

Relación entre análisis palinológico y análisis de facies. Aplicación al Grupo Cuyo (Jurásico medio) en la Cuenca Neuquina.

Vivian M. GARCÍA, Carlos A. ZAVALA y Mirta E. QUATTROCCHIO

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

ABSTRACT. *Palynology and facies analysis relationships. Application to the Middle Jurassic Cuyo Group in the Neuquén Basin.* The sedimentary facies and palaeomicrofloristic content of the Middle Jurassic depositional sequences of Cerro Chacaico profile in Sierra de Chacaico, are presented. Offshore-prodelta and stream mouth bar facies associations have been described in the JC4 sequence (Upper Toarcian-Lower Bajocian). *Classopolis* is dominant in all microfloristic associations, with increasing frequencies from the offshore - prodelta deposits, to a maximum in the stream mouth bar. On the other hand, inaperturate grains reach maximum concentrations in samples of the offshore deposits. Although normal marine fauna is present, marine palaeomicroplankton has not been found. In the JC5 depositional sequence (Lower to Upper Bajocian), tidal flat, tidal platform and mixed deltaic facies associations have been described. Marine palaeomicroplankton is present in the upper microfloristic associations. In the lower levels, anemophilous pollen dominates the palynological spectrum. Towards middle and higher levels system progradation allows to determine tidal bars and estuarine channels. Littoral environments and stronger detrital input would be the cause of abundance and high diversity of spores. JC6 depositional sequence (Upper Bajocian - Lower Bathonian) shows a fluvial-anastomosed facies association. Only rare and fragmented *Classopolis* are found.

Introducción

En este trabajo se realiza el análisis de la relación existente entre las distintas asociaciones paleomicroflorísticas y los paleoambientes sedimentarios, desarrollados durante la evolución de cada secuencia deposicional reconocida en el perfil Cerro Chacaico. En este perfil se exponen depósitos del Jurásico medio, en el flanco oriental de la sierra de Chacaico, correspondientes al sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. El análisis de facies y análisis estratigráfico secuencial de estos depósitos no constituyen el objeto principal de este trabajo, por lo que son mencionados brevemente. El desarrollo de estos temas forma parte de un trabajo regional en preparación por uno de los autores (C.Z.).

El origen de los límites de secuencia, estrechamente relacionado a caídas relativas del nivel del mar, ha sido vinculado fundamentalmente a cambios climáticos, más precisamente a eventos glacioeustáticos (cf. Vail *et al.* 1977) aunque localmente y en contextos tectónicos activos puede jugar un papel preponderante la deformación tectónica en la generación de dichas discontinuidades (Mutti 1990). En el caso de secuencias deposicionales controladas fundamentalmente por variaciones eustáticas relacionadas a cambios climáticos, es de esperar que dichos cambios afecten asimismo a la biosfera, lo que se traduciría en una modificación del contenido palinológico de los depósitos. De esta manera, la hipótesis de trabajo a contrastar es la siguiente: es posible caracterizar palinológicamente no sólo los paleoambientes reconocidos en afloramientos a través del análisis

de facies, sino también a las secuencias deposicionales identificadas. Esto permitiría contar con patrones microbioestratigráficos de análisis en aquellos lugares donde no existen afloramientos adecuados para la identificación de facies por los métodos convencionales, así como también en el estudio de muestras de subsuelo.

Marco geológico

El perfil Cerro Chacaico se ubica a aproximadamente 55 km al sur de la ciudad de Zapala en el Departamento Catán Lil, provincia del Neuquén (Fig. 1). Se localiza sobre el flanco este de una compleja estructura anticinal desventrada, vinculada a la "Dorsal de Charahuilla-Plottier" (Orchuela *et al.* 1981), la que en el sector conforma la entidad orográfica de Sierra de Chacaico.

El conocimiento de la importancia geológica de esta región se remonta a los trabajos de Groeber (1920, 1929). Las principales contribuciones posteriores han sido las de Lambert (1946), Groeber *et al.* (1953), Dellapé *et al.* (1979), Gulisano y Hinterwimmer (1986) y Leanza (1992).

El estado actual del conocimiento nos permite sintetizar la geología de los afloramientos de la Sierra de Chacaico como compuesta por tres elementos principales (Fig. 2):

-Un Basamento anterior a la configuración de la cuenca, integrado por rocas metamórficas, ígneas y porfíricas, correspondiente a la Formación Piedra Santa (Digregorio

y Uliana 1980), Complejo Plutónico del Chachil (Leanza 1992) y Formación Choiyoi (Groeber 1946; Stipanicic *et al.* 1968).

-Depósitos continentales clásticos y piroclásticos desarrollados durante la etapa de configuración de la Cuenca Neuquina, en el más alto Triásico o Jurásico basal: formaciones Lapa o Chacaico=Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984).

-Depósitos continentales y principalmente marinos del relleno inicial de la cuenca, correspondientes al Grupo Cuyo (Groeber 1946; Dellapé *et al.* 1979), desarrollados durante el Jurásico inferior a medio, y localizados en el sector Suroccidental de la Cuenca Neuquina.

El Grupo Cuyo en esta región comienza con pelitas negras de interior de cuenca a plataforma externa, conocidas como Fm. Los Molles (Weaver 1931) las que evolucionan a areniscas blanquecinas litorales asignadas a la Fm. Lajas (Weaver 1931; Herrero Ducloux 1946), las que a su vez son cubiertas por depósitos continentales de la Fm. Challacó (De Ferraris 1947; Gulisano *et al.* 1984). Conforman una secuencia progradante en la que Gulisano *et al.* (1984) han reconocido 4 secuencias depositacionales en el sentido de Mitchum *et al.* (1977). Recientemente, Riccardi y Gulisano (1992) han encuadrado el análisis secuencial del Jurásico andino definiendo Unidades Limitadas por Discontinuidades, de acuerdo a la clasificación propuesta por la International Subcommission on Stratigraphic Classification (1987). Este esquema es seguido para el presente trabajo (Fig. 2) con la excepción de que se han reconocido en el área de trabajo seis miosintemas (secuencias depositacionales JC2 a JC7) (Zavala 1993), parcialmente equivalentes a los Miosintemas C2 a C5 de dichos autores.

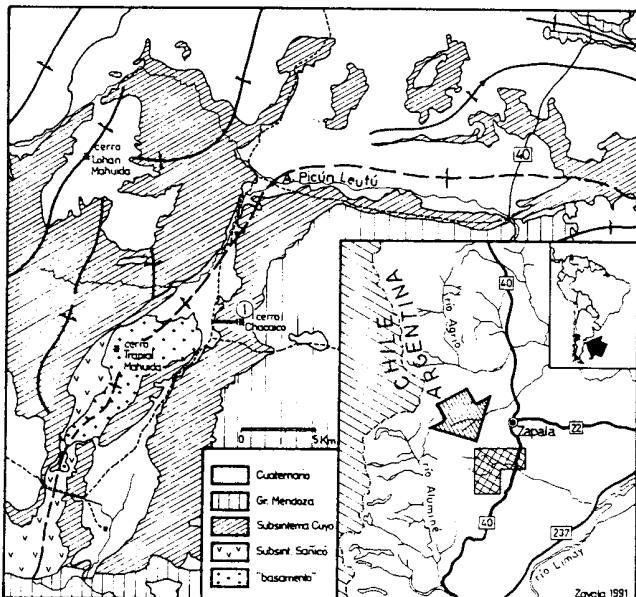


Figura 1: Bosquejo geológico de la Sierra de Chacaico con la ubicación del Perfil Cerro Chacaico (1).

