superior del Grupo Tepuel, se habrían depositado sobre un zócalo de naturaleza oceánica (guyots) (Forsythe y Mpodozis, 1979; Dalziel, 1982). Mientras el dominio perigondwánico tiene su continuación en Australia oriental, el dominio extragondwánico no se habría prolongado más al sur del archipiélago patagónico.

Un problema no resuelto es la presencia de especies comunes en la Cuenca del Paraná y la región andina peruano-boliviana, para el

cual algunos autores (Frakes y Crowell, 1968; Rocha-Campos, 1970b) han sugerido una conexión al sur del escudo precámbrico, lo que no es admitido por otros (Helwig, 1972) que sostienen la interposición del Arco de Asunción y el cierre austral de la cuenca boliviana. Por otro lado, información de subsuelo revela que el Cratógeno Central habría estado unido al escudo mediante una prolongación del Arco Pampeano (Padula y Mingramm, 1963; Padula et al., 1967). No obstante ello, no parece improbable una vinculación de ambas áreas.

No es posible afirmar que las asociaciones faunísticas de las cuencas del Paraná y Sauce Grande hayan tenido en algún momento vinculación directa. En el caso de la Cuenca del Paraná, las faunas más antiguas pudieron tener conexión con las de Australia a través del sur de África, de una forma similar y como un anticipo del mar de *Pinzonella* del Kazaniano (Figura 2). La llegada del mar de *Eurydesma* en el Sakmariano temprano, modifica parcialmente el esquema anterior: esta transgresión no habría avanzado sobre la Cuenca del Paraná, en cambio lo hizo sobre la fosa subsidente de Sierras Australes y las cuencas de Kalahari y Karoo, áreas entre las cuales debió existir comunicación libre (Dickins y Thomas, 1959). A través de la zona de Douglas, esos mares pudieron conectarse con las cuencas del oeste de Australia y de la India peninsular. Las faunas de Australia y la India muestran mayor diversidad que las de las Sierras Australes y Kalahari, quizá debido a su proximidad al mar abierto; por el contrario, la fauna menos diversificada, o la más restringida, es la de Kalahari. Este gradiente de diversidad podría deberse a varias causas, pero introduce la alternativa de un brazo de mar entre las Islas Malvinas y las montañas del Cabo (Figura 2). Esta variante estaría apoyada por los datos de proveniencia y ambiente sedimentario extraídos de las secuencias glaciogénicas de las Islas Malvinas (Frakes y Crowell, 1967; 1968).

La última inundación del Gondwana central de América del Sur y Sudáfrica se produce

en el Pérmico superior, cuando el mar de *Pinzonella* cubre un área extensa de las cuencas del Paraná y Karoo, pero no penetra en la fosa de las Sierras Australes.

De acuerdo con los datos paleomagnéticos, paleoclimáticos y paleobiogeográficos, los dominios perigondwánicos de América del Sur y Australia oriental se encontraban alineados paleolatitudinalmente (Campbell y Mc Keller, 1969; González, 1984a). Un mejor conocimiento de las faunas del Carbónico temprano seguramente aportará información adicional sobre la paleogeografía del borde occidental de América del Sur. En el norte de Chile, braquiópodos de esa edad están emparentados con especies de la Precordillera argentina (Isaacson et al., 1985), revelando que habría existido comunicación libre entre esas áreas, donde luego se diferenciarían los dominios perigondwánico y extragondwánico. En la región central de Perú, el Grupo Ambo también contiene braquiópodos del Tourmaisiano (Dalmayrac, 1978). Es dable suponer que antes de la llegada de la "edad glacial" neopaleozoica, las condiciones ambientales no habrían sido diferentes en todas esas áreas.

Agradecimientos

Las colecciones de invertebrados fósiles del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo se revisaron a través del convenio CONICET-CNPq, y gracias a la gentileza del Dr. A.C. Rocha-Campos. Material procedente de Bolivia y Chile fue gentilmente enviado por los Dres. R. Suárez Soruco y H. Niemeyer Rubilar, respectivamente. El Dr. R. Herbst puso a nuestra disposición sus colecciones de Paraguay, y el Dr. N. González Romero de la Universidad de Asunción, facilitó la tarea realizada en ese país. Visitas a colecciones paleontológicas de diversas instituciones de Sudáfrica, Australia e India, fueron realizadas por medio de una beca de la John Simon Guggenheim Memorial Foundation.

