

Estratigrafía, facies y evolución depositacional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior), Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina

R. R. ANDREIS¹ y M. TORRES RIBEIRO²

¹E-mail: rrandreis22@hotmail.com

²Instituto de Geociencias-Departamento de Geología-Universidad Federal de Rio de Janeiro-Av. Brigadeiro Trompowski s/n, Ilha do Fundão-21945-970-Rio de Janeiro, Brasil

RESUMEN. Se encara el examen detallado de las litofacies y su composición, así como el análisis de los procesos depositacionales que condujeron a la acumulación de materiales siliciclásticos de la Formación Sauce Grande y que representa la primera sedimentación acontecida en la cuenca Sauce Grande. Fueron analizados dos perfiles estratigráficos de la unidad: el perfil Norte (con 826 m) y el perfil Sur (con 1095 m). La unidad está compuesta por importantes volúmenes de diamictitas [Dmm1, Dmm2, Dmg, Dms, Dms(r)], así como de areniscas (Sma, Smw, Sh, Sr, Sp), pelitas (Fm, Fl, Fd) y escasos conglomerados (Dcm, Dcg). También fue analizada la ciclicidad de las sucesiones, reconociéndose tres megaciclos (inferior, medio y superior con sus respectivas asociaciones litofaciales). El megaciclo inferior permite visualizar el paleorrelieve devónico (Formación Lolén) y está constituido por abundantes diamictitas, areniscas y escasos conglomerados. El megaciclo medio contiene areniscas y conglomerados y en el megaciclo superior se advierte una disminución en la participación de diamictitas con una mayor frecuencia de cadilitos (guijarro a bloque), sustituida por areniscas y pelitas (en el perfil Norte). En los megaciclos inferior y superior las facies Dmm1, Dmm2 y Dms(r), con espesores decamétricos y extensiones de centenares de metros son los miembros más conspicuos y corresponden a deslizamientos de masas semiconsolidadas o fluidas (flujos de detritos cohesivos) generados en pendientes fuertes proximales. Es probable que en el megaciclo superior las diamictitas sean del tipo *rain out*. La facies Dms(r) incluye cuerpos arenosos contorsionados y/u orientados y frecuentes intraclastos pelíticos. Las facies conglomerádicas son flujos no cohesivos dejados atrás por flujos hiperconcentrados o como flujos de granos modificados en su densidad. Las areniscas Sma habrían sido depositadas por procesos suspensivos densos y escasamente compactados, mientras que las waques (Smw) representan flujos de detritos finos y densos transicionales a flujos licuefactos. Las demás areniscas representan acción de oleaje o corrientes (Sr) o por acreción frontal en barras transversales o dunas de arena por flujos traccionales (Sp). El comienzo de los procesos depositacionales de la Formación Sauce Grande fue caracterizado por una rápida transgresión en el Carbonífero tardío bajo condiciones de moderada subsidencia (procesos eustáticos). El megaciclo inferior se caracteriza por la sedimentación en un *slope apron* o *debris apron* localizado en las cercanías del talud continental, con fuerte agradación y rara progradación y depende del régimen termal de la base de los glaciares africanos de base fría, bajo condiciones de sistema de mar bajo. En el megaciclo medio significa una rápida fase de avance glaciario asociada a somerización isostática y el tope del *apron* habría sido retrabajado por olas y corrientes, creando una plataforma costa afuera casi emergente. En el megaciclo superior se produce un nuevo ascenso del mar (cortejo de mar alto), asociado al retroceso de los glaciares en el sector sudafricano y produce la transgresión tástubiana que se continúa en la Formación Piedra Azul. La disminución del aporte se hace visible por la sistemática disminución en el espesor de las facies, una mayor frecuencia de facies Dmm1 y Smw y la interacción de depósitos pelíticos, que fueron depositados en plataformas de baja pendiente donde se han registrado avance y retroceso de los glaciares. Dos glaciohorizontes fueron identificados: el GH1 vinculado al megaciclo medio y el GH2 en el contacto entre las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul.

Palabras clave: *Estratigrafía, Formación Sauce Grande, Sierras Australes, Argentina*

ABSTRACT. *Stratigraphy, facies and depositional evolution of the Sauce Grande Formation (Upper Carboniferous), Sauce Grande Basin, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina.* The detailed analyses of the lithofacies (including their composition) and the depositional processes related to the Sauce Grande Formation, represent the first siliciclastic sedimentation at the Sauce Grande Basin. Two profiles were studied: the North profile (with 826 m) and the South profile (with 1095 m). The unit is composed of abundant diamictites [Dmm1, Dmm2, Dmg, Dms, Dms(r)], as well as sandstones (Sma, Smw, Sh, Sr, Sp), shales (Fm, Fl, Fd), and scarce conglomerates (Dcm, Dcg). The cyclicity was also analyzed, recognising three megacycles (lower, middle, and upper, with their respective lithofacies association). The lower megacycle allows a view of the Devonian paleorelief (Lolén Formation), and is composed by abundant diamictites, sandstones and scarce conglomerates. The middle megacycle contains sandstones and conglomerates and in the upper megacycle it is possible to see the diminution in the frequency of diamictites (containing abundant dropstones) partially replaced by sandstones and shales (in this case, only in the north profile). In the lower and upper megacycles, the Dmm1, Dmm2 and Dms(r) facies, with decametric thickness and spread-out by hundred of meters, are the more conspicuous members, and are related to semiconsolidated or fluid cohesive debris flows, generated at proximal strong slopes. It is probable that the diamictites of the upper megacycle can be of the rain out type. The Dms(r) includes contorted or oriented sand bodies and frequent shaly intraclasts. The conglomerates represent non cohesive deposits leaved by hiperconcentrated flows or grain flows. The Sma sandstones were deposited by suspensive dense flows, while Smw represent fine and dense suspensive flows transitional to liquefact flows. The other sandstones represent wave or current action (Sr) or frontal accretion of transversal bars or sand dunes, by traccional currents. The beginning of the depositional processes was characterized by a rapid transgressive process during the

Late Carboniferous under moderate subsidence conditions (eustatic processes). The lower megacycle is characterised by a slope-apron or debris-apron, localized near the continental talus, with strong aggradation and rare progradation. These conditions depend almost on the thermal regime of the cold base glaciers at South Africa and under a low sea tract. The middle megacycle represents a rapid phase of glacial advance, related to isostatic shallowing. The upper part of the apron were reworked by waves and currents, forming an almost emergent platform. During the upper megacycle a transgressive process occurs (high sea tract), related to the retreat of the South African glaciers and producing the tatabian transgression that continues in the Piedra Azul Formation. The diminution of sediments is visible by the systematic reduction of the facies thickness, the major frequency of Dmml and Smw facies, and the interaction of shaly deposits. All these facies were deposited at low slope platforms, where the advance or retreat of the glaciers were recognised. Two glaciohorizons were identified: the GH1, related to the middle megacycle and the GH2, located in the contact between the Sauce Grande and Piedra Azul formations.

Key words: *Stratigraphy, Sauce Grande Formation, Sierras Australes, Argentina*

Introducción

La Formación Sauce Grande se compone de importantes volúmenes de rocas psefiticas de naturaleza diamictítica (Coates 1969; Frakes *et al.* 1969; Harrington 1970; Andreis 1984, 1985) a las que se ha atribuido origen glaciario (Keidel 1916; Coleman 1918; Du Toit 1927; Harrington 1947; Massabie y Rossello 1984) o glaciario (Coates 1969; Frakes *et al.* 1969; Harrington 1970, 1972).

Cabe señalar que con esta contribución, se completa el estudio estratigráfico detallado de las unidades litoestratigráficas que integran el Grupo Pillahuincó, cuyas conclusiones, referidas a las Formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas, fueron desarrolladas por Iñiguez Rodríguez y Andreis (1971), Andreis *et al.* (1979), Andreis y Japas (1996) y Andreis y Archangelsky (1996).

En la llanura interserrana ubicada entre las Sierras Septentrionales (Tandilia) y las Sierras Australes (Ventania), en las proximidades de las localidades de Lumb, González Chaves, de la Garma y Mariano Roldán, fueron descritos afloramientos aislados y de poca altura de sucesiones semejantes a las reconocidas en las Sierras Australes (Monteverde 1938; Furque 1965; Terraza y Deguillén 1973; Zambrano 1974; Llambías y Prozzi 1975; Arrondo *et al.* 1982; Andreis *et al.* 1990). Estos asomos interserranos forman parte de la Cuenca Sauce Grande (Andreis *et al.* 1987; Andreis y Japas 1996) o de la Cuenca Claromecó (Ramos 1984; Fryklund *et al.* 1996; Kostadinoff y Prozzi 1998), reconocida por los estudios gravimétricos realizados por Introcaso (1982), Kostadinoff y Font (1982) y Kostadinoff (1993). Según Kostadinoff y Prozzi (1998), el espesor de la sucesión paleozoica incluida en esta cuenca puede alcanzar a unos 8 km, ya que aparece con una dirección de 6° de buzamiento general. Cabe aclarar que algunos afloramientos localizados en las cercanías de González Chaves y de Lumb fueron considerados como pertenecientes a la Formación Sauce Grande por su contenido paleobotánico y por sus características litofaciales (Monteverde 1938; Furque 1965; Arrondo y Petriella 1982; Morel y Gutiérrez 2000). Sin embargo, los análisis texturales y composicionales realizados en los afloramientos de González Chaves y

Mariano Roldán, los confirmaron como pertenecientes a la Formación Tunas (Terraza y Deguillén 1973; Andreis *et al.* 1989, 1990). Coincidimos con Llambías y Prozzi (1975), en que la mayoría de los afloramientos interserranos deben ser homologados con las formaciones más altas del Grupo Pillahuincó. Observaciones paleobotánicas fueron registradas por Terraza y Deguillén (1973) quienes citan la presencia de equisetales para González Chaves y *Cyclostigma* sp. para Lumb. Este material fue revisado por Arrondo y Petriella (1982) quienes lo describen como escasas improntas regularmente preservadas de *Lycopodiopsis* cf. *millani* Arrondo y Petriella y de *Paracalamites levis* Rigby y que permitió correlacionarlas con el Neopaleozoico de las Sierras Australes (Arrondo *et al.* 1982). Nuevos análisis paleobotánicos registrados por Morel y Gutiérrez (2000) en Lumb, en los que la cita de *Bumbudendron* cf. *B. millani* Arrondo y Petriella mencionada por Andreis y Japas (1996) es sustituida por la licófita *Malanzania nana* en sucesiones del Carbonífero superior, siendo probablemente correlacionables con parte de la Formación Sauce Grande.

Unidades semejantes a las aflorantes en las Sierras Australes fueron también definidas en la Cuenca Colorado como extensión de la Cuenca Claromecó (Fryklund *et al.* 1996). Según Juan *et al.* (1996) y Fryklund *et al.* (1996) en las perforaciones realizadas en esta cuenca se identificaron litofacies fosilíferas asignables a la Formación Sauce Grande (pozo Puelche x-1), mientras que en el pozo Estrella x-1 se encontraron depósitos equivalentes a las Formaciones Piedra Azul, Bonete y, quizás, Tunas (Mainardi *et al.* 1979; Zambrano 1980; Juan *et al.* 1996; Fryklund *et al.* 1996).

En este trabajo se encara el examen detallado de las características litológicas y el análisis de los procesos depositacionales que condujeron a la acumulación de los materiales siliciclásticos que constituyen la Formación Sauce Grande. Esta unidad, conjuntamente con las Formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas conforma el Grupo Pillahuincó (Harrington 1947, 1970, 1972) o el Ciclo Depositacional III (Andreis *et al.* 1989), y representa la primera sedimentación acontecida en la cuenca Sauce Grande.

Los trabajos de campo realizados han permitido cons-

truir un modelo de sedimentación que corrobora la génesis glaciárica de las sedimentitas, algunas de cuyas conclusiones fueron ya adelantadas por Andreis (1965, 1984), Andreis *et al.* (1987) y Andreis y Japas (1996).

Parte 1: Descripción de facies, ciclicidad, marco estructural, espesor, edad y paleocorrientes

Trabajos anteriores

En las Sierras Australes, la Formación Sauce Grande, así como las demás unidades del Grupo Pillahuincó, fueron definidas por Keidel (1916, 1922, 1929, 1938) y por Harrington (1947). Sin embargo, ya desde fines del siglo pasado se disponía de referencias sobre las sedimentitas psefiticas que posteriormente pasarían a formar parte de la Formación Sauce Grande (Hauthal 1892, 1901; Aguirre 1893). Otras contribuciones, en las que se incluyen referencias de índole litofacial, estratigráfica y estructural de las sucesiones neopaleozoicas, son las de Coleman (1918), Du Toit (1927), Riggi (1935), Suero (1957, 1972), Suero *et al.* (1961), Coates (1969), Frakes *et al.* (1969), Harrington (1970, 1972, 1980), Roller (1975) y Llambías y Prozzi (1975). En relación con los estudios sedimentológicos, sobresale la contribución de Coates (1969) quien analizó diversos aspectos genéticos de las sedimentitas incluidas en la Formación Sauce Grande. Otros trabajos de interés, que también comprenden análisis composicionales y estructurales, son los de Iñiguez Rodríguez (1969), Cortelezzi y Kilmurray (1969), Cortelezzi e Iñiguez Rodríguez (1970), Andreis (1965, 1984), Amos y López Gamundi (1978, 1981a y b), Andreis *et al.* (1979, 1987), Massabie y Rossello (1980, 1984), Rossello y Massabie (1981) y Andreis y Japas (1996).

Metodología utilizada

Del mismo modo que para el resto de la sucesión gondwánica local (Andreis *et al.* 1979), se levantaron perfiles estratigráficos detallados “capa por capa”, en los cuales fueron examinadas las propiedades cromáticas, texturales, composicionales y contenido paleobiológico de las sedimentitas, así como el análisis de los atributos de la estratificación (geometría, contactos, estructuras sedimentarias) y de las paleocorrientes. Con todo, en la realización de los perfiles se tropezó con algunos inconvenientes derivados del plegamiento de las sucesiones, el pobre desarrollo de la estratificación en tramos con abundantes y espesos estratos de diamictitas y también por la aparente falta de capas guías.

Los trabajos de campo consistieron, esencialmente, en completar los dos perfiles estratigráficos que Andreis *et al.* (1979) habían efectuado en dos áreas significativas de las sierras orientales, las sierras de

Pillahuincó y de las Tunas (Fig. 1), analizando el intervalo estratigráfico comprendido desde el contacto con las sucesiones de la Formación Lolén (la más alta del Grupo Ventana o II Ciclo Depositacional, de edad eodevónica) hasta el contacto con la Formación Piedra Azul sobrepuesta, incluyendo sus litofacies basales. En los sectores aludidos, las sucesiones presentan mínimas interrupciones causadas por delgadas coberturas de suelos actuales y valles excavados. Para ajustar la traza de los perfiles se contó con aerofotografías en escala 1:50.000 del INTA. El perfil Norte (Fig. 2a) se extiende desde los campos de la estancia Pantanoso Viejo hasta los pertenecientes a la estancia El Mirador, mientras que el perfil Sur (Fig. 2b) abarca los sectores de las Estancias La Volanta, La Angélica (ladera SE del cerro Pillahuincó) y La Querencia (cerro La Querencia y Puesto Querejazu).

Cada litofacies fue descripta utilizando el sistema de códigos propuesto por Eyles *et al.* (1983). En este sistema se codifican tres tipos de rocas: diamictitas (D), areniscas (S) y pelitas (F), que se adaptan mejor a la descripción de nuestras sucesiones.

Para los fines prácticos se consideró como matriz en las diamictitas, a las fracciones menores a los 4 milímetros. Este límite difiere del utilizado por Coates (1969) de 2 mm, pues refleja con mayor precisión el “vacío granulométrico” existente entre la matriz “fina” compuesta por granos de cuarzo transparente de tamaño arena muy gruesa y sábulo (diámetros de 1 a 4 mm), distribuidos en una masa fina de arcillas recristalizadas (véase composición mineralógica).

Marco geológico

Los depósitos que constituyen la Formación Sauce Grande se distribuyen en una estrecha faja con orientación NNO-SSE que cubre poco más de 110 km² (Fig. 1). El contacto basal de la Formación Sauce Grande con las sucesiones de la Formación Lolén es bien observable, aunque con algunas interrupciones, a lo largo de unos 22 km entre las Estancias La Bonanza y La Serrana (Massabie y Rossello 1984). Los mejores afloramientos se sitúan en la falda oriental del Cordón Manbacher y en el empalme de las rutas 72 y 76 (Fig. 1). Por razones de índole estructural, estratigráfico y litofacial, este contacto fue considerado como concordante y transicional (Harrington 1947, 1970, 1972, 1980; Suero 1957; Suero *et al.* 1961; Furque 1967; Llambías y Prozzi 1975) o caracterizado por una discordancia angular de bajo ángulo (Keidel 1947; Andreis 1965; Coates 1969; Frakes y Crowell 1969; Varela 1978; Massabie y Rossello 1980, 1984; Rossello y Massabie 1981; Andreis *et al.* 1987; Japas 1989; Andreis y Archangelsky 1996). Con todo, el contacto entre las dos unidades formacionales puede ser reconocido en los afloramientos por el brusco contraste litológico, los cambios en la ciclicidad y las notables diferencias es-

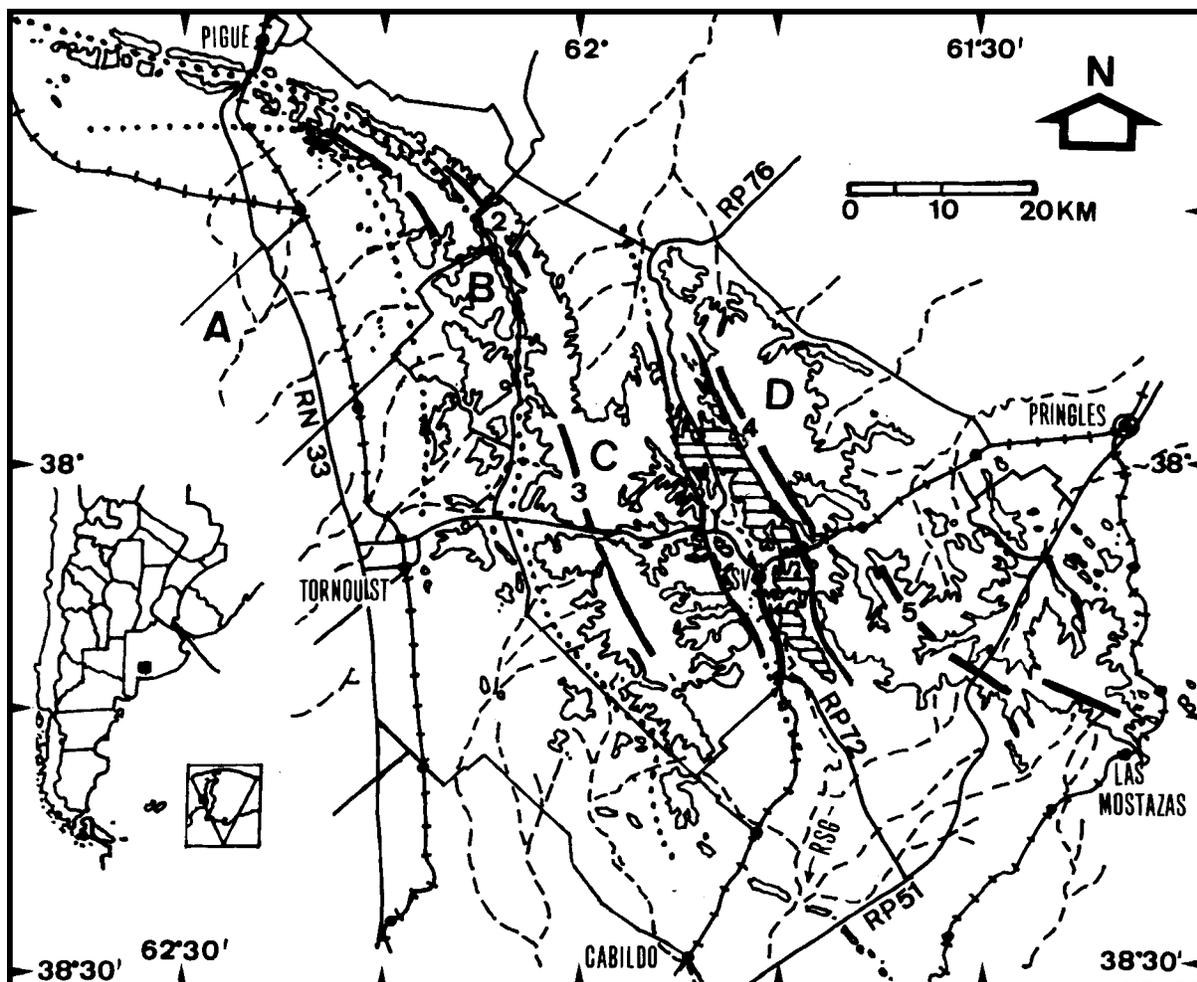


Figura 1: Mapa geológico de las Sierras Australes, con la posición geográfica de la Formación Sauce Grande.

estructurales (Andreis 1965; Llambías y Prozzi 1975; Massabie y Rossello 1984; Andreis y Japas 1996), así como la presencia de bloques de meta-arenitas de Lolén en las sedimentitas basales de Sauce Grande (Massabie y Rossello 1980). En relación con el contacto de las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul, corrientemente es considerado como concordante y representado por la brusca desaparición de las diamictitas y waques de la Formación Sauce Grande y la sustitución por pelitas (a veces bioturbadas) y areniscas de la Formación Piedra Azul. Tal vez esa situación sea menos evidente en el perfil Sur, donde en la sección basal aparecen escasas diamictitas resedimentadas con clastos y bloques redondeados y matriz limosa, que en el perfil Norte donde aparecen pelitas (arcilitas, limolitas) y escasas areniscas finas hasta medias.