En el perfil analizado, aflora una secuencia clástica progradante con depósitos de plataforma hasta litorales y continentales, en los que se reconocen tres secuencias depositacionales, denominadas JC4, JC5 y JC6, la primera de éstas está integrada por dos secuencias de un orden menor, denominadas JC4.1 y JC4.2 (Zavala 1993).

Las primeras menciones de la paleomicroflora del área en estudio corresponden a Menéndez (1968). Estudios palinológicos, paleoecológicos y paleoclimáticos se presentan en Volkheimer (1968, 1969, 1970, 1971, 1972). La palinología estratigráfica de la sierra de Chacaico se detalla en los trabajos de Volkheimer (1974, 1977, 1979), Volkheimer y Quattrocchio (1981), González-Amicón y Volkheimer (1982a y 1982b), Quattrocchio y Volkheimer (1990) y Riccardi *et al.* (1990). En Quattrocchio (1984a y 1984b), se citan los quistes más antiguos de dinoflagelados para la Argentina. Estos se ubican en depósitos del Bajociano inferior en la localidad de Lohan Mahuida, Cuenca Neuquina.

Metodología de trabajo

Las tareas de campo comprendieron el levantamiento y muestreo palinológico del perfil Cerro Chacaico, el que fue descripto banco a banco y medido con báculo de Jacob. Posteriormente se efectuó el análisis de facies, determinándose asociaciones de facies, características de otros tantos ambientes y subambientes de sedimentación (Zavala 1993).

Se realizó la extracción física y química de 12 muestras palinológicas, según las técnicas de procesamiento convencionales (Volkheimer y Melendi 1976), con modificaciones según el Laboratorio del Dr. W. A. S. Sarjeant, University of Saskatchewan, Canadá. Se partió de 15 g de sedimento a los cuales se agregó 2 pastillas conteniendo cada una 11.267 esporas de *Lycopodium* sp. El agregado de esporas foráneas permitió obtener las frecuencias absolutas (APF) de miosporas y paleomí-

Figura 2: Cuadro estratigráfico del Jurásico de la Cuenca Neuquina en el área de estudio.

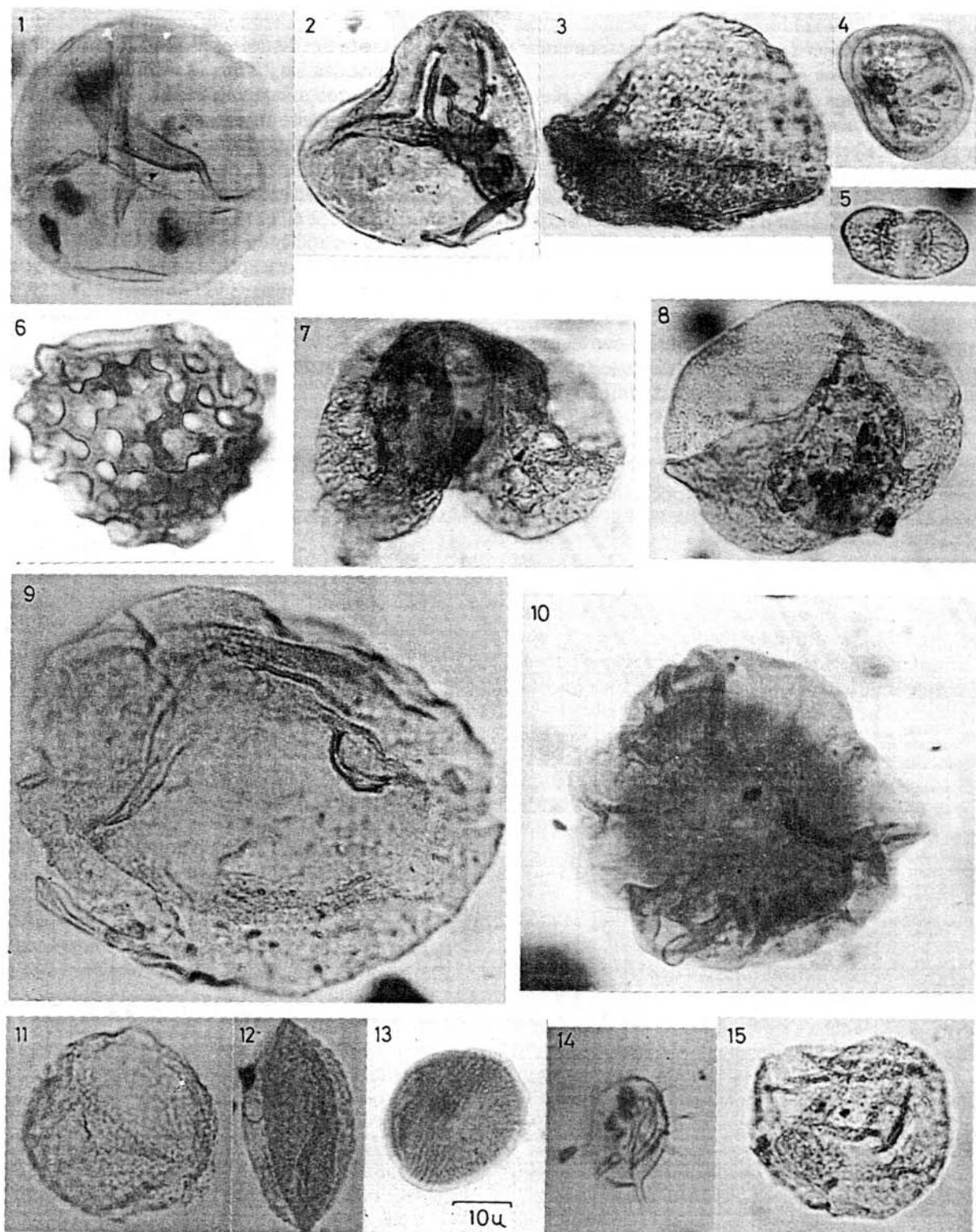


Figura 3 (x 1000): Algunas de las especies más representativas de las secuencias depositacionales JC4 y JC5, en el perfil Cerro Chacaico. Cuenca Neuquina. 3.1 *Todisporites* cf. *minor* Couper 1958; 814 d: 7.3 141.5. Vista proximal. 3.2 cf. *Deltoidospora* sp. 814 f: 24.3 132.3. Vista proximal. 3.3 *Osmundacidites* cf. *araucanus* Volkheimer 1972; 686 e: 14.4 128.5. Vista lateral. 3.4 *Interulobites* cf. *variabilis* Volkheimer & Quattrocchio 1975; 814 f: 17.3 129. Vista distal. 3.5 *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson 1958; 814 f: 23 139.5. Vista polar. 3.6 *Ischyosporites* cf. *marburgensis* De Jersey 1963; 814 c: 19.1 140.7. Vista lateral. 3.7 *Podocarpidites* sp., 814 f: 21.4 142.5. Vista lateral. 3.8 cf. *Podocarpidites* sp., 814 d: 9.7 138. Vista lateral. 3.9 *Inaperturopollenites turbatus* Balm, 1957; 686 g: 11.5 139. 3.10 *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev 1961; 814 f: 23.9 130.8. 3.11 *Araucariacites pergranulatus* Volkheimer 1968; 686 l: 12 136.4. 3.12 *Cycadopites* sp., 814 f: 20 135. 3.13 *Classopollis* cf. *classoides* (Pflug, 1953) Pocock & Jansonius 1961; 814 f: 14.6 148. Vista lateral. 3.14 *Micrhystridium* sp. 814 f: 23.3 138. 3.15 *Escharisphaeridium* pocockii Erkmen & Sarjeant 1980; 814 f: 13.2 144. Arqueopilo.

croplancton como número de ejemplares contados por gramo de sedimento (Frederiksen 1985).