BIBLIOGRAFIA

- ACENOLAZA, F.G., J.L. BENEDETTO y J.A. SALFITTY, 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. - An. Acad. Brasil. Cienc., 44 (Suplemento): 5-20.
- AMOS, A.J., 1964. A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. Proc. 22 Internat. Geol. Congress, India, Part IX, Sect. 9, Gondwanas, pp. 53-72, N. Delhi.
- 1979. Guía Paleontológica Argentina, Parte I: Paleozoico, Sec. V - Faunas Carbónicas; Sec. VI - Faunas pérmicas, Public. CONICET, FECIC, Bs. Aires.
- AMOS, A.J. y E.O. ROLLERI, 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). - Bol. Inf. Petrol., 368 : 1-23, Bs. Aires.
- AMOS, A.J.; B. ANTELO; C.R. GONZALEZ; M.P. de MARINELARENA y N. SABATTINI, 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de la Argentina - Actas V Congr. Geol. Arg., 3 : 3-20.
- ANTELO, B., 1969. Hallazgo del género *Protocanites* (Ammonoidea) en el Carbonífero inferior de la provincia de San Juan. Ameghiniana, 6 (1): 69-71, Bs. Aires.
- 1970. *Protocanites scalabrinii* pot *Protocanites australis* Antelo (non *Protocanites australis* Dellepine). Ameghiniana, 7 (2): 160, Bs. Aires.
- ARCHANGELSKY, S.; A.J. AMOS; R.R. ANDREIS; C.L. AZCUY; C.R. GONZALEZ; O.L. GAMUNDI y N. SABATTINI (Eds.), 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina - Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 383 pp., 13 Lám.
- AZCUY, C.L., 1983. Paleogeography and Stratigraphy of Late Carboniferous of Argentina. X Internat. Congr. Carbonif. Strat. Geol., en prensa.