Espesor y edad de la unidad

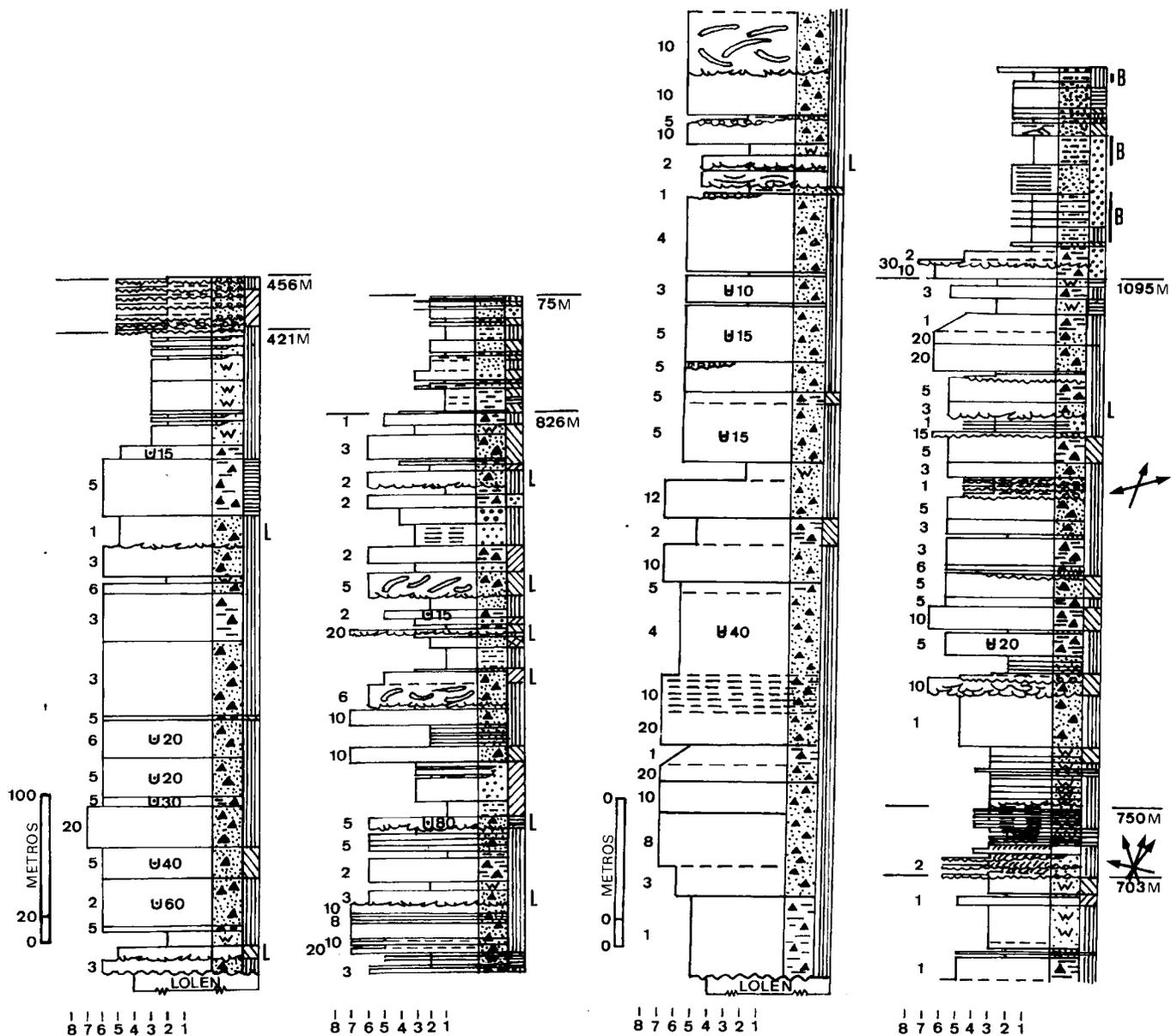
No obstante el razonable conocimiento que se tiene de las sucesiones de la unidad, existe cierta anarquía en

los valores del espesor formacional. Es probable que las discrepancias observadas sean debidas a la relativa complejidad estructural, la ausencia de capas guías suficientemente confiables, la posible interdigitación de algunas facies y, probablemente, también por la utilización de distintas metodologías en la medición de los espesores (Andreis *et al.* 1979; Japas 1986). Coates (1969) señala espesores entre 2100 y 2500 m en un perfil realizado al norte de la localidad de Sierra de la Ventana, mientras que Amos y López Gamundi (1978, 1981a y b) refieren un espesor de 2300 metros. Con todo, las mediciones realizadas por Andreis (1984), indican que los espesores formacionales varían entre 826 m (perfil Norte) y 1095 m (perfil Sur), espesores más próximos a los mencionados por Harrington (1947) de 800-900 metros.

En las sucesiones de la Formación Sauce Grande sólo fueron mencionados restos de moluscos en el sector del Abra Fea (Keidel 1916; Riggi 1935), posteriormente definidos como *Astartella? pusilla* Harrington. Según Frakes y Crowell (1969) y Amos (1980) estos restos no tienen valor diagnóstico de edad. Sin embargo, la exis-

Perfil Norte

Perfil Sur



REFERENCIAS LITOLÓGICAS

- DMM 1
- DMM 2
- DMS
- DMS (R)
- DMG
- CONGLOMERADOS
- WAQUES (SMW)
- ARENISCAS (SMA)
- PELITAS
- LAJAS DE ARCILITA
- U 20 CLASTO CAIDO (TAM. MAX.)
- 5 CLASTO EN DIAMICTITA (T. MAX.)

CONTACTOS

- PLANO
- PLANO TRANSICIONAL
- DEFORMADO (CARGA)
- IRREGULAR EROSIVO

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

- MACIZA
- LAMINACION
- LAM. DEFORMADA
- LAM. ONDULADA
- ONDULAS - OLEAJE
- CRUZADA PLANAR

COLORES

- GRIS
- GRIS VERDOSO
- GRIS AZULADO
- GRIS OLIVA OSCURO
- AMARILLO
- CASTAÑO

MISCELÁNEA

- PALEOCORRIENTES
- BIOTURBACIONES

ESCALA TEXTURAL

- 1 PELITAS
- 2 ARENISCA FINA
- 3 ARENISCA MEDIA
- 4 ARENISCA GRUESA
- 5 PSEFITA FINA
- 6 PSEFITA MEDIA
- 7 PSEFITA GRUESA
- 8 AGLOMERADO

Figura 2: Perfiles estratigráficos. a, Perfil Norte. b, Perfil Sur

tencia de restos fosilíferos en las Formaciones Piedra Azul con *Murchisonia* (Harrington 1970) y *Peruvispira* Chronic (Pagani 1998) y Bonete (Harrington 1955) representados por la fauna de *Eurydesma* y la flora de *Glossopteris*, indicaría para estas unidades una edad pérmica temprana (Harrington 1955; Pagani 2000), asignable al intervalo Asseliano-Sakmariano (Rocha Campos 1970; Runnegar 1972; Rocha Campos y Carvalho 1975; Archangelsky *et al.* 1980; González 1993) o Asseliano tardío-Artinskiano (Pagani 2000). En consecuencia, se ha considerado que la edad de la Formación Sauce Grande podría abarcar el lapso Carbonífero superior a Pérmico inferior (Harrington 1955, 1972; Suero 1957; Amos 1980) e, inclusive, algunos autores (Coates 1969; Frakes y Crowell 1969) consideraron que los procesos sedimentarios podrían haber comenzado a depositarse en el Carbonífero temprano. En ese sentido, en los depósitos diamictíticos glaciáricos de la Cuenca del Colorado, también asignados a la Formación Sauce Grande (Archangelsky *et al.* 1987; Juan *et al.* 1996), Archangelsky y Gamarro (1981) y Archangelsky *et al.* (1987, 1996) le establecieron una edad que abarcaría el intervalo Carbonífero medio a superior-Pérmico inferior. La posibilidad de un comienzo de la sedimentación glaciárica en el Carbonífero medio podría, tal vez, ser avalada por los grandes espesores de sedimentos que constituyen el megaciclo inferior.

Una edad carbonífera superior para la Formación Sauce Grande sería consistente con los datos de África del Sur, donde los depósitos glaciáricos de las cuencas Kalahari y Karoo se les asigna una edad carbonífera superior (Visser 1989) hasta Asseliano (Veevers y Powell 1987). La edad máxima estaría corroborada en un hiatus de por lo menos 30 Ma (Viscaino-Westfaliano) en la cuenca Karoo, que precedió a la sedimentación glaciárica (Loock y Visser 1985). Cabe señalar que los depósitos cuarcíticos de la Formación Witteberg (Carbonífero inferior) fueron parcialmente erosionados por el descenso global del mar en el Namuriano (Visser y Loock 1982). Este descenso del mar es atribuido al comienzo de la glaciación en los altos montañosos (Veevers y Powell 1987), pero en gran parte también al ascenso cortical del continente gondwánico en áreas adyacentes a la zona de subducción en el margen paleo-pacífico (Visser 1993).

Marco estructural

Las sucesiones de la Formación Sauce Grande muestran evidencias de fuerte deformación en su tramo basal, representadas por clivaje, diaclasamiento, plegamiento y lineación de estiramiento. Aunque estos elementos estructurales van perdiendo intensidad hacia el techo de la unidad, el frecuente clivaje y el conspicuo diaclasamiento pueden enmascarar localmente el plegamiento (Japas 1986). En general, fueron reconocidos suaves pliegues asimétricos, de tipo paralelo concéntri-

co, con planos axiales subverticales o fuertemente inclinados (70°-80°) hacia el SO y SSO y ejes de rumbo NNO-SSE (Harrington 1947, 1972; Japas 1986). El clivaje de plano axial presenta una distribución irregular y más espaciado que en la Formación Lolén (Massabie y Rossello 1984). Con todo, hacia la base de la unidad, aparecen pliegues apenas asimétricos y de gran amplitud, con plano axial inclinado hacia el E (Harrington 1947; Suero 1957; Andreis 1965). También suelen ser encontradas sucesiones homoclinales de diamictitas con espesores decamétricos, cuyas características pueden ser mejor observadas a lo largo de arroyos y cursos de agua.

Inicialmente, Keidel (1916), Borrello *et al.* (1969) y Borrello (1971) definieron al plegamiento de las sucesiones sedimentarias como Pérmico, mientras que Harrington (1947, 1970, 1972) y Suero (1957) lo ubicaron en el Triásico hasta el Jurásico superior. De acuerdo con los datos disponibles, la deformación habría ocurrido entre el Pérmico tardío (Cingolani 1985; Varela *et al.* 1985; Buggisch 1987; von Gosen y Buggisch 1989, von Gosen *et al.* 1990; Cobbold *et al.* 1991) y el Triásico (Creer *et al.* 1969; Turner 1975; Kilmurray 1975; Cingolani y Varela 1973; Cobbold *et al.* 1991), como máximo en el Triásico medio (Varela 1978). Sobre la base de informaciones paleomagnéticas, Tomezzoli y Vilas (1986) y Tomezzoli (1999) refieren la deformación del Grupo Pillahuincó al Pérmico inferior alto. Ramos (1984), basado en criterios geotectónicos, propone que el comienzo de la deformación ocurrió en el Carbonífero y la culminación hacia el Pérmico tardío o Triásico temprano.

Si bien Japas (1987, 1988a, 1988b, 1989) afirma que el plegamiento habría afectado el conjunto sedimentario paleozoico en un solo episodio, algunas evidencias litofaciales y estructurales, permiten postular para las Sierras Australes dos fases de deformación, avalada por la efectiva existencia de una discordancia angular entre las sucesiones de las Formaciones Lolén y Sauce Grande (véase también Caminos y Azcuy 1996). La primera fase sería de movimientos de deformación en el Carbonífero inferior (Turner 1975; Ramos 1984; Caminos y Azcuy 1996), que provocaron el apretado plegamiento y la elevación de las sucesiones cuarcíticas de los Grupos Curamalal y Ventana, con la formación de un relieve irregular que habría sufrido procesos de denudación previos al comienzo de la glaciación en África del Sur, y la producción de detritos que comenzaron a ser depositados en la Cuenca Sauce Grande recién formada. La segunda fase sería de movimientos posteriores a la depositación y litificación de las sucesiones neopaleozoicas del Grupo Pillahuincó, cuya sedimentación habría terminado en el pre-Tatariense superior (Rapalini y Vilas 1996). Estos movimientos, asignados a la fase Huárpica (Ramos 1984), determinaron un plegamiento más suave en estas sucesiones. Según Massabie y Rossello (1980, 1984), el carácter zigzagante de la traza del contacto entre las Formaciones

Lolén y Sauce Grande, se adapta al estilo de plegamiento de las sucesiones devónicas, que sería previo a la depositación de las sedimentitas de la Formación Sauce Grande.

Cabe señalar que los movimientos de deformación han sido relacionados con la aproximación de la placa Patagónica al Continente Gondwánico (Ramos 1984, 1986, 1988; von Gosen *et al.* 1990). Sin embargo, otros autores sugieren que el plegamiento fue causado por movimientos transpresivos entre Patagonia y Gondwana como resultado de la reactivación de una falla profunda (Sellés Martínez 1989; Cobbold *et al.* 1991; von Gosen *et al.* 1991).

Análisis petrofacial

Como ya fuera señalado por varios autores (Riggi 1935; Harrington 1947, 1970; Andreis 1965, 1984a y b; Cortelezzi y Kilmurray 1969; Coates 1969; Suero 1972; Amos y López Gamundi 1981a y b; Massabie y Rossello 1984; Andreis *et al.* 1987, 1989), en todos los depósitos psefíticos, se advierte un neto predominio de los fragmentos subangulosos a subredondeados de cuarcitas y de areniscas, con tonalidades blanquecinas, verdosas o moradas (Cuadro 1). Otros componentes minoritarios comprenden otras rocas sedimentarias, entre las cuales se incluyen lajas de arcilitas verdosas o negras macizas (Cuadro 1), calizas finas grises, ftanitas rosadas y las meta-arenitas cuarzo-feldespáticas y micáceas de la Formación Lolén (ver Massabie y Rossello 1984), así como de rocas plutónicas (granitos, monzonitas, granodioritas, tonalitas), volcánicas (riodacitas, riolitas), filonianas (aplitas y probables lamprófiro y diabasas albitizadas) y metamórficas (esquistos micáceos y migmatitas) (Cuadro 1). Clastos de cuarzo de vena suelen aparecer en proporciones variadas (Cuadro 1). La proporción de fragmentos de cuarcitas aumenta hacia la Magasecuencia superior de la sucesión (Riggi 1935; Andreis 1965). Según Andreis (1965), las cuarcitas verdes serían areniscas plagioclásicas (con abundante oligoclasa y menores proporciones de ortoclasa y microclino), mientras que las blanquecinas serían cuarcitas feldespáticas sobre la base de la riqueza en feldespatos alcalinos (ortoclasa, microclino) que alcanza al 24%. Las variedades en tonos purpúreos corresponden a cuarcitas cuarzosas con variable pigmentación hematítica (comunes en la Magasecuencia superior).

La arenisca perteneciente a la Formación Piedra Azul presenta una relativa disminución en los feldespatos potásicos (ortoclasa, microclino) y en los litoclastos volcánicos, pero se reconoce un aumento en la frecuencia de plagioclasas y litoclastos metamórficos.

En general, las sedimentitas epiclásicas de las unidades del Grupo Pillahuincó exhiben metamorfismo regional de bajo grado y se ubican mayormente en el campo de la anquizona (Buggisch 1986, 1987; von

Cuadro 1: Frecuencias de los parámetros primarios para las areniscas de SG.

a) Composición de las diamictitas

	Megasec. inferior	Megasec. media	Megasec. superior
Cuarcitas	42	37	50
Pelitas	16	25	18
Plutonitas	26	25	27
Vulcanitas	5	--	--
Cuarzo vena	11	13	5

b) Composición de las sedimentitas

1) Formación Sauce Grande

	Qm	Qp	Or	Micr	Plg	Lm	Lv
2912	61	5	6	6	9	4	9
2910	77	2	9	3	7	1	1
205	62	6	5	11	8	5	3
206	58	9	8	9	12	2	2
211	51	4	5	13	19	5	3
212	56	7	14	7	13	2	1
221	79	4	7	1	7	1	1

2) Formación Piedra Azul

	59	3	4	3	20	9	2
--	----	---	---	---	----	---	---

c)

1) Frecuencias de los parámetros primarios para las areniscas de la Formación Sauce Grande

No.	Q FL	Qm FLt	QmPK	QpLv Lm
2912	66 21 13	61 2118	7411 15	282250
2910	63 34 3	56 3410	6214 24	701020
205	79 19 2	77 194	807 13	502525
206	68 24 8	62 2414	729 19	432136
211	67 29 4	58 2913	6714 19	701515
212	55 34 3	51 3712	5821 21	332047
221	83 15 2	79 156	847 9	661717
15 *	62 25 13	---- --	-- ----	-- ----
20 *	85 8 7	---- --	-- ----	-- ----

* Las muestras 15 y 20 corresponden a las descripciones de Crotti (1942).

2) Frecuencia de los parámetros primarios para las areniscas de la Formación Piedra Azul

	6227 11	59 2714	69 23 8	221464
--	---------	---------	---------	--------

Gosen *et al.* 1991), aunque con una disminución gradual a la diagénesis media hacia el extremo SE de las sierras (Andreis *et al.* 1989; Andreis y Archangelsky 1996)(véase figura 3), incluyendo también el área interserrana (Andreis *et al.* 1990). En las secuencias neopaleozoicas la illita es el mineral dominante, con clorita, montmorillonita e interestratificados subordinados (Iñiguez Rodríguez 1969; Iñiguez Rodríguez y Andreis 1971). La neoformación de epidoto es muy común en las Formaciones Bonete y Tunas (motas blanquecinas a verde pálidas), pero es rara en las areniscas de la Formación Sauce Grande (véase también,

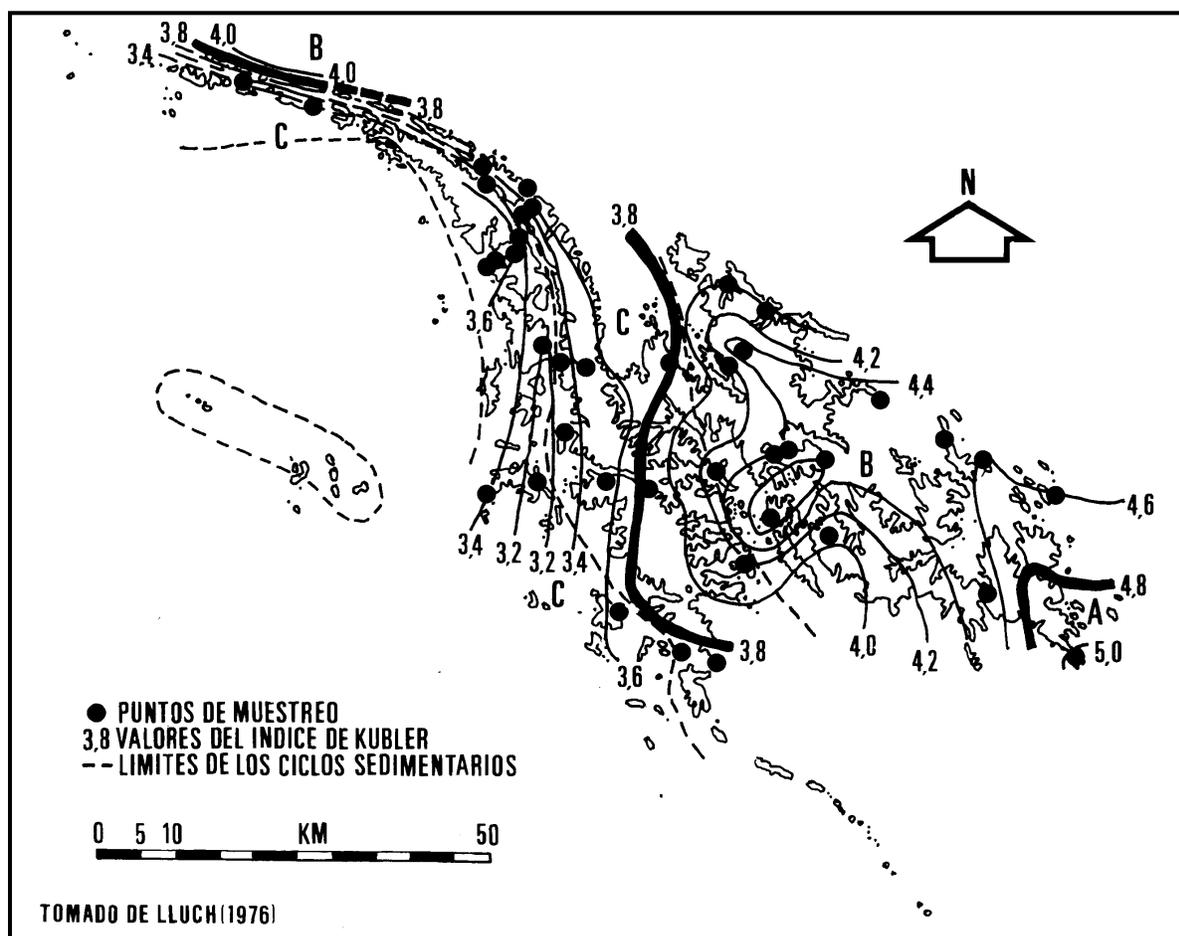


Figura 3: Mapa de las Sierras Australes mostrando las zonas de diagénesis (A), anquimetamorfismo (B) y metamorfismo de bajo grado (C), tomado de Lluch (1976).