Las muestras fértiles para el estudio palinológico fueron 6, las cuales fueron denominadas de abajo hacia arriba en el perfil Cerro Chacaico, como Asociaciones Microflorísticas A, B, C, D, E y F.

Se realizó el estudio sistemático utilizando un microscopio óptico Olympus BH2, bajo un aumento de 1000x, y se elaboró una lista taxonómica de las especies identificadas.

El estudio cuantitativo comprendió la determinación de las abundancias relativas y absolutas, así como la diversidad de especies (número de especies presentes en una asociación dada) y la dominancia de especies de dinoflagelados (Gibson *et al.* 1980), esto es, Dominancia=

$100 \times (N1 + N2) / Nt$, donde Nt es el número total de ejemplares contados y N1 y N2 el número de ejemplares de las 2 especies más abundantes.

Se tuvieron en cuenta los siguientes criterios biológicos aplicados a dinoflagelados para una interpretación paleoambiental:

1) La diversidad de especies aumenta costa afuera (Hulbert 1963; Wall *et al.* 1977).

2) La dominancia de especies (Gibson *et al.* 1980) tiende a decrecer costa afuera y es altamente variable en ambientes estuarinos.

3) Ambientes marinos restringidos están caracterizados por baja diversidad de especies (menos del 10 %) y alta dominancia de especies (más del 80 %) (Gibson *et al.* 1980).

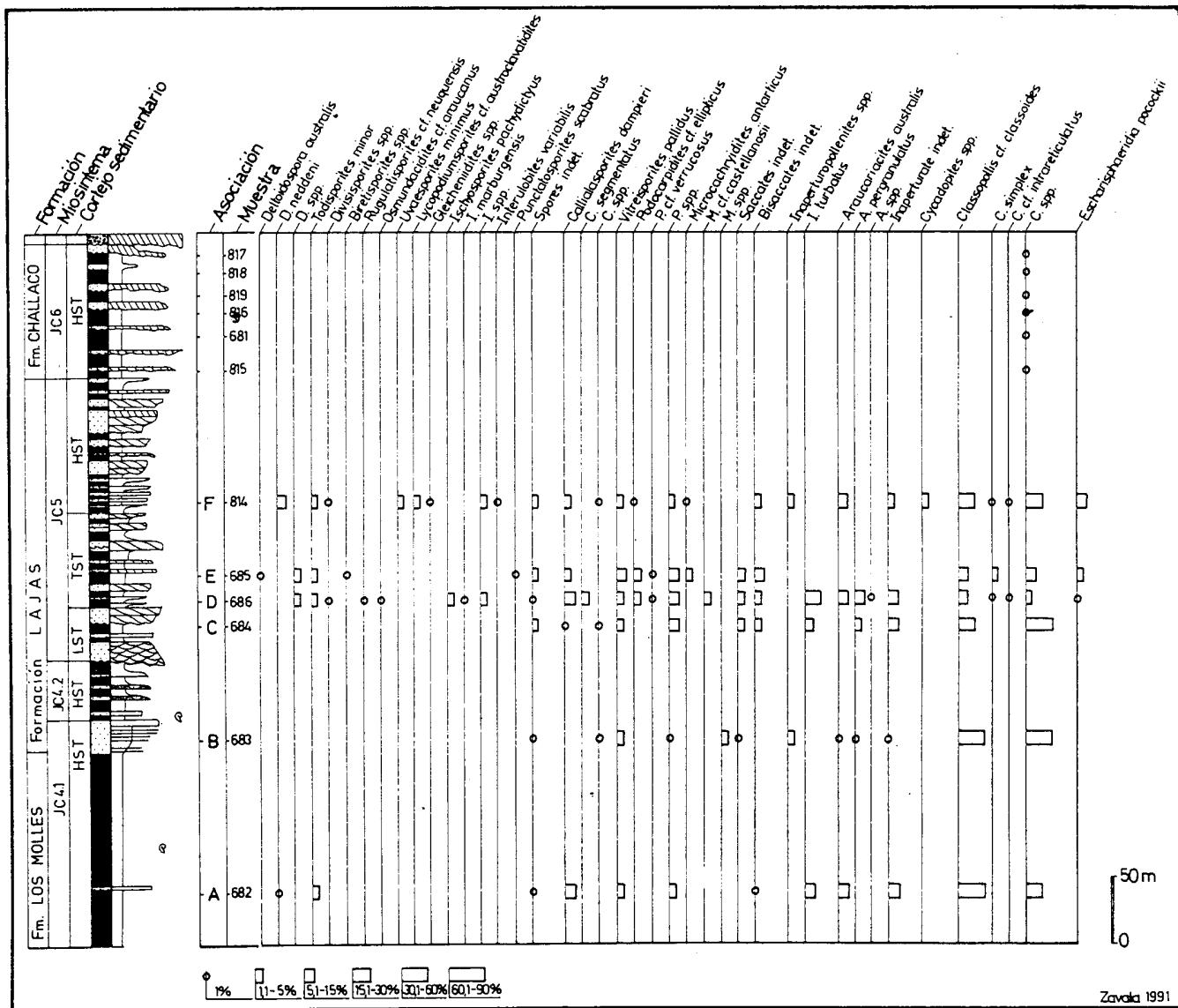


Figura 4: Frecuencias relativas y ubicación estratigráfica de los taxa identificados en el perfil Cerro Chacaico. (Véase Fig. 5 para referencias)

La suma de los esporomorfos fue en todos los niveles superior a 200 ejemplares. Los porcentajes de los taxa (frecuencia o abundancia relativa) son relativos a los totales.

Asociaciones de facies sedimentarias y asociaciones microflorísticas

En la Fig. 4 se presentan los porcentajes y distribución estratigráfica de los taxa hallados en las Asociaciones Microflorísticas para las secuencias JC4 y JC5 (equivalentes a las formaciones Los Molles y Lajas), en el perfil Cerro Chacaico.

Del análisis conjunto de las facies sedimentarias y las Asociaciones Microflorísticas (Fig. 5), se establecen las relaciones entre las frecuencias relativas y absolutas de los grupos supragenéricos y los ambientes deposicionales reconocidos.

Asociación de facies de plataforma costa afuera-prodelta

Está constituida por facies de pelitas y wackes oscuras en las que se intercalan esporádicamente bancos de arenitas de base neta y espesor decimétrico. Estos bancos presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*, laminación de alto régimen, y ondulitas de ola en el techo. Es común en estas facies la presencia de fauna marina (amonites y otros macrofósiles). Esta asociación de facies se interpreta como desarrollada en un medio marino somero, correspondiente a una plataforma costa afuera (Fig. 6) hasta un prodelta.