- BENEDETTO, L., 1976. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (prov. de Salta, Argentina). Mem. I Congr. Latinoamer. Geol., 2: 1009-1024.
- BIGARELLA, J.J.; R.D. BECKER e I.D. PINTO (Eds.), 1967. Problems in Brazilian Gondwana Geology.- I Internat. Symp. Gondwana Strat. Paleont., 344 pp, Curitiba.
- BORRELLO, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina.- An. Dir. Nac. Geol. Min., 14, Bs. Aires.
- BRACACCINI, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina.- Petrotecnia, 6: 57-69, Bs. Aires.
- BRANISA, L., 1965. Los fósiles guías de Bolivia.- Bol. Serv. Geol. de Bolivia, 6, La Paz.
- BRIDEN, J.C.; G.E. DREWRY y A.G. SMITH, 1974. Phanerozoic Equal-area world maps.- J. Geol., 82: 555-574.
- CAMPBELL, K.S.W., 1961. Carboniferous fossils from the Kuttung Rocks of New South Wales.- Palaeont., 4 (3): 428-474.
- CAMPBELL, K.S.W. y R.G. Mc KELLAR, 1969. Eastern Australian Carboniferous invertebrates: Sequence and affinities.- En: Campbell, K.S.W., Stratigraphy and Palaeontology, Essays in honour of D. Hill, pp. 77-119, Aus. Natl. Univ. Press, Canberra.
- CECIONI, G.O., 1956. Primeras noticias sobre la existencia del Paleozoico superior en el archipiélago patagónico entre los paralelos 50° y 52° S.- An. Fac. Cien. Fis. y Mat. Univ. de Chile., 13 (8): 183-202.
- COOPER, M.R. y B. KENSLEY, 1984. Endemic South American Permian bivalve molluscs from the Ecce of South Africa.- J. Pal., 58 (6): 1360-1363.
- CREER, K.M., 1972. Paleomagnetism of Permocarboneous rocks with special reference to South American formations.- An. Acad. brasil. Cienc., 44 (Suplemento): 99-112.
- CHARRIER, R., 1977. Geology of the region of Huentelauquén, Coquimbo province, Chile.- En: T. Ichikawa y L. Aguirre (Eds.), Comparative studies on the Geology of the circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile, Ist. Rept., pp. 81-94, Jap. Soc. for the Promot. of Sci., Tokio.
- CHONG DIAZ, G. y A. CECIONI RASPI, 1976. Presencia de una secuencia marina de probable edad paleozoica superior en la provincia de Antofagasta., I Congr. Geol. Chileno, A 11-20, Santiago.
- DALMAYRAC, B., 1978. Géologie de la Cordillère orientale de la région de Huanuco; sa place dans une transversale des Andes du Pérou central.- Travaux et Documents de l'ORSTOM, N° 93, 161 pp, 1 mapa.
- DALZIEL, I.W.D., 1982. The Early (pre-Middle Jurassic) History of the Scotia Arc Region: a review and progress report.- En C. Craddock (Ed.), Antarctic Geoscience, IUGS Ser. B, N° 4, pp. 11-126, Wisconsin.
- DAVIDSON, J.; C. MPODOZIS y S. RIVANO, 1981. Evidencias de tectogénesis del Devónico superior-Carbónico inferior al oeste de Augusta Victoria, Antofagasta, Chile.- Rev. Geol. Chile., 12: 79-86.
- DICKINS, J.M., 1961. *Eurydesma* and *Peruvispira* from the Dwyka Beds of South Africa.- Palaeont.- 4 (1): 138-148.
- 1985. Late Paleozoic glaciation.- J. Austr. Geol. & Geophys., B.M.R., 9: 163-169, Canberra.
- DICKINS, J.M. y G.A. THOMAS, 1959. The marine fauna of the Lions Group and the Carrandibby Formation of the Carnarvon Basin, Western Australia.- Rep. B.M.R., Australia, 38: 65-96, Canberra.
- D'ORBIGNY, A., 1842. Voyages dans l'Amérique Méridionale de 1826-1833.- T. 3, pt. 4, Paléont., 188 pp.
- DOUGLASS, R.C. y M.K. NESTELL, 1976. Late Paleozoic Foraminifera from southern Chile.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 858: 1-49, 18 Lám.
- DUNBAR, C.O. y N.D. NEWELL, 1946. Marine Early Permian of Central Andes and its fusuline faunas.- Amer. J. Sci., 244 (6): 377-402.