Harrington 1947) y falta en las sucesiones de la Formación Piedra Azul.

Según Andreis (1965) y Andreis y Cladera (1992a), las areniscas con buena selección, equivalentes a la facies Sma, exhiben frecuentes contactos entre granos, de los tipo plano, cóncavo-convexo y, más escasos, suturales (Fig. 4a). Por otro lado, los clastos también muestran una discreta reorientación debido a la deformación tectónica, ya que son comunes las flexuras de los feldspatos y las micas, de granos quebrados y soldados y la notable extinción ondulante de los granos de cuarzo monocristalino a través del corte delgado. En el caso de las areniscas de tipo waque (facies Smw), son frecuentes los granos flotantes en una matriz fina recristalizada y orientada, aunque no faltan los contactos tangenciales o planos (Figs. 4b y 5). En general, los bordes clásticos aparecen corroídos por la matriz, que puede alcanzar al 22% de las waques.

Con todo, la matriz de las waques y, en particular, de las diamictitas ha recibido poca atención y sólo se cuentan con las referencias de Crotti (1942), Andreis (1965), Cortelezzi y Kilmurray (1969), Massabie y Rossello (1984) y Andreis y Cladera (1992a). En las

diamictitas [véase tipos Dmm2, Dms, Dms(r) y Dmg], la matriz aparece como un agregado de aspecto wáquico con textura blastoclástica flotante y sombras de presión en los clastos, y un material aglutinante recristalizado en agregados finos micáceos orientados (microesquistosidad, Fig. 5). Tanto en las waques como en las matrices de las diamictitas se incluyen abundantes granos subangulosos de cuarzo monocristalino con 1 a 4 mm de diámetro (55 a 85%), moderada proporción de feldspatos (8 a 37%) y escasos litoclastos (1-13%) de rocas metamórficas, sedimentarias y volcánicas, entre las que se incluyen tobas vítreas silicificadas. Las rocas analizadas presentan composición modal de Q70 F25 L5 (Andreis y Cladera 1992a) y Qm63 F26 Lt11, esta última semejante a la calculada por Johnson (1991) de Qm54 F35 Lt11 para las areniscas de la Formación Dwyka. Fueron definidas como subarcosas (57%) y arcosas (43%) por Andreis y Cladera (1992a y b), pero si consideramos la clasificación de Folk *et al.* (1970) tendríamos subfeldsarenitas (33%), feldsarenitas (45%) y feldsarenitas líticas (22%) (Fig. 6). En general, los detritos incluidos en las diferentes rocas reconocidas en la sucesión en estudio derivaron de la desagregación

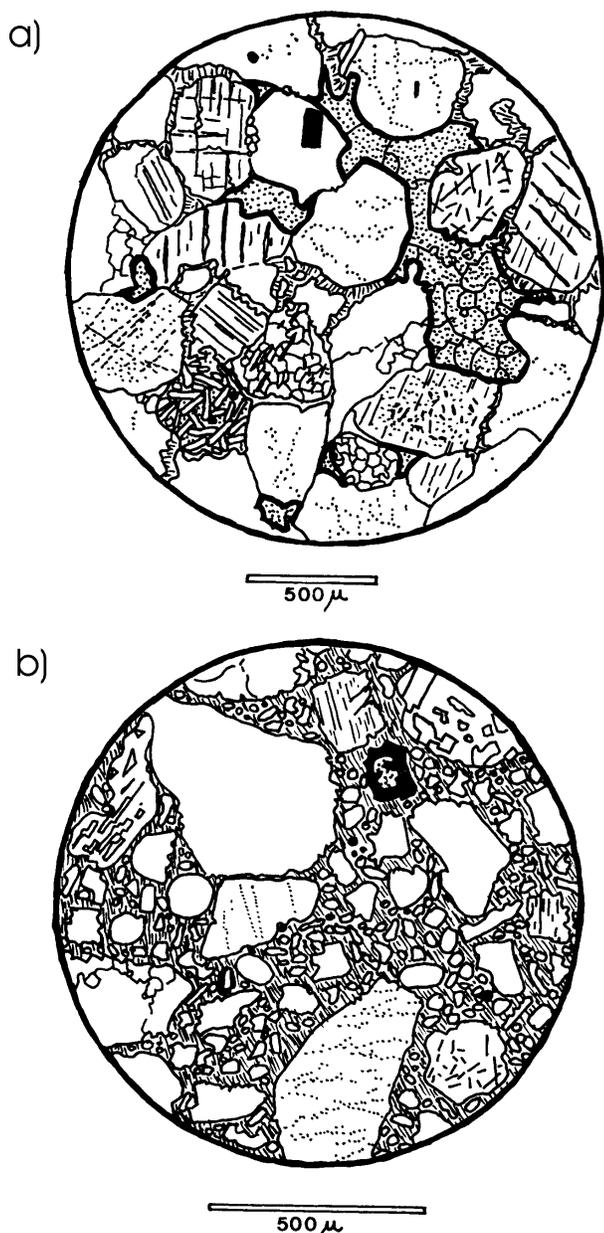


Figura 4: a, Areniscas (Sma), b, Wacke (Smw). Dibujo microscópico.

de rocas sedimentarias, metasedimentarias, plutónicas, filonianas y vulcanitas (Andreis 1984; Andreis *et al.* 1989; Andreis y Cladera 1992a). En los diagramas ternarios QtFL y QmFLt (Dickinson *et al.* 1983) y QFL (Valloni 1985), se demuestra que la mayoría de los materiales derivaron de la erosión de un basamento cratónico estable o acrecionado (Figs. 7a y b, 8b). Asimismo, los moderados valores de P/K y P/F identificados en las areniscas y waques, corroboran un aporte “granítico” a la cuenca en forma directa (cf. López Gamundi 1996), tal vez derivado del escudo continental que constituye el sustrato pre-Karoo (De Villiers y Wardaugh 1962; Theron 1975) (Fig. 8a).

En relación con la procedencia de los materiales,

puede ser admitida una procedencia dominante desde los centros de dispersión de los glaciares en África austral localizados en las cuencas de Kalahari y Karoo. En ese sentido, las fracciones arenosas de la Formación Sauce Grande muestran grandes semejanzas con las incluidas en los depósitos glaciares del Grupo Dwyka, que también se caracterizan por contener una alta proporción de cuarzo derivada de la erosión de las sedimentitas de la Formación Witteberg (Carbonífero inferior) y el predominio de los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas (Johnson 1991; véase también López Gamundi 1996). Asimismo, esta procedencia estaría confirmada por la presencia de clastos de cuarcitas y, en particular, de las cuarcitas púrpura que aparecen solamente en algunas diamictitas y conglomerados en el tercer megaciclo (Andreis y Cladera 1992a). La posibilidad de aportes de materiales desde el área de las Sierras Pampeanas “del oeste” (Harrington 1970) y de Tandilia (López Gamundi 1996), quedaría relativizada por la orientación general de las paleocorrientes hacia el norte (véase paleocorrientes). Deben ser mencionados también los aportes “locales” ubicados en las diamictitas basales de la unidad, representados por clastos y bloques de wackes cuarzosas provenientes del sustrato formado por las sucesiones detríticas de la Formación Lolén (Massabie y Rossello 1980).

Facies sedimentarias

Generalidades

A pesar de la heterogeneidad litológica, la Formación Sauce Grande fue dividida en dos (Coates 1969) o tres secciones (Harrington 1947, 1970; Andreis 1965). Aun-

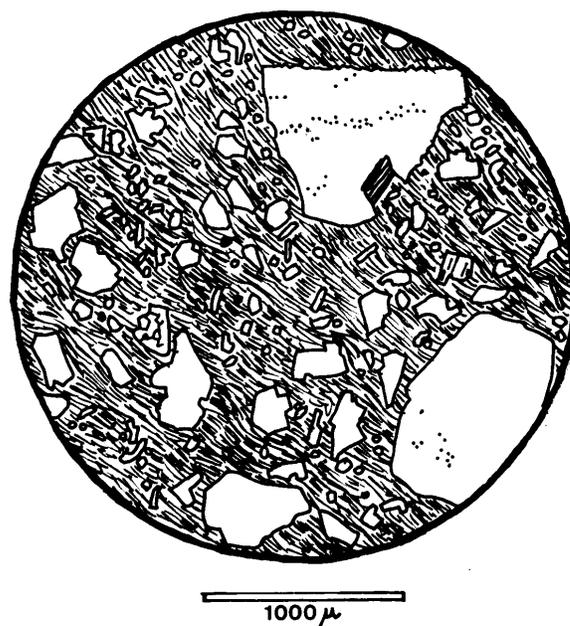


Figura 5: Matriz de diamictita (Dmm2). Dibujo microscópico.

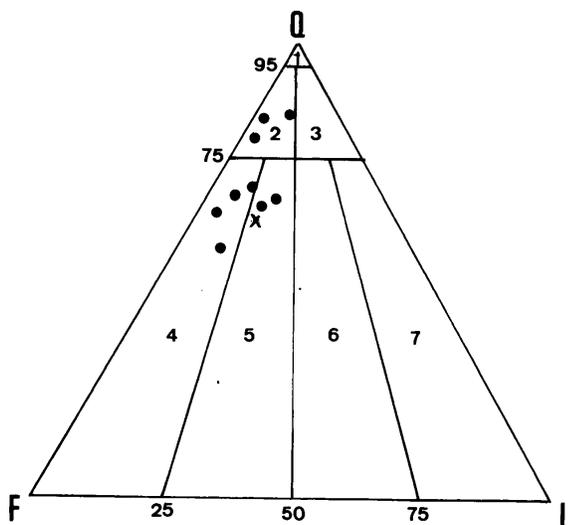


Figura 6: Diagrama triangular de composición (Folk *et al.* 1970). 1. Arenita cuarzosa; 2. Subfeldsarenita; 3. Sublitarenita; 4. Feldsarenita; 5. Litic feldsarenita; 6. Litarenita feldespática; 7. Litarenita

que las diversas litofacies parecen no tener gran persistencia lateral y se distribuyen estratigráficamente sin seguir un esquema definido, es posible reconocer una posible bipartición, mayormente debida a la elevada participación de diamictitas en la parte inferior y de areniscas y pelitas en la parte superior de las sucesiones en los dos perfiles (Figs. 2a y b).

Como ocurre en otras unidades del Grupo Pillahuincó (Andreis *et al.* 1979, 1987; Andreis y Japas 1996), las tonalidades verdosas (50%), negro-azuladas (12%) y amarillentas (6%) son frecuentes en la Formación Sauce Grande, a las que se agregan escasas castañas (6%) y gris oscuro (2%). En general, los tonos verdosos aparecen restringidos a las diamictitas, mientras que en los conglomerados y, particularmente en las areniscas, las tonalidades verdosas, grises y amarillentas son frecuentes, aunque con escasa participación de tonos castaños. Las pelitas exhiben tonos verdosos, azulados y escasos amarillentos.

Tal como fuera señalado por Harrington (1947), Coates (1969), Andreis (1965, 1984), Andreis *et al.* (1987, 1989) y Andreis y Japas (1996), en la Formación Sauce Grande predominan las sedimentitas psefíticas (64%). Las diamictitas son comunes en ambos perfiles, en tanto que las demás litofacies (conglomerados, areniscas y pelitas) aumentan su participación en el perfil Norte (Cuadro 2).

Descripción de las facies sedimentarias

A) facies psefíticas

Según se advierte en el cuadro 2, las facies psefíticas están representadas por variados tipos de diamictitas [(Dmm1, Dmm2, Dmg, Dms, Dms(r)], asociadas con una

discreta participación de conglomerados clasto-soprotados (Dcm, Dcg).

Si bien existen características texturales y de estratificación que permiten la diferenciación de las diversas diamictitas y los conglomerados, hay algunas propiedades que son comunes a estas psefíticas. Nos referimos a la presencia de clastos facetados y estriados y la composición mineralógica de los fenoclastos. Los clastos estriados y facetados fueron mencionados por diversos autores (Keidel 1916; Du Toit 1927; Riggi 1935; Harrington 1947; Suero 1957; Andreis 1965), aunque no son muy comunes (véase Coates 1969). Fueron hallados también en guijarros y bloques de cuarcitas y de granitos (véase también Amos y López Gamundi 1981a

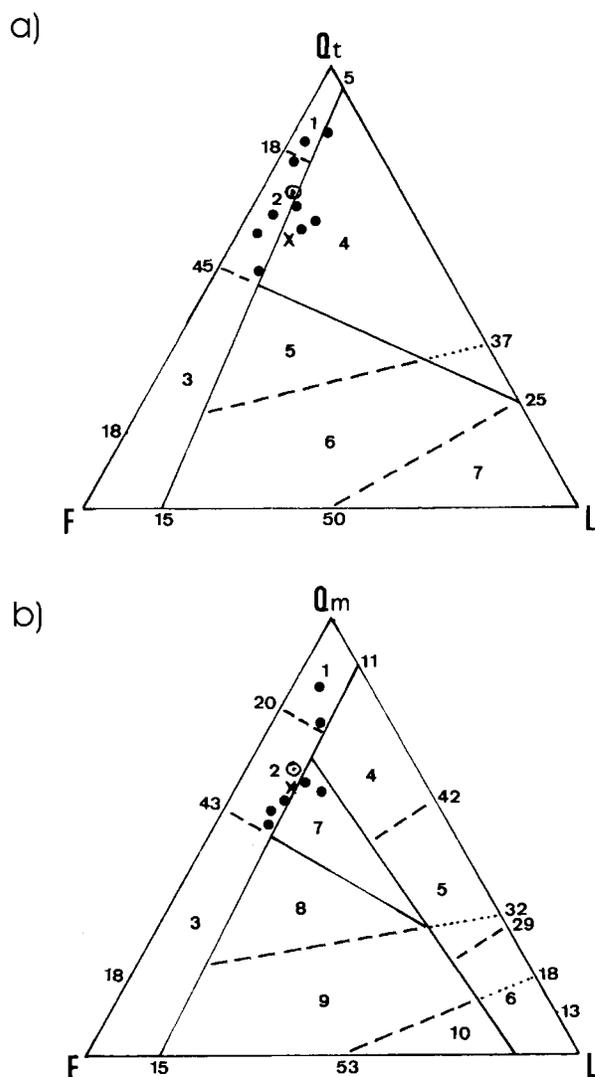


Figura 7: a, Diagrama QtFL (Dickinson *et al.* 1983). 1. Cratón interior; 2. Continental transicional; 3. Elevación del basamento; 4. Orógeno reciclado; 5. Arco disectado; 6. Arco transicional; 7. Arco no disectado. b, Diagrama QmFLt (Dickinson *et al.* 1983). 1. Cratón inferior; 2. Continental transicional; 3. Elevación del basamento; 4. Orógeno cuarzoso reciclado; 5. Orógeno transicional reciclado; 6. Orógeno lítico reciclado; 7. Mezcla; 8. Arco disectado; 9. Arco transicional; 10. Arco no disectado.

Cuadro 2: Tipos y frecuencias de las litofacies.

Facies	Dmm1	Dmm2	Dmg	Dms	Dms(r)	Dem	Deg	Sma	Smw	Sh	Sr	Sp	Fm	Fl	Fd
P. Norte	18	34	-	2	11	1	2	10	13	4		..	1	2	-
P. Sur	19	44	5	2	9	1	x	7	9	2	x	1---			

P. Norte. Diamictitas (65%), conglomerados (3%), areniscas (27%), pelitas (5%)
P. Sur. Diamictitas (79%), conglomerados (1,5%), areniscas (19,5%)

y b) y se distribuyen en toda la unidad, apareciendo a veces concentrados en los niveles de diamictitas del tipo Dmm2 y Dms(r), aunque son muy raros en los conglomerados. La mayoría de las estrías son del tipo paralelo y debidas a procesos de desgaste glaciar y/o de deslizamiento intraestratal, probablemente producido durante la deformación de las sedimentitas. Sin embargo, concordamos con Winterer (1964) que las estrías subparalelas hasta cruzadas son de evidente génesis glaciar.

Con todo, desde el punto de vista textural, en las diamictitas son abundantes los clastos angulosos, subangulosos a subredondeados, mientras que en los conglomerados son más comunes los clastos subredondeados a redondeados. Sin embargo, un aumento en la frecuencia de clastos subredondeados y redondeados fue registrado en algunas diamictitas y conglomerados en el megaciclo superior del perfil Norte, en particular, correspondiente a fragmentos de cuarcitas y cuarzo de vena.

Los clastos contenidos en las psefitas exhiben en general un fuerte alineamiento paralelo al clivaje debido a la deformación tectónica (Amos y López Gamundi 1981a y b). Mediciones de orientación de clastos fueron realizadas por varios autores (Du Toit 1927; Harrington 1947; Andreis 1965; Amos y López Gamundi 1981a y b), pero en todos los casos fue muy difícil la distinción entre la fábrica sedimentaria original y la fábrica producida por la reorientación de los clastos.

A.1. Diamictitas

A.1.1. Facies Dmm: Fueron identificadas dos variedades de la facies Dmm, definidas por el tipo de matriz que contienen, denominadas Dmm1 con matriz pelítica, y Dmm2 con matriz arenosa wáquica. Ambas variedades son macizas, contienen variable proporción de fenoclastos y/o bloques dispersos y corresponden al tipo desorganizado definido por Walker y Mutti (1973).

La variedad Dmm1 (Fig. 9) se caracteriza por presentar una matriz limosa y de composición clorita-sericita, en la cual aparecen escasos granos arenosos gruesos dispersos de cuarzo monocristalino transparente, así como de guijas y guijarros (diámetro máximo 5 cm), y

ocasionales guijones de cuarcitas de hasta 20 cm o bloques de 60 cm de diámetro. En general, en los estratos, los clastos mayores muestran una débil distribución gradada normal, son subangulosos a subredondeados y su frecuencia varía del 10 al 30% de la roca. Las capas son tabulares y con espesores variables entre 1 y 54 m (perfil Sur) y de 1-37 m (perfil Norte). Los valores medios exhiben sin embargo valores de espesor medio diferentes, de 8 m (perfil Norte) a 15 m (perfil Sur). Su participación es semejante en ambos perfiles (Cuadro 2, Figs. 2a y b).

En las diamictitas del tipo Dmm2, la matriz está formada por abundantes granos de cuarzo monocristalino transparente con tamaños variables entre arenosos muy gruesos y sábulos (diámetros entre 1 y 4 mm), unidos por un agregado fino de clorita-sericita (matriz wáquica). Los clastos mayores extraformacionales se distribuyen con cierta gradación normal o dispersos en la matriz, constituyendo del 10 al 40% de las rocas. Son subangulosos a subredondeados o raramente redondeados (cuarzo) y sus tamaños varían entre 1 y 20 cm, aunque raramente pueden alcanzar los 80 cm de diámetro (Amos y López Gamundi 1978; Andreis 1984). También en esta facies localizadas en la parte basal de la sucesión en el perfil Sur, aparecen incluidos guijarros y bloques angulosos de las sedimentitas arenosas devonianas que alcanzan a poco más de 1m³ (Massabie y Rossello 1980, 1984) y cúmulos de fenoclastos (Andreis 1984). Solamente en unos pocos estratos se han encontrado bloques de otras diamictitas dispersas en la matriz. Son muy escasos los fragmentos angulosos de tamaño centimétrico, de intraclastos pelíticos.

Los estratos son también tabulares con contactos planos definidos o transicionales y su potencia es semejante en ambos perfiles, con 4 a 76 m en el perfil Sur, y 5 a 80 m en el perfil Norte, incluyendo sucesiones amalgamadas con espesores decamétricos. Con todo, los valores de espesor medio son mayores en el perfil Norte (24 m) que en el perfil Sur (18 m). La participación de sucesiones amalgamadas es algo mayor en el perfil Sur, con 44%, que en el perfil Norte (34%). Junto con la facies Dmm1, forman entre el 52% y 63% de las facies reconocidas (Cuadro 2), y son las diamictitas más comunes en ambos perfiles con 80% entre las facies diamictíticas.