En estos depósitos está presente la Asociación Microflorística A, la que se caracteriza (Fig. 4 y 5) por el predominio de granos monoporados (53,39%), siendo *Classopollis cf. classoides* el más frecuente. Le siguen en abundancia los granos inaperturados con el 25,79%, correspondiendo a la especie *Inaperturopollenites turbatus* el 11,76%. Los sacados están presentes con el

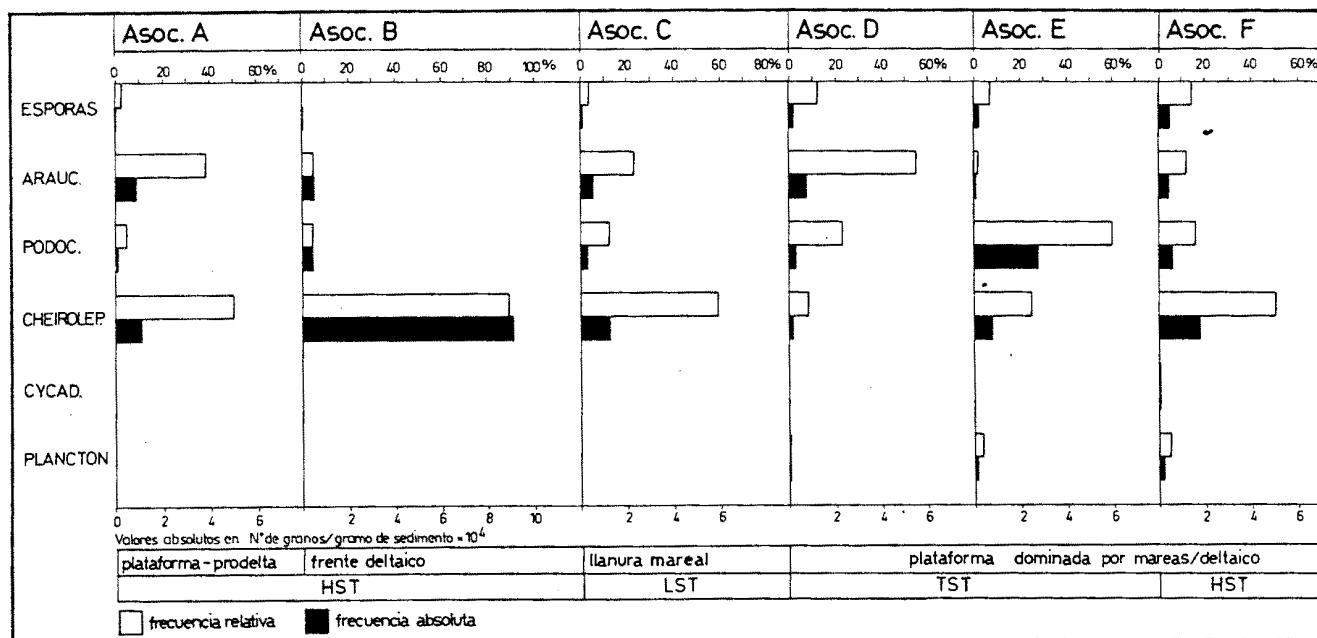


Figura 5: Frecuencias absolutas y relativas de los grupos supragenéricos hallados en los distintos paleoambientes y cortejos sedimentarios. LST: Cortejo sedimentario de Bajo Nivel. TST: Cortejo sedimentario Transgresivo. HST: Cortejo sedimentario de Alto Nivel.

18,1%, siendo *Callialasporites dampieri* (12,67%) el más abundante. Las pteridofitas representan el 2,71%, con especies como *Todisporites minor* (1,35%) y *Deltoidospora needeni* (0,90%). No se registró la presencia de paleomicroplancton marino.

Asociación de facies de barra de desembocadura dominada por ola

Constituida por facies que conforman un elemento constructivo grano y estrato creciente. Las facies inferiores se componen de una intercalación de wackes y arenitas que presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*, laminación de alto régimen de flujo y ondulitas de ola en el techo de los bancos. Son comunes dentro de estas facies estructuras tipo "lenticular" y *wave bedding* as como abundante detrito vegetal.

Las facies superiores corresponden a areniscas medianas a gruesas. Internamente presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*, laminación paralela y ondulitas de oscilación en el techo de algunos bancos. La base de estas facies es transicional sobre las facies inferiores. Se disponen con un arreglo estrato y grano creciente, con bancos individuales de base neta de 0,30

a 2 m de espesor. Esta tendencia sumada a los procesos identificados (Zavala 1993) y a que además presentan superficies de acreción de gran escala, hace interpretar a estos depósitos como correspondientes a una barra de desembocadura de distributarios fluviales dominados por ola (Fig. 6), donde las facies del frente deltaico superior traslanan progresivamente sobre términos distales con mayor participación pelítica, correspondientes al frente deltaico inferior - prodelta (Ghibaudo 1976; Allen y Mercier 1987).

Las facies del frente deltaico inferior-prodeltico son portadoras de la Asociación Microflorística B, con presencia casi exclusiva (Fig. 4 y 5) de granos porados (89,7%). La especie más abundante es *Classopollis cf. classoides* (45,1%). El porcentaje restante fue asignado a *Classopollis* spp. dado que el grado de alteración, debido a la corrosión de la exina por reemplazo de pirita, no permitió la determinación a nivel específico. Los granos sacados representan el 4,9%, entre ellos se reconoce *Vitreisporites pallidus* (1,47%) y *Trisaccites* (1,47%). Dentro de los granos inaperturados (4,41%), *Inaperturopollenites* spp. (1,96%) es el más frecuente. Las esporas de pteridofitas adquieren poca significación (0,98%).

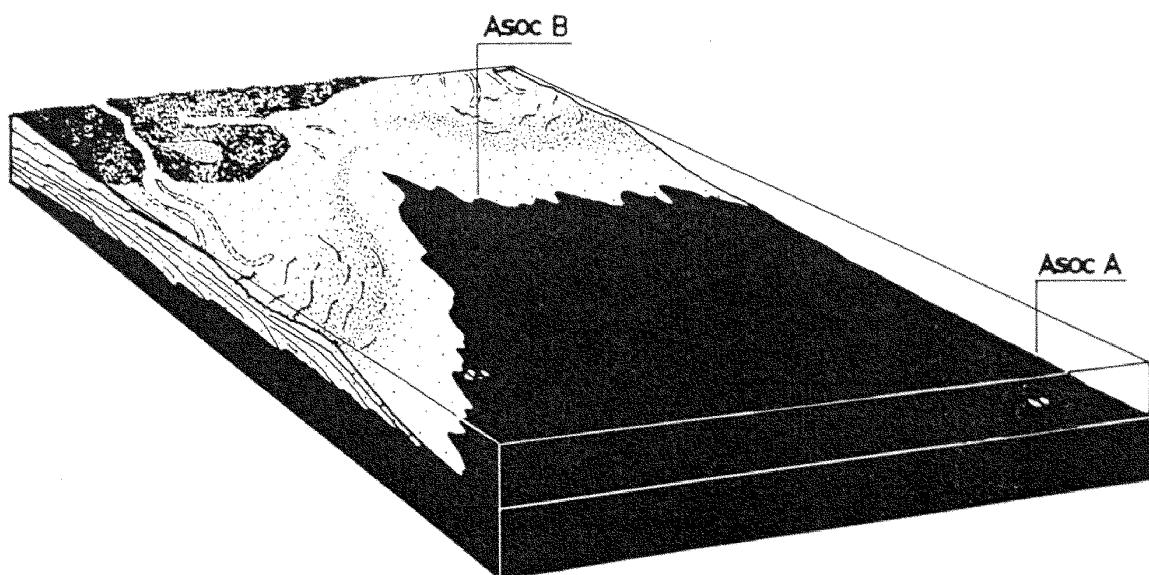


Figura 6: Block diagrama con la ubicación paleogeográfica de las asociaciones microflorísticas A y B. La Asociación Microflorística A se localiza en pelitas de plataforma costa afuera, donde predominan procesos de decantación con poca influencia del acarreo fluvial. La Asociación Microflorística B se ubica en el frente deltaico inferior, donde los materiales clásticos acumulados provienen principalmente de las corrientes fluviales.