- FORSYTHE, R. y C. MPODOZIS, 1979. El archipiélago Madre de Dios, Patagonia occidental, Magallanes: Rasgos generales de la estratigrafía y estructura del "basamento" pre-Jurásico superior.- *Rev. Geol. Chile*, 7: 13-29.
- FRAKES, L.A. y J.C. CROWELL, 1967. Facies and Paleogeography of Late Paleozoic diamictites, Falkland Islands.- *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78 : 37-58.
- 1968. Late Paleozoic glacial facies and the origin of the South Atlantic Basin.- *Nature*, 217 (5131): 837-838.
- GONZALEZ, C.R., 1980. Algunos Myalinidae (Bivalvia) del Paleozoico superior de Chile.- *Actas II Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat. y I Congr. Latinoamer. Paleont.*, Bs. Aires, 1978, 4 : 23-29.
- 1981. El Paleozoico superior marino de la República Argentina. Bioestratigrafía y Paleoclimatología.- *Ameghiniana*, 18 (1-2): 51-65, Bs. Aires.
- 1984a. Rasgos paleogeográficos del Paleozoico superior de Patagonia.- *Actas IX Congr. Geol. Arg.*, S.C. de Bariloche, 1 : 191-205.
- 1984b. Las intrusiones marinas neopaleozoicas de la Precordillera argentina.- *Abstracts Ann. Meet. W.G. Proj. IUGS 211*, S.C. de Bariloche, 1984, pp. 36-37.
- 1985. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Espalata-Iglesia, Rep. Argentina.- *Acta geol. Lilloana*, 16 (2): 231-244, Tucumán.
- 1986. Paleogeografía, Parte I: Precámbrico-Paleozoico.- *Univ. Nac. de Tucumán, Pub. N° 1389*.
- GONZALEZ, C.R. y G.E. BOSSI, 1987. Descubrimiento del Carbónico inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja.- *Actas IV Congr. Latinoamer. Paleont.*, Sta. Cruz de la Sierra, 2: 713-729.
- HARRINGTON, H.J., 1942. Algunas consideraciones sobre el sector argentino del geosinclinal de Samfrau.- *An. I. Congr. Panam. Ing. Minas y Geol.*, Santiago, Chile, 2: 319-341.
- 1945. Algunas observaciones sobre el Sistema de Gondwana en el Uruguay.- *I Reun. Comun. IPMIGEO*, Sec. Argentina, Bs. Aires, pp. 1-16.
- 1950. Geología del Paraguay Oriental.- *Contrib. Cient. Univ. Bs. Aires, Fac. C. E. Fis. Nat.*, Ser. E, Geol., 1 : 82-pp.
- 1955. The Permian Eurydesma fauna of Eastern Argentina.- *J. Pal.*, 29 (1): 112-128, Tulsa.
- 1975. South America.- En R.W. Fairbridge (Ed.), *The Encyclopedia of World Regional Geology*, Part I, pp. 456-465, *Encyc. of Earth Sci. Ser.*, vol VIII.
- HELWIG, J., 1972. Stratigraphy, sedimentation, paleogeography and paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia.- *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 56 (6): 1008-1033.
- ISAACSON, P.E., L.A. FISHER y J. DAVIDSON, 1985. Devonian and Carboniferous Stratigraphy of the Sierra de Almeida.- *Rev. Geol. de Chile*, 25-26 : 113-121.
- KEIDEL, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la Paleogeografía del hemisferio austral.- *Bol.- Acad. Nac. Cienc.* 25 : 237-308, Córdoba.
- MENDES, J.C., 1952. A Formação Corumbataí na região do rio Corumbataí (Estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios).- *Bol. Fac. Fil. C. e Letras Univ. Sao Paulo*, 145 (8): 1-119, Sao Paulo.
- 1962. Lamelibrânquios permianos de oólito de Angatuba, Estado de Sao Paulo (Formação Corumbataí).- *Bol. Soc. Brasil, Geol.*, 11 (1): 37-56.
- 1967. The Passa Dois Group. En J.J. Bigarella et al. (Eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, pp. 119-166, Curitiba.
- McLACHLAN, I.R. y A. ANDERSON, 1973. A review of the evidence for marine conditions in Southern Africa during Dwyka times. *Palaeont. Afr.*, 15 : 37-64.