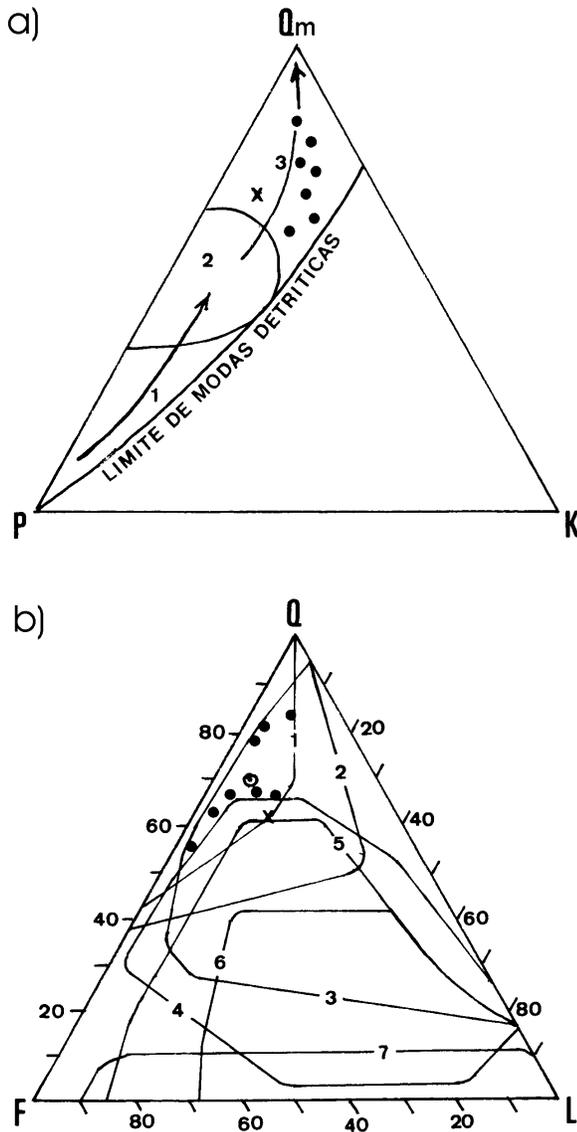


Figura 8: a, Diagrama QmPK (Dickinson *et al.* 1983). 1. Aumento de la razón de fuentes plutónicas para volcánicas en procedencia de arcos magmáticos; 2. Circunpacific volcanic-plutonic procedencias; 3. Aumento de la madurez y estabilidad de la procedencia de bloques continentales. b, Diagrama QFL con procedencias de primer orden (Valloni 1985). 1. Basamento cratónico; 2. Basamento acrecionado; 3. Antepais fallado y plegado; 4. Elevación relacionado con uniones de placas; 5. Arcos continentales; 6. Arcos oceánicos; 7. Archipiélago.

A.1.2. Facies Dmg: Se trata de diamictitas macizas similares a las Dmm, pero que exhiben una confusa variación vertical en el tamaño medio de los fenoclastos o en la relación clastos/matriz desde la base al techo. En general, en las partes basales y medias de estas diamictitas, la matriz de las diamictitas contiene abundantes granos de cuarzo transparente muy gruesos a sabulíticos (1-3 mm) dispersos en un agregado fino de clorita-sericita, en la que aparecen dispersos guijarros y guijas (de 5 a 20 cm de diámetro) formando hasta el 50% de la diamictita. Hacia el tope la diamictita va perdiendo gradualmente granos de cuarzo y feno-

clastos y la matriz se va haciendo progresivamente más pelítica. Aparece solamente en el perfil Sur como dos estratos de 22 y 24 m de espesor (Fig. 9, Cuadro 2).

A.1.3. Facies Dms: Aparecen con igual frecuencia en los dos perfiles (Cuadro 2). Forman estratos con espesores entre 7 y 12 m, con valores medios de 9 m en el perfil Norte y pudiendo alcanzar a 22 m en el perfil Sur. Presentan estratificación tabular mal definida, maciza o con gradación normal poco definida, con espesores variables entre 0,5-1m (mínimo) y 2-4 m (máximo). Pueden contener hasta 30% de guijas hasta guijarros (máximo 10 cm) y algunos bloques de cuarcitas (máximo 50 cm).

A.1.4. Facies Dms(r): Se trata de diamictitas con evidencias de resedimentación que pueden aparecer subordinadas al conjunto de las variedades Dmm1 y Dmm2 (Cuadro 2, Fig. 2a). Fueron reconocidas tres variedades: a) Diamictita similar al tipo Dms, con potencia de 10 m y 40% de clastos, mostrando deformación sinsedimentaria confinada a lo largo del contacto basal y, particularmente, en los repliegues alrededor de bloques de cuarcitas con diámetros entre 0,20 y 0,70 metros. Aparece en el perfil Sur; b) Diamictita con lentes irregulares de limolitas con espesores centimétricos y largo decimétrico (*silt stringers*) y clastos "flotantes" en una matriz wáquica y, a veces, asociados a estratos con deformación incipiente. Su potencia no sobrepasa los 3 metros; c) Variedad más abundante, constituida por diamictitas texturalmente semejantes a las diamictitas Dmm2, que incluyen guijas y raros guijarros o guijones (máximo 20 cm) subangulosos hasta redondeados, abundantes lajas de arcilitas negras o verdosas (a veces deformadas), agregados de clastos y bloques, y lentes centimétricos alineados o deformados de areniscas finas o medias macizas o gradadas (ya mencionadas por Crowell 1957). Asociados a esta facies fueron registradas excavaciones alargadas de ancho centimétrico. La potencia de los estratos varía entre 4 y 20 m (media 11

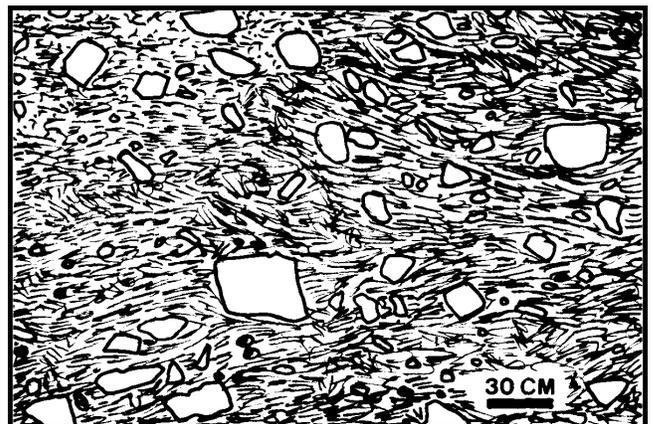


Figura 9: Formación Sauce Grande. Diamictita Dmm1 con matriz limosa.

m) en el perfil Norte y de 9 a 42 m (media 16 m) en el perfil Sur. La geometría de los estratos es lenticular extendida (hasta 300 m de ancho) y los contactos son planos u ondulados (no erosivos), aunque pueden aparecer deformados con señales de carga y parcial fluidización en todos los tipos reconocidos.

A.2. Facies conglomerádicas

Facies Dcm y Dcg: Representadas por variedades ricas en clastos de tamaño gránulo (sabulitas) hasta conglomerados medios, constituidos de guijas y guijarros (tamaño máximo 5 cm), aunque, ocasionalmente pueden incluir guijones de hasta 15 cm de diámetro máximo.

Fueron registradas variedades clasto-soportadas con escasa matriz arenosa gruesa o matriz-soportadas con matriz areno-limosa, con frecuencia máxima del 15%. En algunos casos, la matriz parece haber sido introducida (epimatriz). Muestran aspecto macizo (Dcm) o con discreta gradación normal (Dcg), y en algunos casos, pueden mostrar una incipiente imbricación del tipo A(p)A(i). La geometría de los cuerpos conglomerádicos es elongada y de sección lenticular no muy extendida (máximo 60 m), con espesores de pocos centímetros (sabulitas) hasta los 3 metros. El contacto basal puede ser ondulado sin señales de erosión, o aparecer irregular o cóncavo, debido a procesos erosivos. Rara vez exhiben marcas subestratales (calcos de flujo) mal preservados (véase también Amos y López Gamundi 1981a y b) o calcos de surco (perfil Norte), cuyas dimensiones alcanzan 2 m de ancho, 10 cm de profundidad y con estrías preservadas. En general, los fenoclastos son más redondeados y ecuanes que en las diamictitas, predominando los fragmentos de cuarcitas y areniscas (Andreis 1965) e incluyendo intraclastos de arcilitas/limolitas verdosos o negros. En algunos estratos en el perfil Sur, se incorporan abundantes fragmentos de cuarcitas moradas.

B) facies arenosas

B.1. Facies de areniscas macizas (Sma): Constituidas por areniscas finas hasta gruesas, bien seleccionadas, con ocasionales sábulos de cuarzo y feldespato, y guijas hasta guijones redondeados de cuarzo (máximo 0,10 m). Forman cuerpos lenticulares extendidos por varias centenas de metros hasta kilómetros (véase también Amos y López Gamundi 1981a y b), con espesores desde centimétricos hasta métricos. Por superposición de capas puede alcanzar espesores de 13 m (perfil Sur) a 20 m (perfil Norte). Fueron encontradas escasas capas con débil gradación normal. La frecuencia de estas areniscas se muestra en el cuadro 2.

B.2. Facies de waques macizas (Smw): Incluye waques finas hasta gruesas (éstas son menos frecuen-

tes), con abundantes granos arenosos y sábulos de cuarzo y feldespato dispersos en un agregado fino de clorita-sericita. Pueden incluir intraclastos dispersos de arcilitas verdes, grises o negras. Raramente muestran laminación poco definida y pequeños calcos de surco en la base. Probablemente correspondan a las grauvacas descritas por Coates (1969). Ocurren como estratos tabulares o lenticulares extendidos (más de 500 m), con espesores individuales de 2 a 5 m y sucesiones multiepisódicas con más de 70 m de espesor y con contactos planos transicionales. Como en el caso de la facies Sma, también la facies Smw son más frecuentes en el perfil Norte (Cuadro 2).

B.3. Facies de areniscas laminadas (Sh): Constituida por areniscas con selección moderada, de grano fino hasta medio (menos frecuentes) y con laminación poco definida. En algunas secciones esta laminación aparece deformada conformando laminación convoluta en capas de hasta 1,50 m de espesor. Aparecen con frecuencias semejantes en los dos perfiles (Cuadro 2), como capas de hasta 1 m de espesor, pero pueden formar sucesiones multiepisódicas de hasta 14 m de espesor en el perfil Norte constituidas por capas tabulares con espesores cercanos a los 0,20 centímetros.

B.4. Facies de areniscas con óndulas (Sr): Comprende areniscas finas y medias, con óndulas de cresta recta con ocasionales anastomosis y sección asimétrica o simétrica. En el perfil Sur, asociadas a capas Sh aparecen óndulas asimétricas, algunas de las cuales tienen sus crestas truncadas.

B.5. Facies de areniscas con estructuras cruzadas (Sp): Esta facies, restringida al perfil Sur, está formada por cuerpos elongados de areniscas medias con sección lenticular extendida (máximo de 200 m), contactos planos u ondulados y espesores variables entre 0,60 y 1,50 metros. La estructura cruzada corresponde a los tipos planar y planar tangencial en la base.

C. Facies pelíticas

Aparecen solamente en el perfil Norte (Cuadro 1) y en ninguna de las facies reconocidas fueron detectadas señales de bioturbación o de restos de vegetales.

C.1. Facies de pelitas macizas (Fm): Aparecen en estratos tabulares o lenticulares, con contactos planos nítidos, de arcilitas o limolitas macizas con espesores entre 0,5 y 5 metros.

C.2. Facies de pelitas laminadas (Fl): Se presenta en estratos lenticulares muy extendidos con contactos planos nítidos o transicionales, con laminación desde poco definida a bien definida, con espesores entre 5 y 11 metros.

C.3. Facies de pelitas con cadilitos (Fld): Aparece como sucesiones multiepisódicas de hasta 15 m de espesor, formadas por capas delgadas con 0,02 a 0,10 m de espesor, con laminación definida e incluyendo cadilitos de tamaño arena, sábulos y hasta guijas dispersas en los planos de laminación.

Ciclicidad

En general, las sucesiones de la Formación Sauce Grande exhiben ciclicidad en escala métrica producida por la intercalación de conglomerados y areniscas entre las diamictitas, y ciclicidad a escala decamétrica que exhiben las intercalaciones de los distintos tipos de diamictitas. Estos aspectos pueden ser reconocidos en los afloramientos y se muestran en los perfiles estratigráficos (Figs. 2a y b). Con todo, existe alguna dificultad para distinguir la ciclicidad que presentan, independientemente, las diamictitas y las intercalaciones de conglomerados y/o areniscas/waques. Esto, dejando de lado las sucesiones acíclicas, formadas por la superposición o amalgamación de facies iguales.

Es por esta razón que se han usado las cadenas markovianas de primer orden que ofrecen una metodología estadísticamente coherente y de interesantes posibilidades interpretativas (véase Bossi *et al.* 1983). Los conceptos fundamentales de su aplicación en estratigrafía fueron difundidos en varios trabajos por Krumbein y Dacey (1969), Selley (1970), Miall (1985), Bossi *et al.* (1983) y Dott Jr. (1988). Cabe señalar que un proceso de características markovianas es aquel cuya probabilidad de recurrencia en un lapso determinado es inferible a partir de la naturaleza del estrato anterior, de modo que el muestreo es entre estratos en sentido ascendente, pero sin considerar el espesor de los estratos. En general, la ciclicidad real puede obedecer a dos tendencias principales: determinísticas y las probabilísticas (también conocidas como aleatorias o estocásticas). En las primeras, el ambiente de sedimentación y la mecánica de transporte determinan una sucesión ideal de eventos acumulativos que se repiten cíclicamente, en tanto que las segundas representan factores ambientales fluctuantes y que, al no poseer siempre la misma intensidad, pueden introducir variaciones imprevistas en la sucesión ideal acumulada. La interacción de estas influencias puede modificar el ciclo ideal enmascarando gran parte de los aspectos visibles de la ciclicidad que la sucesión real presenta. Además, a los efectos probabilísticos deben sumarse aquéllos que se relacionan con el potencial de preservación o de fosilización (Goldring 1965; Allen 1967), de gran importancia en la interpretación paleoambiental de una sucesión de facies (Bossi *et al.* 1983; Reading y Levell 1996), ya que los elementos preservados no corresponden a la totalidad de los elementos acumulados. La preservación depende de los niveles de energía, de la persistencia de los ambientes y de la velocidad de subsidencia de la

cuenca. En este sentido, una parte de los depósitos acumulados pudo haber sido retrabajada o eliminada por erosión, antes de ser cubiertos por otros sedimentos (Reading y Levell 1996). También fue analizado el índice de concentración (Bossi *et al.* 1983) identificado como el cociente entre las transiciones multiepisódicas y la totalidad de las capas de una litología particular, que permite visualizar e interpretar ciertos aspectos básicos en la ciclicidad relacionados a la repetición o apilamiento de algunas facies (Cuadro 2).

En los perfiles estudiados fueron considerados 15 estados positivos [Dmm1, Dmm2, Dmg, Dms, Dms(r), Dcm, Dcg, Sma, Smw, Sh, Sp, Sr, Fm, Fl, Fd] y dos negativos, representados por Y (diastemas) y Z (pulsos). Cabe aclarar que las diastemas representan un aumento de energía, mientras que los pulsos indican una relativamente brusca disminución de energía, representada por un salto en la textura de los depósitos. En el perfil Sur fueron consideradas 200 transiciones, mientras que en el perfil Norte fueron identificadas sólo 136 transiciones.

Los diagramas de ciclicidad ideal (Fig. 10a y b) confirman aspectos ya observados en los afloramientos, o sea la sistemática aparición de dos grandes concentraciones de facies: a) las diamictitas y b) los conglomerados, areniscas y waques, juntos o aislados, generalmente separados entre sí por un salto textural (Z). La facies diamictítica de tipo Dmm2 presenta frecuentes transiciones entre estratos de igual naturaleza (Dmm2-Dmm2), aunque no faltan transiciones semejantes entre las facies Dmm1 y Dms(r). Las transiciones más comunes son las representadas por los ciclos Dmm1-Dmm2-Dms(r), Dms(r)-Dmm1-Dmm2 y las repeticiones Dmm1-Dmm2-Dmm1 en los perfiles norte y sur, respectivamente. La otra gran concentración, que corresponde a las facies conglomerádicas (Dcm, Dcg) y arenosas (Sma, Smw, Sh, Sr, Sp), exhibe varios ciclos menores que comienzan sobre el salto textural (Z). Entre las facies arenosas son comunes los ciclos Sma-Smw, Sma-Sh, Sh-Sr y Sh-Sp (Fig. 10a y b). En general, los conglomerados forman ciclos del tipo Y-Dmc-Z o Y-Dcg-Z, intercalados entre las facies arenosas. Las escasas facies pelíticas del perfil Norte no forman ciclos definidos, pues apenas aparecen asociadas a las facies diamictíticas Dmm2, Dms y Dms(r) o la facies Sma. Estas intercalaciones pelíticas son aquí consideradas como episodios de inundación (véase interpretación paleoambiental).

Sin embargo, una lectura más cuidadosa de los perfiles indica la probable existencia de dos grandes megaciclos separados por un delgado megaciclo que, como se verá más adelante, representa un evento de some-rización (Fig. 11). Este ciclo junto con el contacto con la Formación Piedra Azul, servirían de elementos de correlación entre los perfiles, siendo considerados como glaciohorizontes (cf. Chumakov 1981). Esta división, basada en las frecuencias litofaciales, el espesor de los estratos y la ciclicidad ideal, permite registrar con mayor precisión la evolución de los procesos

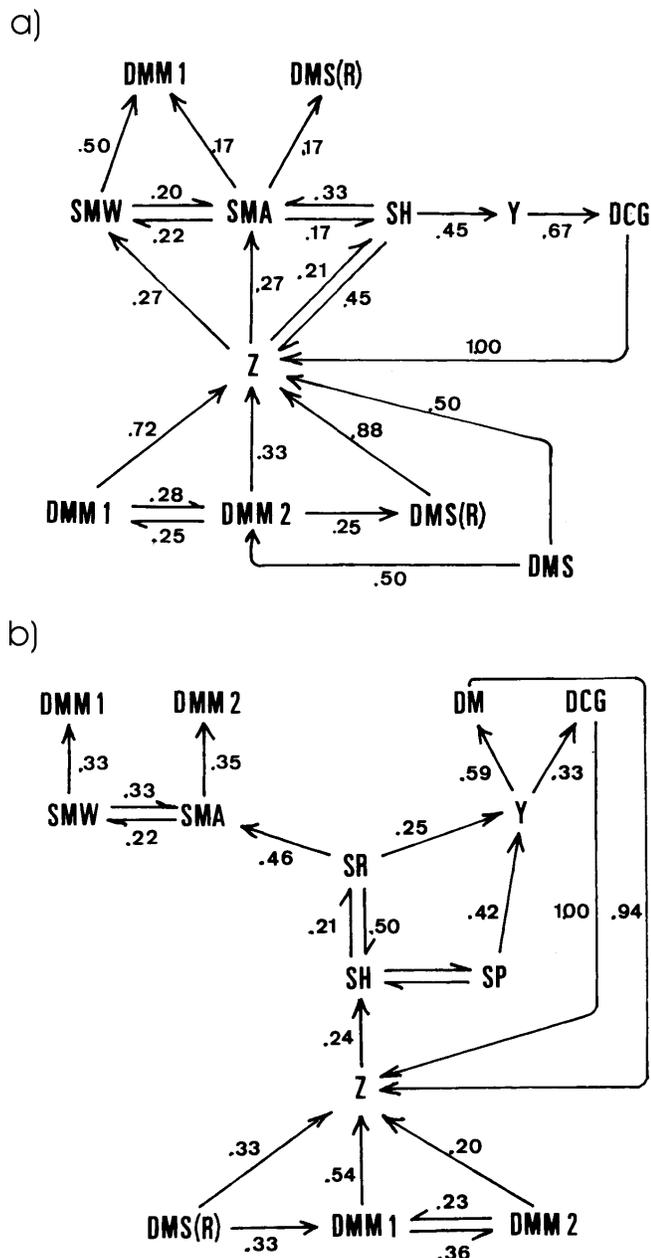


Figura 10: a, Ciclicidad general en el perfil Norte. b, Ciclicidad general en el Perfil Sur.

deposicionales en la cuenca Sauce Grande. El *megaciclo inferior*, con espesores entre 421 m (perfil Norte) y 703 m (perfil Sur), permite visualizar las características del sustrato paleorrelieve devónico con notable exondación hacia el SE (Fig. 11). Está constituido con las abundantes diamictitas Dmm2, asociadas con las variedades Dmm1 y Dms(r), y la escasa participación de Dms y Dmg, configurando el 80 o 90% de las secciones. A estas diamictitas se asocian areniscas (Sma, Smw, Sh) y los escasos conglomerados (Dcm) (Cuadro 3). Fueron reconocidos ciclos bien definidos Dms(r)-Dmm1-Dmm2 (perfil Sur) o Dmm1-Dmm2-Dms(r) (perfil Norte), ya mencionados en el cálculo de

la ciclicidad ideal de la totalidad de las sucesiones, pero no faltan ciclos menores, Dmm1-Dmm1 o Dms(r)-Dmm1 (Fig. 12a y b). Separadas por el salto textural (Z), en el perfil Norte aparecen ciclos Smw-Sma o Sma-Smw, mientras que en el perfil Sur, se presentan ciclos menores formados con las areniscas Sma, Sh-Smw y Sh, en este caso vinculadas también con los conglomerados (Dcm) por intermedio de una superficie de erosión (Y).