Asociación de facies de llanura mareal

Conformada por facies pelíticas color gris claro a gris oliva, las que internamente presentan abundantes detritos vegetales. La naturaleza eminentemente pelítica de esta facies y su asociación con facies de canales fluvio mareales y estuarinos permite interpretarlas como eventos de decantación relacionados a una llanura de marea fangosa (*mud flat*) en zonas interdistributarias de la planicie deltaica (Allen y Mercier 1987), vinculadas a un sistema deltaico dominado por mareas.

A estos niveles pertenece la Asociación Microflorística C (Fig. 4 y 5). Más de la mitad de la microflora la componen los granos porados (59,35%), siendo *Classopollis cf. classoides* (22,90%) la especie reconocida más frecuente. El segundo grupo en abundancia lo constituyen los granos inaperturados (22,41%), donde la especie más frecuente es *Araucariacites australis* (4,20%). Los granos sacados constituyen el 14,49%, con *Podocarpidites* spp. (7,48%) y *Vitreisporites pallidus* (2,34%) como los más abundantes. Las esporas (3,74%) se ubicaron en la categoría de indeterminadas debido a su mal estado de conservación.

Asociación de facies de barras mareales

Integrada por facies pelíticas y arenosas. Las facies arenosas se integran con areniscas medianas a gruesas, las

que internamente presentan estratificación entrecreuada sigmoidal de mediana a gran escala y ondulitas. Estas facies presentan un arreglo estrato y grano creciente, con base transicional sobre las facies pelíticas (Fig. 7). Estos depósitos se vinculan a un ambiente marino somero dominado por una dinámica mareal, con desarrollo de cuerpos arenosos asignables a barras mareales. La facies pelítica basal pertenecería al frente de avance de la barra, mientras que el núcleo, portador de los paquetes mareales (*tidal bundles*) (Boersma y Terwindt 1981) correspondería a las facies arenosas. Estas barras mareales (*tidal sand waves*) (Allen 1980) serían similares a las descriptas por Teyssen (1984), Homewood y Allen (1981), y Kreisa y Moiola (1986), constituyendo además parasecuencias en el sentido de Van Wagoner (1985).

Los niveles palinológicamente fértiles de la asociación de facies de barras mareales se ubican en la facies pelítica, en la cual se encuentran las Asociaciones Microflorísticas D, E y F (Fig. 4 y 5).

La asociación D, es la más rica en cuanto a diversidad de especies (21). Registra la primera aparición de quistes de dinoflagelados, dado por la presencia de *Escharisphaeridium pocockii*. Hay en esta asociación un marcado predominio de granos inaperturados (48,81%), en contraposición con un 8,52% de granos porados dominantes en las Asociaciones Microflorísticas A, B y C. Los granos inaperturados están representados por *Inaperturopollenites turbatus* (20,38%), sigue en abun-

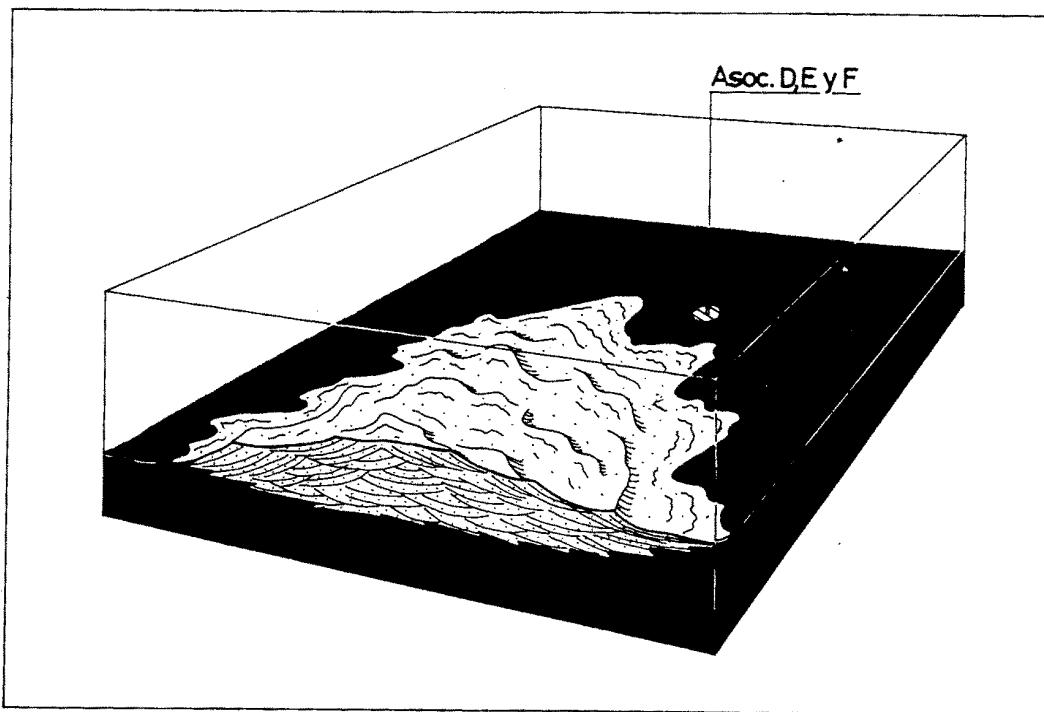


Figura 7: Block diagrama con la ubicación paleogeográfica de las asociaciones microflorísticas D, E y F. Estas se localizan en pelitas de plataforma ubicadas en el frente de avance de barras mareales de plataforma a estuarinas. Cabe destacar que estos cuerpos arenosos frecuentemente se encuentran desvinculados de los ambientes litorales temporalmente equivalentes.

dancia la especie *Araucariacites australis* (11,85%) y *A. pergranulatus* (5,21%). El segundo grupo en abundancia lo constituyen los granos sacados (29,85%) con *Vitreisporites pallidus* (5,69%), *Callialasporites dampieri* (5,21%), y otros en porcentajes menores (Fig. 4). Las esporas triletes están presentes en un 12,31% siendo *Todisporites minor* (3,32%) y *Ischyosporites pachydictyus* (2,84%) las más comunes (Fig. 4).

Respecto de la Asociación Microflorística E, los granos sacados predominan ampliamente sobre el resto de los grupos (62,93%), entre ellos *Vitreisporites pallidus* (18,15%), *Podocarpidites* spp. (11,2%), y *P. cf. ellipticus* (8,88%). Entre los granos porados (25,49%) se reconoce a *Classopollis cf. classoides* (12,36%) y *C. simplex* (1,93%). Las esporas triletes (6,93%) están representadas principalmente por *Todisporites minor* (2,32%). No se han observado en esta asociación granos inaperturados como así tampoco colpados. Se registra la presencia de dinoflagelados (3,86%) (*Escharisphaeridia pocockii*).