- MINATO, M. y J. TAZAWA, 1977. Fossils of the Huentelauquén Formation at the locality F, Coquimbo, province, Chile. En T. Ichikawa y L. Aguirre (Eds.), Comparative Study of the Geology of the circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile, 1st. Rept. (1977), Jap. Soc. Prom. Sci., pp. 95-117, Tokio.
- NEWELL, N.D., 1949. Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia - Mem. Geol. Soc. Amer., 36, N. York.
- NEWELL, N.D., J. CHRONIC y T.G. ROBERTS, 1953. Upper Paleozoic of Perú - Mem. Geol. Soc. Amer., 58, N. York.
- NIEMEYER, H., F. URZUA, F.G. ACEÑOLAZA y C.R. GONZALEZ, 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. Actas IV Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, 1: 410-438.
- NIEMEYER, H.; R. VENEGAS; C.R. GONZALEZ y F.G. ACEÑOLAZA. Los terrenos Paleozoicos expuestos en la parte septentrional del Salar de Navidad, región de Antofagasta, Norte Grande de Chile. En prensa Rev. Geol. de Chile.
- PADULA, E. y A. MINGRAMM, 1963. The fundamental geological pattern of the Chaco-Paraná basin (Argentina) in relation to its oil possibilities. Proc. 6th. World Petrol. Congr. Sec. I, paper 1, Frankfurt.
- PADULA, E.; E.O. ROLLERI; A.R.G. MINGRAMM; P. CRIADO ROQUE; M.A. FLORES y B.A. BALDIS, 1967. Devonian of Argentina. Internat. Symp. Devonian System, pp. 165-199, Calgary.
- PAREJA, J.; C. VARGAS; R. SUAREZ; R. BALLON; R. CARRASCO y C. VILLARROEL, 1978. Mapa Geológico de Bolivia. Y.P.F. Bolivianos, Serv. Geol. de Bolivia.
- REED, F.R.C., 1935. A new lamellibranch from the Upper Dwyka Beds of South West Africa - Trans. Roy. Soc. S. Africa, 23: 161-163.
- RIVANO, S. y P. SEPULVEDA, 1983. Hallazgo de foraminíferos del Carbonífero superior en la Formación Huentelauquén.- Rev. Geol. de Chile, 19-20: 25-35.
- 1985. Las calizas de la Formación Huentelauquén: depósitos de aguas templadas a frías en el Carbonífero superior-Pérmico inferior - Rev. Geol. de Chile, 25-26: 29-38.
- ROBERTS, J., 1981. Control mechanisms of Carboniferous brachiopod zones in eastern Australia. Lethaia, 14 (2): 123-134, Oslo.
- ROCHA-CAMPOS, A.C., 1970a. Moluscos permianos da Formacao Rio Bonito (Subgrupo Guatá), SC. Bol. Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. e Min., 251, 89 pp, Rio de Janeiro.
- 1970b. Upper Paleozoic bivalves and gastropods of Brazil and Argentina: a review. Proc. Pap. 2nd. Gondwana Symp., S. Africa, pp. 605-612, Pretoria.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; R.G. de CARVALHO y A.J. AMOS, 1977. A Carboniferous (Gondwana) fauna from Subandean Bolivia. Rev. Brasil - Geociencias, 7: 278-303.
- ROLLERI, E.O., 1973. Acerca de la Dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. Actas 5º Congr. Geol. Arg. Carlos Paz, 1972, 4: 203-220.
- ROLLERI, E.O. y B.A. BALDIS, 1969. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. I Symp. Gondwana, Bs. Aires, 1967, pp. 1005-1024.
- RUNNEGAR, B., 1968. Desmodont bivalves from the Permian of Eastern Australia.- Bull. B.M.R. Geol., Geophys., 96, 83 pp.
- RUNNEGAR, B. y N.D. NEWELL, 1971. Caspian-like relict molluscan fauna in the South American Permian.- Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 146 (1): 1-66, N. York.
- SCOTESE, C.R., R.K. BAMBACH, C. BARTON, R. Van Der VOO y A.M. ZIEGLER, 1979. Paleozoic base maps. J. Geol., 87 (3): 217-277.
- SMITH, A.C. y A.J. HALLAM, 1970. The fit of the southern continents.- Nature, 225: 139-144.

- TABOADA, A.C., 1989. La Formación El Paso, Carbónico inferior de la sierra de Barreal, San Juan, Argentina.- Acta Geol. Lilloana, 17(1): 113-129.
- THOMAS, H.D., 1928. An Upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountains, Perú.- Geol. Mag., 65: 145-152. 214-293 y 258-301.
- VALENCIO, D.A., 1973. El significado estratigráfico y paleogeográfico de los estudios paleomagnéticos de formaciones del Paleozoico superior y del Mesozoico inferior de América del Sur. Actas 5º Congr. Geol. Arg., 5 : 71-79.
- VON HILLEBRANDT, A. y J. DAVIDSON, 1979. Hallazgo del Paleozoico superior marino en el flanco oriental de Sierra Fraga, región de Atacama.- Rev. Geol. de Chile, 8 : 87-90.
- WATERHOUSE, J.B., 1976. World correlations for Permian marine faunas. Pap. Dept. Geol. Univ. Qd., 7 (2): 232pp.