El *megaciclo medio*, con espesores entre 35 m (perfil Norte) y 47 m (perfil Sur), exhibe notables variaciones litofaciales ejemplificados por la desaparición de las diamictitas y la participación exclusiva de areniscas (Sh, Sr, Sp, Smw) y de conglomerados (Dcm, Dcg) (Cuadro 3 y Fig. 13a y b). Los ciclos ideales son aquí más simples y formados por los ciclos Y-Dcg-Z-Sh-Y (perfil Norte, Fig. 13a) o Y-Dcg-Z-Sp-Sh-Y (perfil Sur, Fig. 13b), siendo que en este último fueron registrados ciclos menores Sh-Sp, Sh-Sr-Sh, Sh-Sma-Sh. Cabe recordar que en el perfil Sur, las óndulas fueron producidas por oleaje o por corrientes, y existen escasas con crestas asimétricas truncadas. Asimismo, asociados con los conglomerados (Dcg), en el perfil Norte aparecen calcos de surco.

Sobre el ciclo anterior sigue el *megaciclo superior* (Fig. 14a y b) con espesores entre 352 m (perfil Norte) y 354 m (perfil Sur). Aquí se advierte una disminución en la participación de las diamictitas que comprenden entre el 55% (perfil Norte) y el 70% (perfil Sur), donde la variedad dominante continúa siendo el par Dmm1-Dmm2, aunque con un aumento en la participación de las facies Dmm1 y Dms(r) (Cuadro 3). La disminución en la participación de las diamictitas es sustituida por un aumento en la frecuencia de areniscas (Sma, Smw, Sh, Sp, Sr) y la aparición de intercalaciones de pelitas en el perfil Norte (Cuadro 3).

En el perfil Sur (Fig. 14b), continúa habiendo una doble distribución de facies, ya que por un lado las diamictitas aparecen formando ciclos Dms(r)-Dmm1-

Cuadro 3: Índice de concentración de las facies.

Perfil	D1=	D2=	Dms(r)=	Sma=3	Smw=	Sh=7
Norte	5%	8%	3%	0%	47%	%

Perfil	D1=	D2=	Sma=	Smw=	Sh=
Sur	3%	10%	50%	25%	12%

Cuadro 4: Frecuencia de repeticiones litofaciales.

A) Perfil Sur

Dmm1	Dmm2	Sma	Smw	Sh
8%	18%	56%	---	18%

B) Perfil Norte

Dmm1	Dmm2	Sma	Smw	Sh
24%	2%	40%	24%	10%

Dmm2, con la común alternancia entre las dos últimas variedades. No obstante, las diamictitas son sucedidas por un salto textural (Z), aunque en algunos casos (Dms(r) y Dmm2) a través de un pequeño ciclo Y-Dcm-Z. Sobre Z siguen Sma y Smw (y sus intercalaciones) y Sr forma discretos ciclos con Sma. Ya en el perfil Norte (Fig. 14a), las diamictitas Dmm1, Dmm2 y Dms(r) no constituyen ciclos, pero son sucedidas por el salto textural (Z). Además, se advierte una mayor frecuencia de cadilitos de tamaño guijarro hasta bloque (Figs. 2a y b). Sobre Z continúan Sma y Smw, pero sin mostrar interrelaciones, aunque Sma compone ciclos ideales con Sh. Las pelitas forman ciclos menores con las diamictitas (Z-Fm-Dms(r); Z-Fm-Dmm2) o con los conglomerados (Z-Fm-Y-Dmc).

Cuadro 5: Frecuencia de litofacies por megaciclo en cada perfil.

A) Megaciclo Inferior

Facies	Perfil Norte		Perfil Sur	
	Espesor	Frecuencia	Espesor	Frecuencia
Dmm1	99,5 m	23%	100,0 m	14%
Dmm2	222,0 m	51%	418,0 m	59%
Dms	----	----	22,0 m	3%
Dms(r)	28,0 m	6%	62,0 m	9%
Dmg	----	----	24,0 m	3%
Dcm			7,0 m	1%
Sma	6,0 m	1%	16,0 m	2%
Smw	83,5 m	19%	49,0 m	7%
Sh	----	----	6,5 m	1%
Sr	----	----	0,5 m	X%

B) Megaciclo Medio

Dcm	3,0 m	9%	----	----
Dcg	17,0 m	49%	4,0 m	9%
Sma	----	----	12,0 m	28%
Smw	2,0 m	6%	----	----
Sh	12,5 m	36%	19,0 m	44%
Sp	----	----	5,0 m	12%
Sr	----	----	3,0 m	7%

C) Megaciclo Superior

Dmm1	51,0 m	15%	105,0 m	29%
Dmm2	52,0 m	15%	107,0 m	29%
Dms	19,0 m	5%	----	----
Dms (r)	70,0 m	20%	20,0 m	6%
Dmg	----	----	20,0 m	6%
Dcm	----	----	7,0 m	2%
Sma	86,0 m	24%	48,0 m	14%
Smw	21,0 m	6%	46,0 m	13%
Sh	14,0 m	4%	----	----
Sr	----	----	1,0 m	X%
Fm	8,0 m	2%	----	----
Fl	16,0 m	5%	----	----
Fd	15,0 m	4%	----	----

Observación: Las simbologías pueden ser consultadas en la descripción de las litofacies.

Paleocorrientes

Los indicadores de paleocorrientes son muy raros en la sucesión analizada y esta situación dificulta hallar un modelo satisfactorio de distribución de las corrientes. Fueron analizadas las escasas óndulas, estructuras cruzadas y marcas subestratales. En general, las crestas de las óndulas simétricas tienen rumbo NO-SE, ENE-OSO, ESE-ONO o, raramente, NE-SO (véase también Coates 1969; Amos y López Gamundi 1981a y b), en tanto que las óndulas asimétricas indican paleocorrientes orientadas hacia el N y NE. Las estructuras entrecruzadas halladas en el perfil Sur, exhiben una dispersión de los azimutes entre NO (340°) y NE (30°), o sea con una resultante dirigida hacia el Norte, que sería próxima a la orientación NE propuesta por Coates (1969). Ya las marcas subestratales (calcos de surco y de flujo) muestran sentido de transporte hacia el O-NO (véase también Amos y López Gamundi 1981a y b), mientras que los ejes de canales tienen orientación EO y NE-SO (Coates 1969; Amos y López Gamundi 1981a y b). La débil imbricación de tipo a(p)a(i) muestra que los ejes de los clastos tienen orientación NE-SO, pero indicando paleocorrientes con sentido al NE. Coates (1969) también muestra paleocorrientes hacia el E.

El diseño polimodal de las paleocorrientes parece revelar la entrada de sedimentos desde partes diferentes de la margen de la cuenca, aunque no se descarta la posible influencia de la morfología del fondo marino, con la presencia de algún relieve irregular generado por los procesos orogénicos en la margen occidental de la cuenca (cf. Pickering y Hiscott 1985) o, eventualmente, un fallamiento sindeposicional (cf. Okada y Tandon 1984). Con todo, las paleocorrientes dominantes hacia el N-NO se encuadran mejor con la posición de los continentes y el sentido de avance de los glaciares para el Neopaleozoico de la Cuenca de Karoo (Benton 1993).

Parte 2: Interpretación paleoambiental–paleogeografía. Evolución de la Cuenca Sauce Grande

Interpretación paleoambiental

En general, las facies Dmm1 y Dmm2 son los miembros más conspicuos en las sucesiones analizadas. Corresponden a flujos de detritos cohesivos generados en pendientes fuertes (Lowe 1982), lo que explicaría la ausencia de selección y la baja proporción de contactos entre clastos (máximo 15%). La discreta gradación de los componentes gruesos reconocida en algunas diamictitas del tipo Dmm2, indicaría flujos diluidos, con incipiente turbulencia y mayor movilidad (cf. López Gamundi 1994). La facies Dmm1 podría significar flujos gravitatorios distales aunque con suficiente cohesión (cf. López Gamundi 1994) y reflejar la incor-

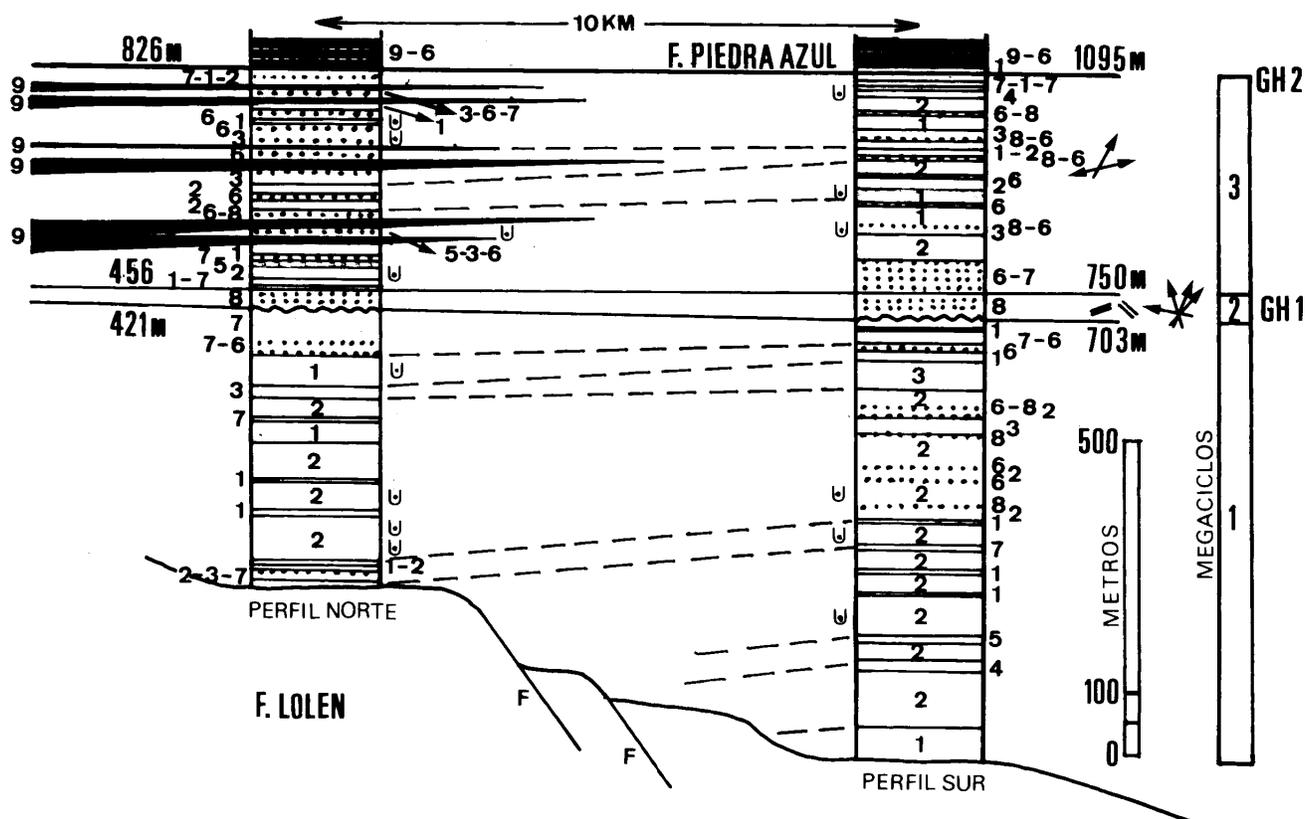


Figura 11: Panel incluyendo los dos perfiles estratigráficos y sus correlaciones. Referencias: 1. Dmm1; 2. Dmm2; 3. Dms(r); 4. Dmg; 5. Dms; 6. Sma; 7. Smw; 8. Gm, Sp, Sh o Sr; 9. Pelitas. Paleocorrientes (flechas); posición de las óndulas (líneas paralelas); bloques caídos (formas en U); GH 1 y 2: glaciohorizontes.

poración de materiales pelíticos al flujo durante la depositación simultánea de los materiales gruesos o la invasión de gravas en fondos blandos de pelitas produciendo mezcla y remobilización (Nemec *et al.* 1984). La posibilidad de que algunos depósitos de Dmm1 o Dmm2, en especial en el megaciclo superior de las sucesiones, donde los estratos exhiben menor espesor, no se descarta que puedan ser considerados como diamictitas del tipo *rain out*. Al igual que en estos depósitos, las facies Dmm1 y Dmm2 tienen características semejantes, como ser espesores decamétricos y aspecto macizo o pobremente estratificado, pero en aquel caso los materiales derivaron del derretimiento progresivo de *icebergs* (Miller 1996). Con todo, la ausencia de algún tipo de fauna, hace muy difícil la distinción entre un depósito *rain out* o resedimentado.

Considerando la geometría tabular (o lenticular extendida en algunos casos) de los estratos, las bases planas y los espesores decamétricos (incluyendo la amalgamación), se admite que los flujos de detritos Dmm1, Dmm2 y Dms(r), en especial aquellos incluidos en el megaciclo inferior, se produjeron por deslizamientos de masas semi-consolidadas o fluidas (Dott 1963; López Gamundi 1994) en situación proximal (Crowell 1957; Nemec *et al.* 1980). La introducción de grandes volúmenes de detritos glaciares a la cuenca (megaciclo infe-

rior) podría ser explicado por sucesivos períodos de avance del hielo que habría empujado los materiales a una plataforma proximal. Dado ese carácter proximal de los depósitos y el pobre desarrollo de la ciclicidad, es posible sugerir un constante apilamiento de estos depósitos diamictíticos. Con todo, la reiteración de ciclos de diamictitas gruesas y finas [Dmm2-Dmg, Dmm2-Dmm1, Dmm2-Dms(r)-Dmm1] o de diamictitas y wackes, areniscas o conglomerados [Dmm2-Sma o Smw, Dmm2-Dcm-Sh, Dmm1-Sma, Dms(r)-Smw], con espesores variables, podría estar vinculada con períodos de avance y retroceso de glaciares en tierra firme (Andreis 1984). La aparición aislada de bloques con hasta 80 cm de diámetros en algunas diamictitas (Figs. 2a y b), es interpretada como cadilitos, producidos por el deslizamiento de guijones y bloques por la superficie depositacional o por caída desde los *icebergs* en derretimiento. En el caso específico de los bloques de areniscas de la Formación Lolén, ellos habrían sido arrancados del sustrato irregular e incorporados a los depósitos diamictíticos debido a la turbulencia de los flujos, para formar acumulaciones dispersas en las irregularidades del relieve (*scree-like deposits*) en la base de las sucesiones.

En el caso de la facies Dms, representa unidades compuestas macizas, con la estratificación interna indi-

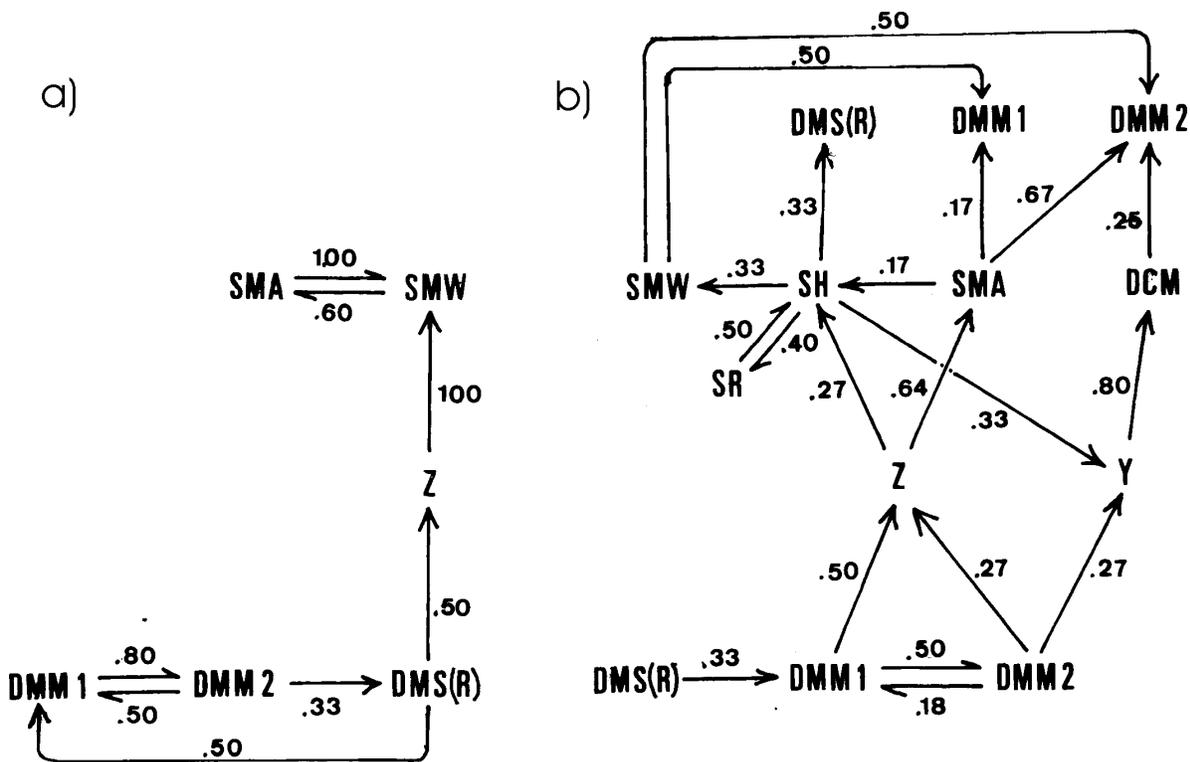


Figura 12: a, Ciclicidad en el Megaciclo inferior (Perfil Norte). b, Ciclicidad en el Megaciclo inferior (Perfil Sur).

cando pulsos de flujos de detritos separados dentro de un único evento de flujo (Walker 1975). La estratificación resultaría de la mezcla incompleta de arena, gravas y pelitas durante el flujo descendente, que podría ser distal (Frakes y Crowell 1969). Ya el tipo Dmg puede representar flujos de detritos desarrollados en pendientes menores que para los tipos Dmm y probablemente marquen posibles cambios en la concentración de los sedimentos (Postma 1984) y un aumento en la distancia recorrida por el flujo (Middleton 1966; Walker 1975).

En la facies Dms(r), la inclusión de cuerpos arenosos contorsionados y/o orientados, y de los frecuentes intraclastos y lajas de pelitas verdosas o negras en los flujos de detritos (Fig. 2), es interpretada como producida por el efecto de ruptura después de la depositación de areniscas o pelitas debido a movimientos pendiente abajo por deslizamiento (cf. Frakes y Crowell 1969; Crowell y Frakes 1972; Okada y Tandon 1984). Es posible suponer que este proceso también arrancó bloques de otras diamictitas que aparecen ocasionalmente en diamictitas del tipo Dms(r). Probablemente, la abundancia de intraclastos pelíticos sería generada por fluidización e inyección por efecto de carga o de impacto de la parte más densa del flujo, a veces algo turbulento. La deformación plástica de los cuerpos arenosos y aún de los intraclastos, sería el resultado del efecto de carga sobre sedimentos no consolidados saturados en agua (cf. Massari 1984; López Gamundi 1994). La forma lenticular de los estratos puede indicar procesos de erosión o deformación del sustrato, pero también el

relleno pasivo de formas acanaladas previas (*back filling*, López Gamundi 1994).