La Asociación Microflorística F, presenta la mayor participación de ejemplares planctónicos (5,1 %), con quistes de dinoflagelados pertenecientes exclusivamente a la especie *Escharisphaeridia pocockii* y presencia de *Micrhystridium* sp. Se observan nuevamente altos porcentajes de granos porados, con *Classopollis* (50,58%) y *Classopollis cf. classoides* (21,57%). El segundo grupo en abundancia son los granos sacados (19,97%) entre ellos el más frecuente es *Vitreisporites pallidus* (10,58%). Esta asociación presenta la mayor frecuencia (14,9) y diversidad (8 especies) de esporas triletes de todas las asociaciones. Predominan las formas lisas como *Deltoidospora* spp. (5,49%) y *Todisporites minor* (1,57%), además de las apiculadas *Uvaesporites minimus* (1,57%), auriculadas *Ischyosporites* spp. (1,96%), y muroradas *Lycopodiumsporites austroclavatidites* (1,57%). Los granos inaperturados llegan a 8,63% entre ellos *Araucariacites australis* es la especie mejor representada (5,10%). Esta es la única asociación que presenta granos colpados con *Cycadopites* sp. (1,18%).

Discusión

Dentro de los depósitos aflorantes en el perfil Cerro Chacaico se reconocen tres secuencias depositacionales: JC4, JC5 y JC6 (Fig. 4) siguiendo límites de secuencias observables a escala regional. La secuencia JC4 está integrada a su vez por dos secuencias de un orden menor, denominadas JC4.1 y JC4.2 (Zavala 1993).

La secuencia depositacional JC4 aflora en la base del perfil e involucra los 212 metros basales. Westermann y Riccardi (1972; 1979) citan en depósitos equivalentes en la localidad de Charahuilla la presencia de amonites como *Sonninia (Papilliceras) espinazitensis* (Tornq.), *Emileia multiformis* (Gott.), *E. (Chondromileia) giebeli giebeli* (Gott.) de la Subzona de *Emileia multiformis* del Bajociano inferior.

En esta secuencia se han reconocido asociaciones de facies de plataforma costa afuera-prodelta que evolucionan a asociaciones de facies de barras de desembocadura dominada por olas (Fig. 6). Estos depósitos están caracterizados por las asociaciones Microflorísticas A y B, cuyos espectros presentan en común altos porcentajes de granos de polen de Podocarpaceae, Araucariaceae, Cheirolepidaceae y escasa proporción de esporas de Pteridophytas. La frecuencia de *Classopollis* se ve incrementada desde los depósitos de plataforma costa afuera-prodelta hasta un máximo en la base de las barras de desembocadura de los distributarios fluviales (Fig. 4 y 5). Los valores absolutos en granos por gramo de sedimento varían de 11.819 a 91.638 respectivamente, evidenciando grandes tasas de aportes polínicos del género *Classopollis*. Este género es considerado aquí como indicador de ambientes costeros, cuyo aporte estaría relacionado a inundaciones extraordinarias en la llanura deltaica. Los granos porados se comportarían, de esta manera, como un componente clástico más de las facies pelticas, sensible por lo tanto a incrementos en la descarga sedimentaria. Esto constituye un elemento más de valor a considerar, para la identificación de las asociaciones de facies de barras de desembocadura en perforaciones de niveles estratigráficos del Jurásico medio.

Un efecto inverso se observa con los granos inaperturados, los que alcanzan máximas concentraciones en las muestras ubicadas sobre la plataforma (8.513 granos por gramo de sedimento). Estos procederían de áreas elevadas, más alejadas de la costa (Fig. 6), desde donde llegarían al prodelta y a la llanura deltaica inferior importantes cantidades de polen anemófilo de Podocarpaceae y Araucariaceae. Las proporciones casi constantes de estas familias en las asociaciones de facies analizadas, indican la escasa influencia del acarreo fluvial en el transporte y depositación de los mismos.

Las esporas de pteridofitas encontrarán su hábitat en áreas pantanosas costeras y llanuras de inundación de los distributarios fluviales. Su presencia en la secuencia JC4 es muy escasa, pero el incremento se acompaña con la proximidad de las facies hacia la costa.

Resulta llamativo que no se hallara paleomicroplancton marino, ya que estos depósitos presentan fauna marina normal. Una de las causas de la ausencia de paleomicroplancton podría relacionarse al grado de turbidez local del medio sedimentario (Gayoso 1988), ya que hay mención de quistes de dinoflagelados en depósitos de edad equivalente en la cuenca (Quattrocchio 1984a). Otros factores que controlan la presencia del paleomicroplancton marino son la profundidad del agua, temperatura, salinidad, nutrientes, etc. (Harker *et al.* 1990). Estas asociaciones Microflorísticas muestran mal estado de preservación.

La secuencia depositacional JC5 se ubica sobre una discontinuidad regional (Fig. 4). La edad de esta secuencia comprende desde el Bajociano inferior alto al

Bajociano superior (Zavala 1993) en base a su contenido de amonites. En ella se reconocieron cuatro Asociaciones Microflorísticas, las que de abajo hacia arriba en el perfil son: C, D, E y F.

Los depósitos se desarrollan por encima de una discontinuidad estratigráfica de tipo 1, labrada sobre depósitos de plataforma de la secuencia precedente y correspondientes a un Cortejo de Alto nivel. La secuencia JC5 comienza con depósitos de canales estuarinos, interpretados como el relleno de valles incididos durante la última etapa del desarrollo del Cortejo de Bajo Nivel o en el comienzo del Cortejo Transgresivo (Van Wagoner *et al.* 1990). En zonas interdistributarias de estos canales se ubica la Asociación Microflorística C, la que muestra características similares a la Asociación Microflorística A (de ambiente de plataforma costa afuera-prodelta). Se interpreta que los canales fluviales y estuarinos habrían acarreado y redistribuido el material polínico, lo que explicara la alta frecuencia del género *Classopollis*.

Sobre estos valles incididos se verifica un arreglo retrogradante de facies, característico del Cortejo Transgresivo, con desarrollo de asociaciones de facies de barrasmareales (Fig. 7). Hacia la parte media-superior de la secuencia JC5, se evidencia una progradación correspondiente al Cortejo de Alto Nivel. Se integra principalmente por asociaciones de facies de barrasmareales y canales estuarinos, correspondientes a un sistema deltaico mixto (Zavala 1993). En depósitos de los cortejos Transgresivo y de Alto Nivel se ubican las Asociaciones Microflorísticas D, E y F, en las que se reconoce, por primera vez en el perfil, la presencia de *Escharisphaeridia pocockii*, como única especie de quiste de dinoflagelado. En general dichas Asociaciones Microflorísticas presentan buena a muy buena preservación, incrementándose la presencia de paleomicromicoplanton y granos porados de la D a la F, como asimismo de esporas de pteridofitas (Fig. 4 y 5).

Las Asociaciones Microflorísticas D y E, se ubican en el Cortejo Transgresivo de la secuencia JC5. Se caracterizan por el predominio de polen anemófilo (granos inaperturados en la Asociación Microflorística D y granos sacados en la Asociación Microflorística E) (Fig. 4 y 5). Se interpreta que el material polínico acarreado a la zona litoral por corrientes fluviales habría sido retenido principalmente en zonas costeras retrogradantes, haciendo predominante al polen anemófilo. La dominancia de este último es interpretada en esta secuencia como indicativa de un déficit en el suministro clástico litoral relacionado a un incremento en la capacidad de acomodación de la cuenca.

Cerca del inicio del Cortejo de Alto Nivel, y sobre la superficie de máxima inundación, se localiza la Asociación Microflorística F. Esta máxima inundación es coherente con el incremento observado en la abundancia de quistes de dinoflagelados. Es de destacar que en la Asociación Microflorística F, la presencia de

Escharisphaeridia pocockii está acompañada por un ejemplar de *Micrhystridium* sp. La asociación *Batiacasphaera* sp. (forma similar a *Escharisphaeridia pocockii*) - *Micrhystridium* sp. se ha citado para depósitos costeros holocenos (Zavala *et al.* 1992). El predominio de las cheirolepidaceas estaría relacionado a un incremento en la progradación, relacionada al Cortejo de Alto Nivel de la secuencia JC5.