Las facies conglomerádicas Dcm y Dcg son interpretadas como flujos no cohesivos (Lowe 1982), constituidas por materiales residuales dejados atrás por flujos hiperconcentrados o como flujos de granos modificados en su densidad (Coates 1969; Middleton y Southard 1984; Lowe 1982; Surlyk 1984; Mutti y Normark 1987). Los más espesos exhiben gradación normal, mientras que los más delgados tienen un aspecto desorganizado (macizos) representado por una pobre estratificación tabular delgada. Los conglomerados gradados parecen sugerir una reducción localizada en las pendientes (cf. Walker 1975, 1978; Massari 1984), en tanto que los estratificados podrían sugerir flujos transicionales a flujos de granos (Hampton 1979; Clifton 1984) y representar barras planas superpuestas depositadas por agradación vertical de flujos sucesivos (Hein 1984). Aparentemente, sea con base erosiva o no, representan el relleno de discretos canales excavados en el sustrato (Mutti y Normark 1987) por flujos de detritos (Miall 1985). Ya la imbricación a(p)a(i) con inclinación de los clastos pendiente arriba, indica depositación directa a partir de un flujo gravitacional que mantiene los clastos suspendidos sobre la capa subyacente, aunque sin rodamiento (Davies y Walker 1974; Harms *et al.* 1975; Walker 1975; Hein 1984; Clifton 1984; Okada y Tandon 1984) y con alta concentración de materiales (Walker 1978). Las variaciones de tamaño reconocidas indican variaciones en la com-

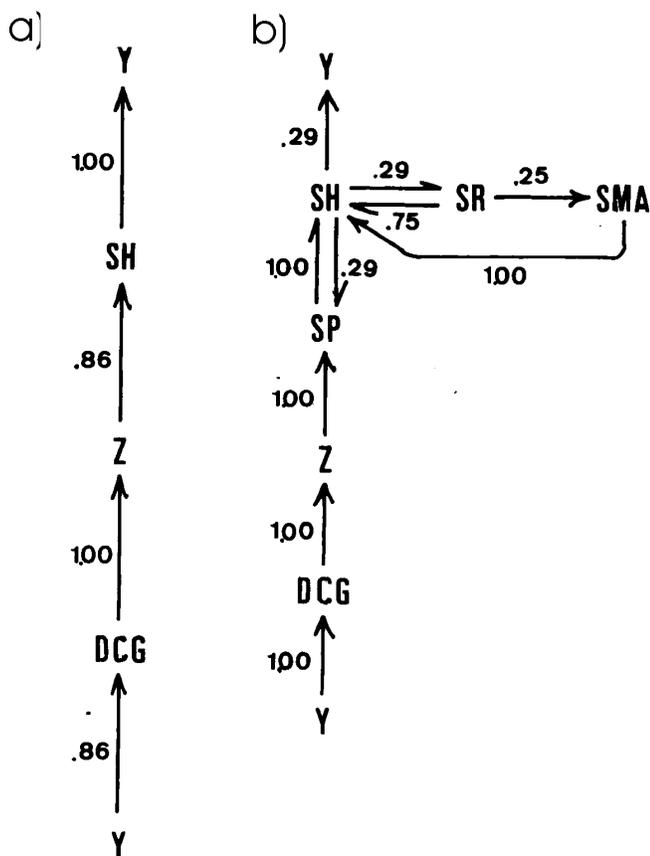


Figura 13: a, Ciclicidad en el Megaciclo medio (Perfil Norte). b, Ciclicidad en el Megaciclo medio (Perfil Sur).

petencia de los flujos (Middleton y Hampton 1976; Clifton 1984).

Los raros calcos de surco reconocidos en la base de algunas diamictitas del tipo Dms(r) o en los conglomerados (Dcm), habrían sido producidos por deslizamiento o rodamiento de bloques caídos desde los *icebergs* sobre un sustrato blando (cf. Cook *et al.* 1972; Miall 1985), pero no son descartados otros mecanismo como el deslizamiento de bloques causado por empuje debido a un brusco aporte de detritos localizado (Miall 1985) o el arrastre de trozos de hielo por corrientes de marea (Dionne 1969, 1971, 1988). Los escasos calcos de flujo que aparecen en la base de algunos conglomerados (Dcg) pueden también haber sido generados por cierta turbulencia en los flujos descendentes (cf. Enos 1977).

En el caso de los depósitos arenosos, las areniscas macizas (o con ocasional gradación poco definida) y bien seleccionadas, correspondientes a la facies Sma, habrían sido sedimentadas por procesos suspensivos densos y escasamente compactados o, eventualmente, por flujos de granos, en el caso de las capas macizas (Visser 1983). Ya las waques (facies Smw), macizas y heterogéneas, rara vez gradadas o laminadas, representan depósitos de flujos de detritos finos y densos (Schanmungan y Benedict 1978; López Gamundi

1994), tal vez transicionales a flujos licuefactos (Surlyk 1978). Fueron producidos por procesos locales de deslizamiento y resedimentación gravitatoria y muestran un alto potencial de preservación (cf. López Gamundi 1994). Además, la presencia ocasional de intraclastos pelíticos sugiere que estos flujos representarían situaciones genéticas próximas al estado de deslizamiento (cf. López Gamundi 1994). Las sucesiones múltiples de waques estratificadas (Cuadro 2), con más de 70 m de espesor, fueron generadas por reiterados eventos de flujos densos.

La laminación mal definida en la facies Sh, habría sido producida por flujos residuales de alta densidad (Lowe 1982; Porebski 1984) o tal vez inducida por la dilución de flujos gravosos (Hampton 1972). Los casos de laminación convoluta fueron generados por la entrada brusca de flujos de detritos (Dcm) sobre fondos arenosos no compactados. La intercalación de areniscas laminadas con óndulas generadas por oleaje o corrientes (Sr), sugieren acciones depositacionales en condiciones de poca profundidad (Kleinspehn *et al.* 1984), aunque en otros casos sería debida a procesos de dilución de un flujo residual (Visser 1983). Las areniscas con estructuras cruzadas planares (facies Sp) fueron formadas por acreción frontal como barras transversales o dunas de arena por flujos traccionales asociados a flujos traccionales diluidos con velocidades menguantes (Easterbrook 1982; Miller 1996).

Las facies pelíticas, sean macizas (Fm) o laminadas (Fl), fueron depositadas sobre las diamictitas en contacto brusco, por procesos de decantación desde materiales finos suspendidos en la masa acuosa o, quizás, por débiles corrientes de turbidez distales. La ausencia de bioturbaciones indica ambiente anaeróbico o, al menos, poco oxigenado y/o una alta tasa de sedimentación. Estas facies sugieren un ambiente de plataforma afuera de muy baja energía y/o con una alta tasa de sedimentación.

Evolución de la Cuenca Sauce Grande

El comienzo de los procesos depositacionales de Sauce Grande fue caracterizado por una rápida transgresión en el Carbonífero tardío? (Andreis y Japas 1996) que cubrió el relieve creado en las sucesiones de la Formación Lolén, bajo condiciones de moderada subsidencia reflejo de la depresión glacio-isostática producida en las cercanías de los centros de emisión de glaciares en África austral (Visser 1993). El espacio disponible para la acomodación de los sedimentos fue controlado mayormente por los procesos eustáticos y de subsidencia (cf. Jervy 1988; Van Wagoner *et al.* 1990) y resulta evidente que el aporte de sedimentos no excedió ese espacio para acomodación, pues durante el megaciclo inferior la profundidad del mar se mantuvo somero con pocos cambios. Cabe consignar, finalmente, que los depósitos glaciarios muestran normalmente

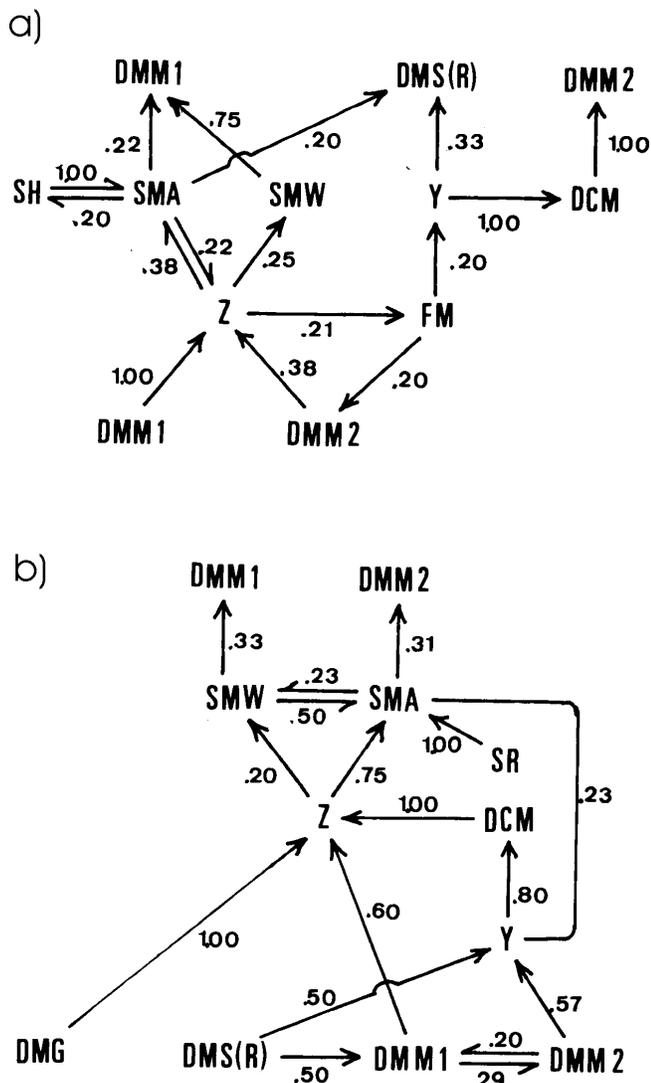


Figura 14: a, Ciclicidad en el Megaciclo superior (Perfil Norte). b, Ciclicidad en el Megaciclo superior (Perfil Sur).

espesores mayores que sus contrapartes terrestres y tienen alto tiempo de residencia o sea un potencial de preservación más alto (Eyles 1993).

Cabe señalar que los procesos de glaciación son considerados como los únicos mecanismos capaces de causar una relativamente rápida fluctuación en el nivel del mar superior a 1 cm/ 1000 años en tiempos cortos (Shanmugam y Moiola 1982). Con todo, fluctuaciones mayores del nivel mar pueden estar controladas por procesos de subsidencia del margen continental, ascenso glacio-eustático del mar y aún por compactación de los sedimentos, y pueden alcanzar a 10 m/ 1000 años (Shanmugam y Moiola 1988; Stow *et al.* 1985).

En general, los ciclos controlados por procesos glacio-eustáticos son de tercer orden con una duración de 0,5 a 3 millones de años (cf. Haq *et al.* 1988; Vail *et al.* 1977, 1991), aunque no faltan períodos más cortos del orden de 10.000 a 100.000 años (Hayes *et al.* 1976). Las tasa de deposición de los flujos de detritos

pueden alcanzar entre 600-1100 cm/ 1000 años, pero la tasa normal sería de 100-200 cm/ 1000 años (Stow 1992). En el caso de las pelitas, la tasa de sedimentación es de apenas 13 cm/ 1000 años para secciones localizadas en taludes continentales (Stanley y Maldonado 1981).

Según Harrington (1947, 1972), Frakes y Crowell (1969) y Andreis (1984), las espesas sucesiones glaci-marinas fueron depositadas en un ambiente nerítico proximal, probablemente en amplias plataformas someras. Sin embargo, la aparente ausencia de canales y de los efectos de excavación y remoción de sedimentos producidos por asentamiento de *icebergs*, sugiere profundidades del mar de alrededor de los 500 m (cf. Barnes y Lieu 1988; Miller 1996). Esta posibilidad indica que los procesos depositacionales para el megaciclo inferior, ocurrieron en áreas oceánicas abiertas, donde era posible la influencia de los *icebergs* a través de los clastos caídos (cadilitos) en la sedimentación glaci-marina y la probable generación de *rain out tills*. Tal vez estaríamos en presencia del proto-Atlántico (Visser 1983a y b) representado por la cuenca de Sowegon en África del Sur (Visser 1993a y b). Es probable que haya habido un talud continental desarrollado al NE en la costa sudafricana, pero es posible afirmar que condiciones de sedimentación en un fondo marino de media profundidad fueron dominantes.

Estas condiciones parecen haber prevalecido en las sucesiones correspondientes al megaciclo inferior, donde la relativa quietud de las aguas someras del mar condicionaron la agradación de depósitos diamictíticos macizos (principalmente facies Dmm1, Dmm2), generados por el abundante aporte de detritos glaciares heterogéneos y poco seleccionados a la cuenca, asociados a períodos de avance y retroceso de los glaciares en el continente de la Cuenca de Karoo y las fluctuaciones concomitantes en el nivel del mar (cf. Nemec *et al.* 1984). Con todo, la aparente ausencia de cañones alimentadores de abanicos submarinos, de canales, y de turbiditas finas, en contraposición a la abundancia y variedad de diamictitas y areniscas depositadas por flujos de detritos, indica que esos detritos habrían sido depositados en un *slope apron* o *debris apron*, con una fuente de aporte lineal (Stow *et al.* 1985) y localizado cerca de la base del talud continental sudafricano (cf. Mullins *et al.* 1984; Stow *et al.* 1985; Reading y Richards 1994) y alimentado por glaciares. Este *apron* habría tenido pendientes entre 2° y 7° hasta un máximo de 10° (Stow 1992), aunque la presencia de diamictitas con indicios de fluidización del tipo Dms(r), podría indicar pendientes algo mayores que alcanzaban a los 15° (Peck y Kaun 1948; Terzaghi 1956). Es posible que algunos de los conglomerados (Dcm) que aparecen en el perfil Sur puedan representar el relleno de suaves y discretas depresiones alargadas (*gullies*, Stow 1992) formando discretos autociclos Dcm-Sh. El volumen de diamictitas depositadas depende en gran parte del régi-

men termal de la base de los glaciares, que habría sido inicialmente de base fría (Eyles *et al.* 1983).

Aunque resulta difícil identificar en las sucesiones la intensidad y duración de los procesos de expansión y retracción de los glaciares en el continente sudafricano, la frecuente agradación de alo Ciclos Dmm2-Dmm1, Dmm2-Smw, Dmm2-Dmg, Dmm2-Dms y la más rara progradación de los depósitos (ciclos Dmm2-Dmm2 con variaciones crecientes en el tamaño de los clastos) indican un cortejo de sistema de mar bajo (*lowstand systems tract*). Además, Miller (1989) sugiere depositación dominante durante las épocas de progradación de los glaciares, cuando grandes volúmenes de sedimentos estaban disponibles y probablemente caracterizaron la depositación de diamictitas de los tipos Dmm2, Dms, Dms(r) y Dmg, mientras que las diamictitas con matriz pelítica (Dmm1) pueden indicar un discreto retroceso de los glaciares. La posibilidad de que la agradación de los depósitos pudiese haber tenido influencia de una actividad tectónica sindepositacional a lo largo de posibles fallas regionales en el borde de la cuenca, no ha sido comprobada, aunque existen evidencias de tal generación representadas por abundantes depósitos gruesos brechosos sindepositacionales y de facies deformadas de un típico *apron* asociado a escarpas de fallas (cf. Plint *et al.* 1992). Tal vez el único reflejo de tal actividad estaría condicionando la depositación de las diamictitas del tipo Dms(r).

En la parte alta del megaciclo inferior, bajo condiciones de mar bajo, se advierte una disminución en el aporte de sedimentos a la cuenca, ya que las diamictitas gruesas (Dmm2, Dms(r), Dms, Dmg) son sustituidas por depósitos de flujos de menor energía representados por las diamictitas Dmm1, con matriz pelítica, y las waques (Smw), sugiriendo un cortejo transgresivo (*transgressive systems tract*).

En el megaciclo medio se concentran las facies conglomerádicas (Dcm, Dcg) y arenosas con laminación (Sh), óndulas (Sr) y estructuras cruzadas (Sp), con una ciclicidad bien definida. Este conjunto parece significar una definida y rápida fase de avance glaciar asociada a una somerización isostática (cf. Eyles y Eyles 1992), de modo que el nivel del mar pudo haber bajado entre 40 y 150 m y el tope del *apron* haber sido retrabajado por olas y corrientes, creando una plataforma costa afuera casi emergente de mar bajo. En favor de esta interpretación se tienen las frecuentes óndulas simétricas de oleaje y la aparición de las escasas óndulas asimétricas con las crestas truncadas. Asimismo, la alta frecuencia de conglomerados canalizados formando ciclos Dcg-Sp-Sh (con laminación convoluta), Dcg-Sh, Dcg-Smw o Dcm-Sh, y de ciclos arenosos Sp-Sh, Sh-Sr y Sma-Sh, indican la existencia de flujos residuales diluidos, en algunos casos con clara influencia de condiciones de transporte traccionales y bruscos aportes de materiales pefíticos que provocaron deformaciones en arenas laminadas no compactadas (cf. Easterbrook 1982; Smith 1985). Es posible que el conjunto de estos

depósitos representen el retrabajamiento por las olas y corrientes litorales de sedimentos distales de un delta de *outwash* parcialmente deslizados al fondo del mar, aspecto que caracterizaría las sucesiones del perfil Norte. En relación con los calcos de surco es posible que hayan sido producidos por el deslizamiento hacia el mar de bloques de cuarcitas llevados por los flujos cuasi traccionales (cf. Miller 1996), pero también a la probable excavación producida por el movimiento de bloques de hielo por las corrientes (cf. Dionne 1969, 1971, 1988; Vorren *et al.* 1983; Barnes y Lieu 1988).

Con el megaciclo superior se produce un nuevo ascenso del mar probablemente debido al comienzo del retroceso de los glaciares en el área continental sudafricana, dando así inicio al proceso glacio-eustático representado por la transgresión tustubiana que se continúa con las sucesiones pérmicas predominantemente pelíticas de la Formación Piedra Azul (Lopez Gamundi 1989). Este ascenso post-glaciar del mar ha sido reconocido en otros sectores del continente de Gondwana (Dickins 1984; Veevers y Powell 1987; Visser 1987) y pudo haber variado entre 65 y 150 m (cf. Lambeck 1990; Reading y Levell 1996). La disminución del aporte de sedimentos (en tiempo y volumen) se hace evidente por la sistemática disminución en el espesor de las facies, una mayor frecuencia de facies Dmm1 (con matriz pelítica) y Smw, y la intercalación de depósitos pelíticos en el perfil Norte. Estos materiales se habrían depositado en áreas de plataforma de baja pendiente donde se han registrado los varios ciclos de aporte de detritos (avance de los glaciares) e inundación (retroceso de los glaciares) por ascenso eustático del nivel del mar (cf. Eyles y Eyles 1992; Shanmugam y Moiola 1988; Miller 1996). Aparentemente, por la naturaleza de estas sucesiones, habría comenzado un mejoramiento climático y la concomitante reducción del volumen de hielo continental y consiguiente rebote isostático. Las superficies de máxima inundación (cf. Galloway 1989) se ubican en la base de las pelitas, y separan las discretas fases transgresivas del sistema de cortejo de mar alto (*Highstand systems tract*). El aumento en la frecuencia de ciclos granodecrecientes (Dmm1-Sh-Sma, Dmm1-SmaDms(r)-Sma, entre otros), con espesores métricos a decamétricos, parece confirmar la disminución del gradiente depositacional (cf. Massari 1984).

Cabe consignar que las sucesiones glacialmarinas de la cuenca Kalahari (Visser 1983 a, 1991) se caracterizan por la presencia de flujos de detritos próximos al continente asociados a *melt-out tillites* y como en el caso de las sucesiones de la Formación Sauce Grande, las diamictitas ricas en clastos y matriz wáquica son más comunes en la megaciclo inferior [Dmm2, Dms(r), Dmg, Dms], mientras que en el megaciclo superior aumenta la participación de diamictitas pobres en clastos y matriz pelítica (Dmm1). También como en nuestras sucesiones, las diamictitas son sucedidas o aparecen intercalados delgados conglomerados clasto-soportados (cf. Visser 1983 a).

Dos glaciohorizontes (GH 1 y GH2) han sido definidos en las sucesiones de la Formación Sauce Grande (Fig. 11). Uno de ellos sería la sucesión del megaciclo medio, que caracteriza un evento de somerización debido al avance de los glaciares desde el continente sudafricano, avalado por las diferencias litofaciales con los megaciclos inferior y superior. El otro glaciohorizonte estará ubicado en el contacto entre las sucesiones de las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul, donde esta última unidad corresponde en su totalidad al cortejo transgresivo (*transgressive system tract*).

Conclusiones

Aspectos generales

La Formación Sauce Grande está constituida por una alta frecuencia de rocas psefíticas de naturaleza diamictítica y menores proporciones de conglomerados, areniscas y pelitas, reconocidas a través de la realización de dos perfiles estratigráficos. El perfil Norte, con 826 m de espesor, se extiende desde los campos de la estancia El Pantanoso Viejo hasta los pertenecientes a la estancia El Mirador, mientras que el perfil Sur, con 1095 m de espesor, abarca los sectores de la estancia La Querencia-estancia La Volanta y pasa por la ladera austral del cerro Pillanuincó, alcanzando las cercanías del puesto del Querejazu.

Edad de las sucesiones

La unidad en cuestión carece de fósiles con valor diagnóstico de edad, pero la existencia de restos fosilíferos en las Formaciones Piedra Azul y Bonete sobrepuestas, representados por la fauna de *Eurydesma* y la flora de *Glossopteris*, y de material palinológico en sucesiones equivalentes a la Formación Sauce Grande en la Cuenca del Colorado (Archangelsky 1996), permite inferir que a la Formación Sauce Grande puede ser asignada una edad carbonífera media a superior, pudiendo alcanzar el Pérmico temprano.

Geología estructural

Las sucesiones de la Formación Sauce Grande muestran evidencias de fuerte deformación en su tramo basal con aparición de clivaje, diaclasamiento, lineación de estiramiento y pliegues asimétricos con plano axial inclinado hacia el E. Estos elementos estructurales van perdiendo intensidad hacia el techo de la unidad y pueden ser reconocidos suaves pliegues asimétricos de tipo paralelo concéntrico, con planos axiales subverticales inclinados hacia el SO y SSO y ejes de rumbo NNO-SSE. No faltan sucesiones homoclinales formadas por diamictitas con espesores decamétricos.

Aunque corrientemente se considera que el plegamiento habría afectado el conjunto sedimentario paleozoico en un solo episodio, algunas evidencias litofaciales y estructurales permiten postular para las Sierras Australes dos fases de deformación, avalada por la efectiva existencia de una discordancia angular entre las sucesiones de las Formaciones Lolén (la más alta del Grupo Ventana, de edad eodevónica) y Sauce Grande. La primera fase es de deformación y ascenso en el Carbonífero inferior, que provocaron el apretado plegamiento y la elevación de las sucesiones cuarcíticas de los Grupos Curamalal y Ventana. La formación de un relieve irregular que habría sufrido procesos de denudación previos al comienzo de la glaciación, habría producido detritos que comenzaron a ser depositados en la Cuenca Sauce Grande recién formada. Los movimientos de la segunda fase fueron posteriores a la depositación y litificación de las sucesiones neopaleozoicas del Grupo Pillahuincó, cuya sedimentación habría terminado en el Tatariano superior. Estos movimientos, asignados a la fase Huárpica (Triásico temprano) determinaron un plegamiento más suave en estas sucesiones. Una situación semejante se tiene en África del Sur, donde los depósitos cuarcíticos de la Formación Witteberg (Carbonífero inferior, Cuenca Karoo) fueron parcialmente erosionados por el descenso global del mar en el Namuriano, por unos 30 Ma, atribuido al comienzo de la glaciación en los altos montañosos y al ascenso cortical del continente gondwánico en áreas adyacentes a la zona de subducción en el margen paleo-pacífico.

Composición mineralógica

En los depósitos psefíticos (diamictitas, conglomerados) se reconoce el predominio de fragmentos angulosos hasta redondeados de cuarcitas y areniscas sobre otros componentes minoritarios. Entre ellos se incluyen lascas de pelitas verdosas o negras, calizas, ftanita, raros clastos de tobas vítreas silicificadas, bloques de metaarenita cuarzo feldespáticas (provenientes del sustrato eodevónico), así como rocas plutónicas (granitos, monzonitas, granodioritas, tonalitas), volcánicas (riodacitas, riolitas), filonianas (aplitas, lamprófiros, diabasas), metamórficas (esquistos, migmatitas) y de cuarzo de vena. En las areniscas, wackes y matrices de diamictitas se reconoce la presencia de abundante cuarzo (55-83%), feldespatos (15-37%) y escasos fragmentos líticos (3%). Las rocas fueron definidas como subarcosas y arcosas con una composición modal de Q70 F25 L5. Los diagramas ternarios QFL y QmFLt (Dickinson *et al.*, 1983) y QFL (Valloni 1985) indican que los materiales clásticos derivaron de la erosión de un basamento cratónico estable o, tal vez, con indicios de acreción. Asimismo, los moderados valores de P/K y P/F también sugieren un aporte "granítico" a la cuenca (Fig. 8a).

En general, las sedimentitas epiclásticas que constituyen las unidades del Grupo Pillahuincó exhiben metamorfismo regional de bajo grado y se ubican en el campo de la anquizona, aunque con disminución gradual a la diagénesis media en el extremo SE de las sierras. La illita es el componente dominante, con clorita e interestratificados subordinados. La neoformación de epidoto, común en las Formaciones Bonete y Tunas, es muy escasa en la Formación Sauce Grande y falta en la Formación Piedra Azul.

Considerando la naturaleza de los componentes representados por una alta frecuencia de granos de cuarzo y de cuarcitas y areniscas (particularmente, la presencia de cuarcitas moradas solamente en el tercer megaciclo), y la orientación dominante de las paleocorrientes, es posible admitir que los materiales provenían desde los centros de dispersión de los glaciares en África del Sur (cuenca de Kalahari y Karoo). Con todo, también existían aportes locales representados por clastos y bloques de meta-arenitas de la Formación Lolén (Grupo Ventana) procedentes del substrato eodévónico y redepositados en las diamictitas basales.

Ciclicidad

Las sucesiones de la Formación Sauce Grande presentan ciclicidad definida, sea en escala métrica debida a la intercalación de conglomerados y areniscas entre las diamictitas, o en escala decamétrica producida por la intercalación de los diversos tipos de diamictitas. Fueron aplicadas las cadenas markovianas de primer orden para el cálculo de la ciclicidad ideal de las sucesiones en su conjunto con la caracterización de dos grandes concentraciones de facies: las diamictitas y los conglomerados y areniscas. Sin embargo, una lectura más cuidadosa ha permitido la identificación real de tres megaciclos con características distintivas. El megaciclo inferior con espesores entre 421 m (perfil Norte) y 703 m (perfil Sur) que contiene abundantes diamictitas (80 a 90%), a las cuales se asocian escasos conglomerados y areniscas. El megaciclo medio, con espesores entre 35 m (perfil Norte) y 47 m (perfil Sur), exhibe una llamativa concentración de facies conglomerádicas y arenosas, mientras que en el megaciclo superior, con espesores entre 352 m (perfil Norte) y 354 m (perfil Sur) se advierte una disminución en la participación de diamictitas (55 % en el perfil Norte y 70% en el perfil Sur), sustituida por el aumento en la participación de areniscas y la aparición de pelitas (11% en el perfil Norte).

Facies sedimentarias

Cada litofacies fue descripta utilizando el sistema de códigos propuesto por Eyles *et al.* (1983), que se adapta mejor a las características exhibidas en los aflora-

mientos. En las sucesiones de la Formación Sauce Grande las tonalidades verdosas (48%) y grises (43%) son dominantes, asociadas a otras amarillentas (6%), castañas (2%) y azuladas (1%). Se advierte una clara abundancia de depósitos diamictíticos generados por flujos de detritos cohesivos (Dmm1, Dmm2, Dms), a veces con gradación (Dmg) o con indicios de trabajamiento [(Dms(r))], que representan del 65% (perfil Norte) al 79% (perfil Sur) de las facies identificadas y que aparecen restringidas a los megaciclos inferior y superior. Las variedades Dmm1 (con matriz pelítica) y Dmm2 (con matriz wáquica) son las abundantes y constituyen el 80% entre las facies diamictíticas. Entre las psefitas deben ser incluidos conglomerados macizos (Dcm) o gradados (Dcg) generados por flujos no cohesivos residuales que se hallan intercalados entre las diamictitas en los megaciclos inferior y superior o se presentan concentrados en el megaciclo medio. Entre las facies arenosas se advierten areniscas macizas bien seleccionadas (Sma), wackes macizas (Smw) y areniscas con laminación (Sh), óndulas (Sr) o estructuras cruzadas planares (Sp), mientras que las pelitas están representadas por variedades macizas (Fm), laminadas (Fl) o con cadilitos (Fd). En general, las diamictitas muestran estratos tabulares o lenticulares extendidas por centenas de metros y con espesores métricos a decamétricos, pudiendo alcanzar por amalgamación espesores de hasta 80 metros. Por el contrario, los conglomerados se presentan canalizados con una geometría elongada con sección lenticular y espesores decimétricos hasta métricos (máximo 3 m). Las diferentes variedades de areniscas se hallan normalmente como estratos tabulares o lenticulares extendidos por centenas de metros hasta kilómetros, y con espesores decimétricos hasta métricos, aunque por amalgamación pueden alcanzar sucesiones de hasta 70 m espesor. Las rocas pelíticas también aparecen en estratos tabulares o lenticulares pero con espesores máximos de 11 metros. En ninguna de las facies identificadas fueron detectadas bioturbaciones o restos de vegetales.

Paleocorrientes

Los indicadores de paleocorrientes son muy raros en las sucesiones estudiadas, pero el análisis de la orientación de los canales, la imbricación de los clastos, de las óndulas, estructuras cruzadas y marcas subestratales, ha permitido identificar ciertas tendencias. Así, se ha reconocido una sistemática orientación de las paleocorrientes hacia el N-NO o N-NE en las estructuras cruzadas, las óndulas asimétricas, la disposición espacial de los canales y la imbricación de los clastos, mientras que las óndulas simétricas muestran una orientación NO-SE, ENE-OSO, ESE-ONO y, más raramente, NE-SO de sus crestas. Solamente, las marcas subestratales (calcos de surco y de flujo) exhiben paleocorrientes hacia el Oeste.

Paleogeografía y relleno de la Cuenca Sauce Grande

Las variaciones en el espesor de la Formación Sauce Grande reconocidas en los perfiles norte y sur, indican la existencia en la Cuenca Sauce Grande de un paleo-relieve con notable pendiente hacia el SE (Andreis 1984), probablemente generado en el Carbonífero inferior. El comienzo de los procesos depositacionales en esta cuenca fue caracterizado por una rápida transgresión marina en el Carbonífero tardío, bajo condiciones de moderada subsidencia asociados a la depresión glacio-eustática producida en las cercanías de los centros de emisión de glaciares en África austral. La aparente ausencia de cañones alimentadores de abanicos submarinos o de canales y de los efectos de excavación y remoción de sedimentos producidos por el asentamiento de *icebergs*, sugiere profundidades del mar de 500 m o un poco más profundos, de modo que los sedimentos del megaciclo inferior fueron depositados en áreas oceánicas abiertas con la posible influencia directa de los *icebergs* en la sedimentación glacial y la agradación de los depósitos diamictíticos por empuje de los glaciares. Unido a estos hechos, la abundancia de diamictitas y areniscas depositadas por flujos de detritos sugiere que los detritos habrían sido sedimentados en una *slope apron* o *debris apron* somero localizado en el talud proximal. En este *apron*, la frecuente agradación y más rara progradación de alo Ciclos no permite una clara distinción de los procesos de expansión y retracción de los glaciares en el continente sudafricano, pero se advierte una retracción de los mismos hacia el término superior del megaciclo inferior. En el megaciclo medio, la concentración de facies conglomerádicas (Dcm, Dcg) y arenosas (Sh, Sr, Sp), con una ciclicidad definida, indica un rápido descenso del nivel del mar, entre 40 y 150 m, debido a una nueva fase de avance de los glaciares en tierra sudafricana. Es probable que el tope del *apron* haya sido retrabajado por olas y corrientes, creando una plataforma casi emergente, tal vez asociada a la parte distal de un delta de *outwash*. En favor de esta interpretación se tienen las frecuentes óndulas simétricas producidas por oleaje, la aparición de escasas óndulas simétricas con sus crestas truncadas, las estructuras cruzadas, y la abundancia de conglomerados canalizados representando flujos residuales diluidos.

Con el megaciclo superior se produce un progresivo ascenso del nivel del mar (*transgressive systems tract*), probablemente debido al comienzo del retroceso de los glaciares en el área continental sudafricana, dando así inicio al proceso glacio-eustático representados por la transgresión tustubiana que está bien representada en las sucesiones pelíticas de la Formación Piedra Azul y de las unidades arenosas sobrepuestas (Formaciones Bonete y Tunas) bajo condiciones de mar alto (*highstand systems tract*). Se asiste a una sistemática disminución en el espesor de las facies, una mayor fre-

cuencia de facies Dmm1 y Smw y la intercalación de depósitos pelíticos (perfil Norte), asociados a varios ciclos de aporte de detritos (avance de los glaciares) e inundación con la sedimentación de pelitas (retroceso de los glaciares). Aparentemente, habría comenzado en el megaciclo superior un mejoramiento climático, con la reducción del volumen del hielo continental y el consiguiente rebote isostático.

El brusco pasaje entre las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul es aquí interpretado como transicional debido al progresivo ascenso del nivel del mar en el sector superior de la primera formación, asociado con el progresivo deshielo ocurrido en las áreas continentales de la Cuenca de Karoo (África del Sur).

Dos glaciohorizontes han sido definidos en la Formación Sauce Grande. Uno de ellos corresponde al megaciclo medio, asociado con el avance de los glaciares en África del Sur y las variaciones litológicas asociadas, mientras que el segundo glaciohorizonte estaría situado en el sector del contacto de las Formaciones Sauce Grande y Piedra Azul vinculado con el ascenso del mar. Con todo, serían necesarios controles bioestratigráfico, geocronológicos o paleomagnéticos para confirmar estos dos glaciohorizontes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, E., 1893. Constitución geológica de la Provincia de Buenos Aires. En: Censo General Provincia de Buenos Aires, 1881, Capítulo 3, 22-39, Buenos Aires.
- Allen, J.R.L., 1967. Notes on some fundamentals of paleocurrent analysis, with reference to preservation potential and source of variance. *Sedimentology*, 9(1): 75-88, Amsterdam
- Amos, A.J., 1980. La fauna de invertebrados en la cronología del Carbónico y Pérmico de Argentina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y Iº Congreso Latinoamericano de Paleontología. 1978. Actas 4: 231-234. Buenos Aires.
- Amos, A.J. y López Gamundi, O., 1978. Las rocas glaciógenas del Paleozoico superior de Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 111-113. Tucumán.
- Amos, A.J. y López Gamundi, O., 1981a. Las diamictitas del Paleozoico superior en Argentina: su edad e interpretación. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 41-58. San Luis.
- Amos, A.J. and López Gamundi, O., 1981b. Late Paleozoic Sauce Grande Formation of eastern Argentina. In: M.J. Hambrey and W.B. Harlands (Eds.), *Earth's prepleistocene glacial record*, 872-877. Cambridge University Press.
- Andreis, R.R., 1965. Petrografía de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. *Anales* 6: 9-63, La Plata.
- Andreis, R.R., 1984. Análisis litofacial de la Formación Sauce Grande (Carbónico superior?) Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Annual Meeting Project IGCP-211, Abstracts, 28-29, San Carlos de Bariloche.
- Andreis, R.R. and Archangelsky, S., 1996. The Neo-Paleozoic Basins on southern South America. In: Moullade, M. & Nairn, A.E.M. (Eds.), *The Phanerozoic Geology of the World. The Paleozoic*, B., 339-650, Elsevier, Amsterdam.
- Andreis, R.R. y Cladera, G., 1992a. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argenti-

- na). Parte 1: composición y procedencia de los detritos. 4° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1: 127-134. La Plata.
- Andreis, R.R. y Cladera, G., 1992b. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte 2 Emplazamiento geotectónico de las áreas de aporte. 4° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 1: 135-142. La Plata.
- Andreis, R.R. y Japas, S., 1996. Cuencas Sauce Grande y Colorado. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, 45-64. Córdoba.
- Andreis, R.R., Iñiguez Rodríguez, A.M. y Zalba, P.E., 1990. Ubicación estratigráfica de los afloramientos neopaleozoicos de González Chaves (Provincia de Buenos Aires). Project IGCP-211, "Late Paleozoic of South America", Annual Meeting Working Group, Abstract, 15. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., Lluch, J.J. y Iñiguez Rodríguez, A.M., 1979. Paleocorrientes y paleoambientes de las formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, 1975, Actas 2:207-224. Bahía Blanca.
- Andreis, R.R., Amos, A.J., Archangelsky, S. y González, C.G. 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 213-223. Córdoba.
- Andreis, R.R., Iñiguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.J. y Rodríguez, S., 1989. Cuenca Paleozoica de Ventania, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica., 6: 265-298, Universidad Nacional de Tucumán
- Archangelsky, S., 1996. Palinoestratigrafía de la Plataforma Continental. En: V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 67-72. Buenos Aires.
- Archangelsky, S. y Gamarro, J.C., 1981. Palinomorfos del subsuelo de la Cuenca Colorado, en la Plataforma del Mar Argentino, Provincia de Buenos Aires. Boletim Instituto Geociências, Universidade do São Paulo, 11: 119-124, São Paulo, Brasil.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., González, C.R. y Sabattini, N., 1987. Correlación general de biozonas. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 281-292. Córdoba.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., Césari, S., González, C.R., Hunicken, M., Sabattini, N. y Mazzoni, A., 1996. Correlación y edad de las biozonas. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias 9: 203-226. Córdoba.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., Pinto, I.D., González, C.R., Marques-Toigo, M., Rosler, O. and Wagner, R.H., 1980. The Carboniferous and Early Permian of South American Gondwana Area: a summary of Biostratigraphic Information. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I° Congreso Latinoamericano de Paleontología. 1978, Actas 4: 257-269. Buenos Aires.
- Arrondo, O.G. y Petriella, B.T., 1982. Plantas fósiles de los sedimentos neopaleozoicos aflorantes en la zona interserrana de la provincia de Buenos Aires. Boletín Proyecto IGCP- 42, 5: 19, Montevideo, Uruguay.
- Arrondo, O.G., Iñiguez Rodríguez, A.M. y Dalla Salda, L., 1982. Afloramientos del Paleozoico superior interserrano de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones estratigráficas. Boletín Proyecto IGCP-42, 5: 18, Montevideo, Uruguay
- Barnes, P.W. and Lien, R., 1988. *Icebergs* rework shelf sediments to 500 m off Antarctica. *Geology*, 16: 1130-1133.
- Benton, M., 1993. Life and Time. In: S.J. Gould (Ed.), *The Book of Life*. W.W. Norton and Co, 22-35. New York.
- Borrello, A.V., 1971. Aspectos geosinclinales salientes de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 21-26. La Plata.
- Borrello, A.V., Cingolani, C.A. y Méndez, E.J., 1969. Bosquejo geotectónico del territorio bonaerense y zonas adyacentes. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 91-97. Buenos Aires.
- Bossi, G., Andreis, R.R. y Vieira, R., 1983. Algumas considerações sobre os ciclos fluviais da Formação Rio Bonito, Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas, Universidade Federal Rio Grande do Sul. 15: 44-65. Porto Alegre, Brasil.
- Buggisch, W., 1986. Stratigraphie und Metamorphose in der Sierra de la Ventana (Argentinien). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Sonderband*, 211: 24-25. Berlin.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana Correlation. *Zentralblatt Geologie- Paläontologie, Teil I*, 7/8: 819-837. Stuttgart.
- Caminos, R. y Azcuy, C.L., 1996. Fases diastróficas neopaleozoicas. En: S. Archangelsky (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, 255-265. Córdoba.
- Cingolani, C.A., 1985. Dataciones geocronológicas sobre rocas pelíticas del Grupo Curamalal, Sierras Australes de Buenos Aires. Su posible vinculación con la deformación tectónica. 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resúmenes 133. La Plata.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1973. Examen geocronológico por el método Rb-Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. 5° Congreso Geológico Argentino Actas 1: 457-474. Buenos Aires.
- Clifton, H.E., 1984. Sedimentation units in Stratified Resedimented Conglomerate, Paleocene Submarine Canyon fill, Point Lobos, California. In: E.H. Koster and R.J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Memoir Canadian Society Petrologium Geology 10: 429-441.
- Coates, D.A., 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province. 1° Simposio Internacional del Gondwana, Mar del Plata, 1967, 2: 799-816. París.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal Structural Geology*, 13(7): 743-758.
- Coleman, A.P., 1918. Permo-Carboniferous glacial deposits of South America. *Journal of Geology* 26: 310-324.
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W. and Pray, L.C., 1972. Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank reef margins, Alberta, Canada. *Canadian Petrology and Geology Bulletin*, 20: 439-497.
- Cortelezzi, C.R. and Iñiguez Rodríguez, A.M., 1970. The problem of diagenesis and metamorphism in the Bokkeveld Group of South Africa and Southern Hills of Buenos Aires (República Argentina). 2 Simposio Internacional del Gondwana, Sudáfrica, 447-453.
- Cortelezzi, C.R. y Kilmurray, J.C., 1969. Petrografía de las formaciones gondwánicas en un perfil de la Sierra de las Tunas (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina). 1 Simposio Internacional del Gondwana, Mar del Plata, 1967, 2: 845-855. París.
- Creer, K.M., Embleton, B.J. and Valencio, D.A., 1969. Permo-Triassic Paleomagnetic data from South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 8: 173-178.
- Crotti, A.I.A., 1942. Contribución al conocimiento de las psamitas argentinas. Museo de La Plata, Tesis Doctoral 40 (inédito).
- Crowell, J.C., 1957. Origin of pebbly mudstones. *Geological Society of America Bulletin* 68:993-1010.
- Crowell, J.C., 1978. Gondwanian Glaciation, Cyclothem, Continental Positioning, and Climate Changes. *American Journal of Sciences*, 278: 1345-1372.