Por lo anteriormente expuesto y considerando los altos valores de dominancia de dinoflagelados en las asociaciones portadoras (100%) se interpreta que la secuencia JC5 se habría depositado en un ambiente marino somero y restringido, correspondiente a llanurasmareales, barrasmareales de plataforma y canales estuarinos, relacionados a un sistema deltaico dominado por mareas.

La secuencia JC6 se apoya mediante una discontinuidad estratigráfica sobre la secuencia JC5 (Fig. 4). Involucra desde el Bajociano superior al Bathoniano inferior (Fig. 2) (Zavala 1993). Corresponde a depósitos de ríos anastomosados de baja sinuosidad con canales con una geometría de tipo cinta y extensas llanuras de inundación (Zavala 1993). El material polínico hallado, poco frecuente y mal conservado, es assignable al género *Classopollis*.

Conclusiones

El análisis palinológico se revela como una disciplina que, combinada con el análisis de facies sedimentarias, permite analizar a las sucesiones de roca como el resultado físico del accionar del sistema exógeno. La calibración estratigráfica secuencial de esta especialidad permite disponer de elementos de juicio independientes para la resolución de problemas estratigráficos tanto en afloramientos como en pozos. Debido a la regionalidad implícita en todo registro palinológico, y a la aplicación de los postulados mencionados en el estudio de dichas secuencias en otros perfiles de la Cuenca Neuquina (Quattrocchio *et al.* en prep.), se interpreta que las siguientes conclusiones pueden ser generalizadas para las secuencias analizadas en el Jurásico medio del Sur de la Cuenca Neuquina.

1. Se ha observado que las asociaciones Microflorísticas relacionadas al relleno de valles incididos, correspondientes a canales estuarinos, presentan en general dominancia de polen de Cheirolepidaceae, con una menor representación del polen anemófilo. Esto podría relacionarse a la naturaleza costera de estos depósitos, con una mayor incidencia del transporte fluvial.

2. Los registros del Cortejo Transgresivo, muestran un predominio de polen anemófilo, indicativo de una menor tasa de aporte clástico, el que estaría relacionado a un incremento en la capacidad de acomodación de la cuenca.

3. El Cortejo de Alto Nivel, por su parte, presenta una alta incidencia de polen de zonas costeras (Cheirolepidaceae) con una alta diversidad relativa de esporas de pteridofitas. La asociación Microflorística estudiada es la que presenta la mayor diversidad y abundancia de palinomorfos de todo el perfil palinológico estudiado.

4. La abundancia del paleomicroplancton se incrementa en general desde el Cortejo Transgresivo, hasta un máximo en el Cortejo de Alto Nivel. Esto podría relacionarse a una profundización relativa de la cuenca.

Agradecimientos

Se agradece a Heraclio Ortiz la colaboración brindada tanto en el muestreo palinológico como en el procesamiento físico y químico de las muestras. Asimismo, queremos señalar nuestro reconocimiento a los revisores anónimos, cuyas sugerencias permitieron mejorar este trabajo. Se agradece al CONICET, The National Geographic Society, y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, por el apoyo brindado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- Allen, G.P. y Mercier, F., 1987. Les deltas: sédimentologie et exploration pétrolière. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), 3, (7): 1247-1269.
- Boersma, J.R., y Terwindt, J.H.J., 1981. Neap-spring sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.
- De Ferrari, C.I.C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2 (3): 256-283.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M. A., y Musacchio, E., 1979. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*. 2: 489- 507. Neuquén.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: J.C.M. Turner (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 985-1032, Córdoba.
- Frederiksen, N. O., 1985. Review of Early Tertiary sporomorph paleoecology. American Association Stratigraphic Palynologists Foundation, 92 p., Dallas.
- Gayoso, A.M., 1988. Variación estacional del fitoplancton del Estuario de Bahía Blanca. *Gayana Botánica*, 45: 241-247.
- Ghibaudo, G., 1976. Depositi di barra di foce nel Paleogene della Valle di Ager (Provincia di Lerida, Spagna). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 94: 2131-2154.
- Gibson, T. G., Edwards, L. E. y Frederiksen, N. O., 1980. Biological interpretation of depositional environments in Lower Paleogene strata. *Geological Society of America Field Trip* 20: 428-431. Atlanta.
- González-Amicón, O. y Volkheimer, W., 1982a. Datos palinológicos del Bajociano (Formación Cura Niyeu) de la Sierra de Chacaico. Cuenca Neuquina, Argentina. *Paleobotánica e Palinología na América do Sul. Boletim do Instituto de Geociências*, 13: 43-134. Universidade de São Paulo.
- González-Amicón, O. y Volkheimer, W., 1982b. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacay-Co y adyacencias (Cuenca Neuquina). República Argentina. III: Descripciones sistemáticas de los palinomorfos de la Formación Cura Niyeu (Bajociano). *Ameghiniana* 19 (1-2): 165-178.
- Groeber, P., 1920. Nota sobre el combustible de Picún Leufú (Territorio Nacional del Neuquén). A) Condiciones del Yacimiento. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Boletín 2, Serie F: 5-8.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas y Geología, Publicación 58: 1-109.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (3): 177-208.
- Groeber, P., Stipanicic, P., y Mingramm, A., 1953. Jurásico. En: Groeber P. et al., Mesozoico, En: *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos II (1): 143-347. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. y Hinterwimmer, G., 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 8: 2- 31.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 1: 236-259.
- Harker, S.D., Sarjeant, W.A.S. y Caldwell, W.G.E., 1990. Late Cretaceous (Campanian) organic-walled microplankton from the interior plains of Canada, Wyoming and Texas: Biostratigraphy, Palaeontology and Palaeoenvironmental interpretation. *Palaeontographica Abt. B. Bd.* 219: 1-243.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 266: 245- 280.
- Homewood, P. y Allen, P., 1981. Wave-, Tide-, and Current-Controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65 (12): 2534-2545.
- Hulbert, E.N., 1963. The diversity of phytoplankton populations in oceanic, coastal and estuarine regions. *Journal of Marine Research*, 21: 81-93.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1987. Unconformity-Bounded Stratigraphic Units. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 232-237.
- Kreisa, R. y Moiola, R.J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 381-387.
- Lambert, L.R., 1946. Contribución al conocimiento de la sierra de Chacaico (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (4): 231-256. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 272-299.
- Menéndez, C. A., 1968. Estudio palinológico del Jurásico medio de Picún Leufú, Neuquén. *Ameghiniana* 5 (10): 379-405.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., y Thompson, S., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. En: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 53-62, Tulsa.
- Mutti, E., 1990. Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica. *Memoria della Società Geologica Italiana*, 45: 1-29.
- Orchuela, I., Ploszkiewicz, J.V., y Viñes, R., 1981. Reinterpretación

- estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3: 281-293, San Luis.
- Quattrocchio, M., 1984a. Palinomorfos del Bajociano de Loa Mahuida (Cuenca Neuquina, Argentina). Descripciones sistemáticas. *Memoria 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 175-184, México.
- Quattrocchio, M., 1984b. Palinología estratigráfica y aspectos paleoecológicos y paleoclimáticos de la Formación Cura Niyeu (Jurásico Medio) en Loa Mahuida (Neuquén, República Argentina). *Memoria 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 185-191, México.
- Quattrocchio, M., y Volkheimer, W., 1990. Jurassic and Lower Cretaceous dinocysts from Argentina: their biostratigraphic significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65: 319-330, Amsterdam.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A., 1992. Unidades Limitadas por Discontinuidades, su aplicación al Jurásico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 346-364, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G., y Damborenea, S.E. (con la contribución de Baldoni, A.M., Ballent, S., Bonaparte, J.E., Manceñido, M.O., Gasparini, Z., Quattrocchio, M.E., Scasati, L.H., Thompson, M.R.A. y Volkheimer, W., 1990. 3. South America and Antarctic Peninsula. 3.2 Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. *Newsletter on Stratigraphy*, 21(2): 105-128. Berlin-Stuttgart.
- Stipanicic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O., y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98.
- Teyssen, T.A.L., 1984. Sedimentology of the Minette Oolitic Ironstone of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology*, 31: 195-211.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. and Hatcliff, N.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 49-212. Tulsa.
- Van Wagoner, J.C., 1985. Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change. Abstract: Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Mid-Year Meeting, Golden, August 11-14. p. 91-92. Colorado.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., y Rahamanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series N°7*, 55 p. Tulsa.
- Volkheimer, W., 1968. Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén (República Argentina) I: Descripciones sistemáticas. *Ameghiniana*, 5(9): 330-370.
- Volkheimer, W., 1969. Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén. (Argentina). II: Asociaciones microflorísticas, aspectos paleocronológicos y paleoclima. *Ameghiniana*, 6(2):
- Volkheimer, W., 1970. Jurassic microfloras and paleoclimates in Argentina. *Proceedings and Papers: Second Gondwana Symposium*. 1970, 543-549, Pretoria.
- Volkheimer, W., 1971. Algunos adelantos en la microbioestratigrafía del Jurásico en la Argentina y comparación con otras regiones del Hemisferio Austral. *Ameghiniana*, 8(3-4): 341-355.
- Volkheimer, W., 1972. Estudio palinológico de un carbón caloviano de Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 6 (nueva serie), Paleontología, 40: 101-157.
- Volkheimer, W., 1974. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina) II. Descripción de los palinomorfos del Jurásico inferior y Aaleniano (Formaciones Chacai Có y Los Molles). *Ameghiniana*, 11(2): 135-172.
- Volkheimer, W., 1977. Microfloras del Jurásico inferior de la Cuenca Neuquina. *Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología*, 4: 8-10.
- Volkheimer, W., 1979. Microfloras fósiles. En *Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino*, (Neuquén), pp. 193-207, Neuquén.
- Volkheimer, W. y Melendi, D.L., 1976. Palinomorfos como fósiles guía (3º parte). Técnicas de laboratorio palinológico. *Revista Minera, Geología y Mineralogía*, 34(1-2): 19-30.
- Volkheimer, W. y Quattrocchio, M., 1981. Distribución estratigráfica de los palinomorfos Jurásicos y Cretácicos en la faja andina y áreas adyacentes de América del Sur Austral con especial consideración de la Cuenca Neuquina. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 407-444. Buenos Aires.
- Wall D., Dale B., Lohmann, G.P. y Smith W., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2: 121-200.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine. *Memoir University of Washington*, 1: 1-469, Seattle.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C., 1972. Middle Jurassic ammonoid fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. I: Hildocerataceae. *Palaeontographica*, 140A: 1-116.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C., 1979. Middle Jurassic Ammonoid fauna and Biochronology of the Argentine - Chilean Andes, II: Bajocian Stephanocerataceae. *Paleontographica*, 164A: 85-188.
- Zavala, C.A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. 259 p. (Inédito).
- Zavala, C.A., Grill S.C., Martínez D., Ortiz H.O. y González R., 1992. Análisis paleoambiental de depósitos cuaternarios. Sitio paleoicnológico Monte Hermoso I, Provincia de Buenos Aires. *Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 31-37. La Plata.

ÁPENDICE

Lista taxonómica de especies identificadas

Se detallan las especies halladas en las asociaciones microflorísticas A, B, C, D, E, y F, de las formaciones Los Molles y Lajas, en Perfil Cerro Chacaico, Cuenca Neuquina.

La Fig. 3 contiene algunas de las especies más representativas de las secuencias JC4' y JC5 (Fm. Los Molles y Fm Lajas), en esta localidad.

Laevigati

Deltoidospora australis (Couper 1953) Pocock 1970
Deltoidospora neddeni Pflug, en Thomson y Pflug 1953
Todisporites cf. minor Couper 1958

Apiculati

Rugulatisporites cf. neuquensis Volkheimer 1972
Osmundacidites cf. araucanus Volkheimer 1972
Uvaesporites minimus Volkheimer 1968

Murornati

Lycopodiumsporites cf. austroclavatidites (Cookson) Potonié 1956

Tricrassati

Gleicheniidites sp.

Auriculati

Ischyosporites cf. marburgensis De Jersey 1963

Ischyosporites pachydictyus Menéndez 1968
 Cingulati
Interulobites cf. variabilis Volkheimer y Quattrocchio 1975
 Monoletes
Punctatosporites scabratus (Couper 1958) Norris 1965
 Saccites
Callialasporites dampieri (Balme) Dev 1961
Callialasporites segmentatus (Balme) Srivastava 1963
Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson 1958
Podocarpidites ellipticus Cookson 1947
Podocarpidites cf. verrucosus Volkheimer 1972
Microcachryidites antarcticus Cookson 1947
Microcachryidites cf. castellanosii Menéndez 1968
 Aletes
Inaperturopollenites turbatus Balme, 1957
Araucariacites australis Cookson 1947
Araucariacites pergranulatus Volkheimer 1968
 Poroses
Classopollis cf. classoides (Pflug 1953) Pocock y Jansonius 1961
Classopollis intrareticulatus Volkheimer 1972
Classopollis simplex (Danzé, Corsin y Laveine) Reisser y Williams 1969
 Plicates
Cycadopites sp.
 Dinoflagelados
Escharisphaeridia pocockii Erkmen y Sarjeant 1980
 Acritarcas
Micrhystridium sp.

Afinidades botánicas de los taxa fósiles hallados en el perfil Cerro Chacaico

Taxas fósiles	Afinidad botánica
Esporas	
<i>Deltoidospora</i>	Cyatheacea-Dicksoniaceae
<i>Todisporites</i>	Osmundaceae
<i>Birelisporites</i>	"
<i>Gleicheniidites</i>	Gleicheniaceae
<i>Divisporites</i>	Incertae Sedis
<i>Rugulatisporites</i>	Osmundaceae
<i>Osmundacidites</i>	"
<i>Punctatosporites</i>	Marattiales
<i>Uvaesporites</i>	Selaginellales
<i>Lycopodiumsporites</i>	Lycopodiaceae
<i>Ischyosporites</i>	Schizaeaceae
Granos de polen	
<i>Podocarpidites</i>	Podocarpaceae
<i>Microcachryidites</i>	"
<i>Vitreisporites</i>	Caytoniaceae
<i>Trisaccites</i>	Podocarpaceae
<i>Callialasporites</i>	"
<i>Inaperturopollenites</i>	Araucariaceae
<i>Araucariacites</i>	"
<i>Cycadopites</i>	Pentoxylaceae-Peltaspermaceae
<i>Classopollis</i>	Cheirolepidiaceae

Recibido: 21 de setiembre, 1993

Aceptado: 11 de julio, 1994