- Crowell, J.C. and Frakes, L.A., 1972. Late Paleozoic glaciation. Part 5, Karoo Basin, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 2887-2912.
- Chumakov, N.M., 1981. Upper Proterozoic Glaciogenic Rocks and their Stratigraphic Significance. *Precambrian Research*, 15: 373-395.
- Davies, J.C. and Walker, R.G., 1974. Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enragé Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 1200-1216.
- De Villiers, J.H. and Wardaugh, 1962. A sedimentary petrological study of some sandstones, conglomerates and tillites of the Cape and Karoo Systems. *Transactions Geological Society of South Africa*, 65: 101-108.
- Dickins, J.M., 1984. Late Paleozoic glaciation. *Journal Australian Geology and Geophysics*, 9:163-169.
- Dickins, J.M., 1993. Permian bivalve faunas - Stratigraphy and Geographical distribution. *Comptes Rendus 12° Congreso Internacional de Geología y Estratigrafía del Carbonífero y Pérmico*, Buenos Aires, 1991. 1: 523-536.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C. Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235. Tulsa.
- Dionne, J.C., 1969. Tidal flat erosion by ice at La Pocatière, St. Lawrence Estuary. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 1174-1181.
- Dionne, J.C., 1971. Erosion glacielle de la slikke, estuaire du Saint-Laurent. *Rév. Géomorph. Dynam.*, 20: 5-21.
- Dionne, J.C., 1988. Characteristic features of modern tidal flats in cold regions. In: P.L. de Boer, A. van Gelder and S.D. Nio (Eds.), *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*, 301-332. D. Reidel Publ. Co, Dordrecht.
- Dott Jr., R.J., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 47: 104-128.
- Dott Jr., R.H., 1988. An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. In: P.L. de Boer, A. van Gelder and S.D. Nio (Eds.), *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*, 3-12, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Du Toit, A.L., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Carnegie Institut, Washington, Publication* 381, 157 p. EEUU.
- Easterbrook, D.J., 1982. Characteristic Features of Glacial Sediments. In: P.A. Scholle and D. Spearing (Eds.), *Sandstone Depositional Environments*. *American Association of Petroleum Geologists*, 410 p. Tulsa. EEUU.
- Enos, P., 1977. Flow regimes in debris flows. *Sedimentology*, 24: 133-142.
- Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth's Sciences Review*, 35:1-248.
- Eyles, N. and Eyles, C.H., 1992. Glacial Depositional Systems. In: R.G. Walker and N.P. James (Eds.), *Facies Models. Response to sea level change*. *Geological Association of Canada*, 73-100.
- Eyles, N., Eyles, C.H. and Miall, A.D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30 (3): 393-410.
- Folk, R.L. Andrews, P.B. and Lewis, D.W., 1970. Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature for use in New Zealand. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Frakes, L.A. and Crowell, J.C., 1969. Late Paleozoic Glaciation I: South America. *Geological Society of America, Bulletin* 80: 1007-1042. EEUU.
- Fryklund, B., Marshall, A. and Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: V.A. Ramos and M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio* 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 135-158. Buenos Aires.
- Furque, G., 1965. Nuevos afloramientos del Paleozoico en la Provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Sección 5: Geología*, 35: 239-243. La Plata.
- Furque, G., 1967. Estratigrafía de la región de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. *Acta Geológica Lilloana*, 9: 79-114. Tucumán.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. 1. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. 73: 125-142.
- Goldring, R., 1965. Sediments into rock. *New Scientist*, 26: 863-865.
- González, C.R., 1993. Late Paleozoic Faunal Successions in Argentina. *Comptes Rendus 12° Congreso Internacional de Geología y Estratigrafía del Carbonífero y Pérmico*, 1:37-550. Buenos Aires.
- Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.
- Hampton, M.A., 1979. Bouyancy in debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 753-758.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. van Wagoner (Eds.), *Sea-level Changes - An Integrated Approach*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 42: 71-108. Tulsa.
- Harms, J.C., Southard, J.B. and Walker, R.G., 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. *Lecture Notes, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Course Notes*, 2, 161 p., Dallas.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín* 61 43 p. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1955. The Permian Eurydesma Fauna of eastern Argentina. *Journal of Paleontology*, 24 (1): 112-128.
- Harrington, H.J., 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica. Argentina*, 25 (2): 151-181. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: A.F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, 395-405. Córdoba.
- Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 2° Simposio. *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, 2: 967-983. Córdoba.
- Hauthal, R., 1892. La Sierra de la Ventana (Provincia de Buenos Aires). *Revista Museo de La Plata*, 3: 3-11. La Plata.
- Hauthal, R., 1901. Contribución al conocimiento de la geología de la Provincia de Buenos Aires. 1. Excursión a la Sierra de la Ventana. 2. Apuntes geológicos de la Sierra de Olavarría. *Publicación de la Universidad Nacional de La Plata*, 1, 30 p.
- Hayes, S, J.D. Imbrie, J. and Shackleton, N.J., 1976. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- Hein, F.J., 1984. Deep sea and fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. In: E.H. Koster & Steel, R.J. (Eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology*, 10: 33-49. Calgary, Canada.
- Introcasso, A., 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia - Cuenca interserrana - Ventania, a través de datos de gravedad. *Instituto de Física. Publicación*. 8: 1-26, Rosario.
- Iñiguez Rodríguez, A.M., 1969. Evolución de los minerales de las arcillas en las formaciones paleozoicas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, *Actas* 1: 397-408. Buenos Aires.

- Iñiguez Rodríguez, A.M. y Andreis, R.R., 1971. Características sedimentológicas de la Formación Bonete, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Simposio Sierras Australes, Bahía Blanca, 1970. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 103-120. La Plata
- Japas, S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. 1. Perfil del Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales, 38: 145-156, Buenos Aires.
- Japas, S., 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. 1. Perfil del arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Anales, 39: 125-144. Buenos Aires.
- Japas, S., 1988a. The Sierras Australes de Buenos Aires: One or two folding events?. 7th International Gondwana Symposium, São Paulo. Abstracts, p. 141. Sao Paulo, Brasil.
- Japas, S., 1988b. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicación geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 359 p., inédito.
- Japas, S., 1989. Análisis de la deformación en las Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Anales 41:193-215, Buenos Aires.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and their Seismic Expression. In: C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G. C. Kendall; H.W. Posamentier; C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Eds.), Sea-level Changes: an Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 42: 47-69. Tulsa, EEUU.
- Johnson, M.R., 1991. Sandstone petrography, provenance and plate tectonic setting in Gondwana context of the southeastern Cape-Karoo Basin. South African Journal of Geology. 94(2/3): 137-154.
- Juan, R.C., Jager, J. de, Russell, J. y Gebhard, I., 1996. Flanco norte de la Cuenca del Colorado. En: V.A. Ramos & M.A. Turic (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 117-133. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1916. La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud Africa y los Andes. Anales Ministerio de Agricultura de la Naclón, Sección Geología, 11 (3). Buenos Aires.
- Keidel, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciales del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 25:239-368. Córdoba.
- Keidel, J., 1929. Las relaciones entre Sud América y Sud Africa reveladas por la investigación geológica de las Sierras Australes de Buenos Aires. Universidad Nacional de La Plata, Extensión Cultural, Conferencia, 3. La Plata.
- Keidel, J., 1938. Über die "Gondwanidien" Argentinien. Geologische Rundschau. 30: 148-249. Stuttgart.
- Keidel, J., 1947. El Precámbrico y el Paleozoico en la Argentina. Geografía de la República Argentina, GAEA, 1: 47-302. Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O., 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica. Argentina, 30 (4): 331- 348. Buenos Aires.
- Kleinspehn, K.L. Stell, R.J., Johannssen, E. and Netland, A., 1984. Conglomerate fan-delta sequences, Late Carboniferous-Early Permian, western Spitsbergen. In: E.H. Koster and R.J. Steel (Eds.), Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology. 10: 279-294.
- Kostadinoff, J., 1993. Geophysical evidence of a Paleozoic basin in the interhilly area of Buenos Aires Province, Argentina. Comptes Rendus, 12° International Congress Carboniferous-Permian, 1: 397-404. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Font, G., 1982. Cuenca interserrana bonaerense, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 105-121. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Prozzi, C.R., 1998. Cuenca de Claromecó. Revista de la Asociación Geológica. Argentina., 53(4): 461-468. Buenos Aires.
- Krumbein, W.C. and Dacey, M.F., 1969. Markov chain and embedded Markov chain in Geology. Math. Geology, 1: 79-96.
- Lambeck, K., 1990. Late Pleistocene, Holocene and present sea-levels: constraints on future change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 89: 205-217.
- López Gamundi, O., 1994. Características texturales de flujos de detritos subácueos: implicaciones genéticas. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 1(1): 53-78. La Plata.
- López Gamundi, O., 1996. Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío- Pérmico), Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: su significado geotectónico. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 3(1): 1-10. La Plata.
- López Gamundi, O., Conaghan, P.J., Rossello, E.A. and Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. Journal South American Earth Sciences 8(2): 129-142.
- Loock, J.C. and Visser, J.N.J., 1985. South Africa. In: C.M. Diaz (Ed.), The Carboniferous of the World. Publ. IUGS II, Instituto Geológico Minero. España, 20: 167-174.
- Lowe, D., 1982. Sediment gravity flows: 2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52: 279-297.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. Relatorio 6° Congreso Geológico Argentino, 79-101. Buenos Aires.
- Mainardi, E., Stubej, R. y Turic, M., 1979. Cuencas costa afuera de la Argentina. 4° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 385-404.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1980. Características litológicas y estructurales de la base de la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Boletín Proyecto IGCP-42, 3: 22-24. Buenos Aires.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1984. La discordancia pre-formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche. 1: 337-352.
- Massari, F., 1984. Resedimented Conglomerates of a Miocene Fandelta Complex, Southern Alps, Italy. In: E.H. Koster & R.J. Steel (Eds.), Sedimentology of Gravel and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology, 10: 259-278.
- Miall, A.D., 1985. Sedimentation on an early Proterozoic continental margin under glacial influence: the Gowganda Formation (Huronian), Elliot Lake area, Ontario, Canada. Sedimentology, 32: 763-788.
- Middleton, G.V., 1966. Experiments on density and turbidity currents. I, Motion of the head. Canadian Journal of Earth Sciences, 4: 523-546.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. Stanley & D.J.P. Swift (Eds.), Marine Sediment Transport and Environmental Management. J. Wiley & Sons, 197-218. New York.
- Middleton, G.V. and Southard, J.B., 1984. Mechanics of sediment movement. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Notes for Short Course, 3: 8-1-8-34.
- Miller, J.M.G., 1989. Glacial advance and retreat sequences in a Permo-Carboniferous section, central Transantarctic Mountains. Sedimentology, 36: 419-430.
- Miller, J.M.G., 1996. Glacial sediments. In: H.G. Reading (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 454-484. Blackwell Science, Oxford, UK.

- Monteverde, A., 1938. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chaves. *Revista Minera*, 8(4): 1-11, Buenos Aires.
- Morel, E. y Gutiérrez, P.R., 2000. Malanzania nana, Azcuy y Wagner (Lycophyta) en el Carbonífero Superior de Buenos Aires, Cuenca Claromecó, Argentina. *Ameghiniana*, 37(2): 247-250. Buenos Aires.
- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, M. and Newton, C.R., 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology*, 31: 141-168.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidity systems: Problems and Concepts. In: J.K. Leggett & Zuffa, G.G., *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*, 1-38. Graham & Trotman, London.
- Nemec, W.S., Porebski, S.J. and Steel, R.J., 1980. Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Ksiaz Formation (Famennian-Tournasian), southwestern Poland. *Sedimentology*, 27: 519-538.
- Nemec, W.S., Stell, R.J., Gjølberg, J., Collinson, J.D., Prestholm, E. and Oxnevad, I.E., 1984. Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 72: 454-476.
- Okada, H. and Tandon, S.K., 1984. Resedimented Conglomerates in a Miocene Collision suture, Hokkaido, Japan. In: E.H. Koster & R.J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology*, 10: 413-427.
- Pagani, M.A., 1998. Braquiópodos y gastrópodos Pérmicos de las formaciones Piedra Azul y Bonete (Provincia de Buenos Aires). *Ameghiniana*, 35(3): 265-270. Buenos Aires.
- Pagani, M.A., 2000. Bivalvos del Pérmico Inferior de la Formación Bonete, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana*, 37(3):301-320. Buenos Aires.
- Peck, R.B. and Kaun, W.V., 1948. Description of a flow slide in loose sand. *Proceedings II International Conference Soil Mech. Fdn. Engineering.*, 2: 31-33.
- Pickering, K.T. and Hiscott, R.N., 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32: 373-394.
- Plint, A.G., Eyles, N., Eyles, C.H. and Walker, R.G., 1992. Control of sea level change. In: R.G. Walker and N.P. James (Eds.), *Facies Models. Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 15-25.
- Porebski, S.J., 1984. Clast size and bed thickness trends in Resedimented Conglomerates example from a Devonian Fan-delta succession, southwest Poland. In: E.H. Koster and R.J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology*, 10: 399-411. Calgary, Canada
- Postma, G., 1984. Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrijoja Fan-delta, Pliocene, southeastern Spain. In: E.H. Koster & R.J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology*, 10: 109-124. Calgary, Canada.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: un continente a la deriva?. 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 2: 311-328.
- Ramos, V.A., 1986. Tectonostratigraphy as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de R. Winter (discussion). *Transactions. Geological Society of South Africa*, 89: 427-429.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S Latitude. *Geological. Society of America, Special Paper* 218: 31-54.
- Rapalini, A.E. y Vilas, J.F., 1996. Paleomagnetismo. En: S.Archangelsky (Ed.), *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias. Capítulo 3. Cuencas Sauce Grande y Colorado, p. 64. Córdoba.
- Reading, H.G. and Levell, B.K., 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 5-36. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Reading, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 78:792-822.
- Riggi, A., 1935. Geología de la Sierra de "Las Tunas" y sus relaciones con las demás sierras australes de la provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, 38, Geología, 26: 313-332. Buenos Aires.
- Rocha Campos, A.C., 1970. Upper Paleozoic bivalves and gastropods of Brazil and Argentina: a review. *Proceedings Pap.2 Gondwana Symposium*, 605-612. Pretoria.
- Rocha Campos, A.C. and Carvalho, R.G., 1975. Two new bivalves from the Permian "Eurydesma Fauna" of eastern Argentina. *Boletim Instituto Geologico, Universidade São Paulo*, 6: 181-191. São Paulo, Brasil.
- Rolleri, E.O., 1975. Provincias geológicas bonaerenses. 6º Congreso Geológico Argentino. *Relatorio*, 29-53. Bahía Blanca.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1981. Micro y mesoestructuras en las formaciones Lolén y Sauce Grande, y sus implicancias tectónicas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación. Geológica Argentina* 36(3): 272-285. Buenos Aires.
- Runnegar, N., 1972. Late Paleozoic bivalvia from South America: Provincial affinities and age. *Anales Academia brasileira da Ciencias. (suplemento)*, 295-312. Rio de Janeiro.
- Shanmugan, G. and Benedict, G.L., 1978. Fine-grained carbonate debris flows, Ordovician basin margin, southern Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48:1233-1240.
- Shanmugan, G. and Moiola, R.J., 1982. Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology*, 10: 231-235.
- Shanmugan, G. and Moiola, R.J., 1988. Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. *Earth Sciences Review*, 24: 381-428. Elsevier, Amsterdam.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina): an example of folding in a transpressive environment. *Journal South American Earth Sciences* 2(4): 317-329.
- Selley, R.C., 1970. *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman & Hall, 237 p., London.
- Smith, N.D., 1985. Proglacial fluvial environment. In: G.M.Ashley, J. Shaw & N.D.Smith (Eds.), *Glacial Sedimentary Environments. SEPM Short Course* 16, 246 p. Society of Paleontology and Mineralogy, Tulsa, USA.
- Stanley, D.J. and Maldonado, A., 1981. Depositional models for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. *Sedimentology*, 29: 475-497.
- Stow, D.A.V., 1992. Slope-apron systems. In: D.A.V. Stow (Ed.) *Deep-water Turbidite Systems. International Association Sedimentology, Reprint Series*, 3: 279-282. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Stow, D.A.V., Howell, D.G. and Nelson, C.H., 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In: A.H. Bouma; W.R. Normark & N.E. Barnes (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, 15-22, Springer-Verlag, New York.
- Suero, T., 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). *LEMIT-MOP, Provincia de Buenos Aires, Serie 2*, 74, 31 p.. La Plata.
- Suero, T., 1972. *Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires* (J. Ulibarrena, Ed.), *LEMIT-MOP, Provincia de Buenos Aires*, 3: 135-147. La Plata
- Suero, T., Ulibarrena, J., Sala, J., Delgado, H. y Castillo, J., 1961. *Investigaciones geológicas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires*. I. Perfiles geológicos de las Sierras Australes; 2 Estudio geológico de las sierras de Puan y Cortapié. *LEMIT-MOP. La Plata* (inédito).

- Surlyk, F., 1978. Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, east Greenland). *Gronlands Geol. Undersolgen. Bulletin* 128, 108 p.
- Surlyk, F., 1984. Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. In: E.H. Koster & R.J. Steel (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir Canadian Society of Petroleum Geology*, 10: 359-382, Calgary, Canada.
- Terraza, J. y Deguillén, A., 1973. Nuevos afloramientos paleozoicos de la provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca (inédito).
- Terzaghi, K., 1956. Varieties of submarine slope failures. *Proceedings. 8th Texas Conference Soil Mech. Fdn. Engng.*, 41 pp.
- Theron, J.C., 1975. Sedimentological evidence for the extension of the African continent southwards during the Late Permian-Early Triassic times. In: K.S.W. Campbell (Ed.), *Gondwana Geology*, 61-71. Australian National University Press, Canberra.
- Tomezzoli, R.N., 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 220-228. Buenos Aires.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F., 1996. Paleomagnetismo del Grupo Pillahuincó en Sierra de la Ventana (Estancias Las Julianas y San Carlos). 13° Congreso Geológico Argentino. y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 2: 481-488.
- Turner, J.C.M., 1975. Síntesis. Relatorio Geología Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, 9-27, Buenos Aires.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C.E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy. Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir American Association of Petroleum Geology*, 26: 83-97.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A. Eisner, P.N. and Pérez-Cruz, G., 1991. The stratigraphic ascription of tectonics, eustasy and sedimentation – An overview. In: Eisele, G.; Ricken, W. y Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, 617-659, Springer-Verlag, Berlin.
- Valloni, R., 1985. Reading provenance from modern marine sands. In: G.G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites. Serie C: Math. and Phys. Sciences*, 148: 309-332, D. Reidel Publ. Co, Dordrecht.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops. *AAPG Methods in Exploration Series* 7, 55 p. Tulsa.
- Varela, R., 1978. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (1): 52-62, Buenos Aires.
- Varela, R., Dalla Salda, L. y Cingolani, C.A., 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapie, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 254-261. Buenos Aires.
- Veevers, J.J. and Powell, C.McA., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin* 98: 475-487.
- Visser, J.N.J., 1983a. Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*, 30:511-523. Elsevier. Amsterdam.
- Visser, J.N.J., 1983b. Glacial-marine sedimentation in the Late Paleozoic Karoo Basin, southern Africa. In: B.F. Molnia (Ed.), *Glacial-marine Sedimentation*, 667-701. Plenum Publ. Co, Sudafrica.
- Visser, J.N.J., 1987. The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous Glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 61: 205-219. Elsevier, Amsterdam.
- Visser, J.N.J., 1989. The Permo-Carboniferous Dwyka Formation of southern Africa: deposition by a predominantly subpolar marine ice sheet. *Palaeogeographie, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70: 377-391.
- Visser, J.N.J., 1991. Shelf-destructive collapse of the Permo-Carboniferous marine ice sheet in the Karoo Basin: evidence from the southern Karoo. *South African Journal of Geology*, 94: 255-262.
- Visser, J.N.J., 1993. The Tectono-geographic Evolution of part of southwestern Gondwana during the Carboniferous and Permian. *Comptes Rendus 12 Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbónico y Pérmico*, 1: 447-454. Buenos Aires.
- Visser, J.N.J. and Looock, J.C., 1982. An Investigation of the Basal Dwyka Tillite in the southern part of the Karoo Basin, South Africa. *Transactions Geological Society. South Africa*, 85: 179-187.
- Von Gosen, W. and Buggisch, W., 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fault and thrust belt (Buenos Aires province, Argentine): an outline. *Zentralblatt Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 1:947-958.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. and Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina). *Geologische Rundschau* 79(3): 797-821. Stuttgart.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. and Krumm, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356. Elsevier, Amsterdam.
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. and Lind-Hansen, O., 1983. Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: general principles with a case study from the Norwegian shelf. In: J. Ehlers (Ed.), *Glacial deposits in North-West Europe*, 61-73. Balkema. Rotterdam.
- Walker, R.G., 1975. Nested submarine-fan channels in the Capistrano Formation, San Clemente, California. *Geological Society of America Bulletin* 86: 915-924.
- Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Society of Petroleum Geology, Bulletin* 62: 932-966.
- Walker, R.G. and Mutti, E., 1973. Turbidite facies and facies associations. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation, SEPM Pacific Coast Short Course*, Anaheim, 119-158.
- Winterer, E.L., 1964. Late Precambrian pebbly mudstone in Normandy, France: Tillite or tilloid?. In: A.E.M. Nairn (Ed.), *Problems in Palaeoclimatology*, 159-178. J. Wiley, London.
- Zambrano, J.J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(4):443-469. Buenos Aires.
- Zambrano, J.J., 1980. Comarca de la cuenca cretácica del Colorado. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1033-1070. Córdoba.

Recibido: 5 de octubre, 2002

Aceptado: 4 de marzo, 2003