

Ecosistemas terrestres del Mioceno Temprano de la Patagonia central, Argentina: primeros avances

Viviana BARREDA¹ & Eduardo BELLOSI²

¹Museo Argentino de Ciencias Naturales, Sección Paleopalínología.
Av. Ángel Gallardo 470 C1405DJR Buenos Aires, Argentina. vbarreda@ciudad.com.ar.

²Museo Argentino de Ciencias Naturales, División Iconología.
Av. Ángel Gallardo 470 C1405DJR Buenos Aires, Argentina. ebellosi@sei.com.ar.

Abstract: Early Miocene ecosystems from central Patagonia, Argentina: first results. A first approach to determine Early Miocene ecosystems in central Patagonia (mainly San Jorge Basin) was carried out considering the vegetational communities, inferred through palynological records, the fossil mammals and the reconstructed sedimentary environments. Two main transgressions took place in San Jorge Basin. The "Leonian" one flooded a limited region, but the "Superpatagonian" transgression reached the west margin, close to the Andean hills. The Late Oligocene-Aquitanian scenery was dominated by broad alluvial plains affected by distal ash falls. The Deseadean and "Late Deseadean" mammal faunas were adapted to open areas and seasonal conditions. The coeval vegetation shows important changes through this lapse, grading from close forests in the Late Oligocene to a still forested landscape with patches of shrubby and herbaceous communities in the Late Aquitanian. These modifications suggest a progressive humidity and temperature decrease. This climate trend would have continued up to the Early Burdigalian, in time of the Colhuehuapian mammal fauna. A broad tidal estuarine system (Superpatagonian transgression) developed in central Patagonia in the Late Burdigalian, occupied by tropical and aquatic plants suggesting a relevant increase in temperature and humidity. The coeval Pinturean fauna indicates similar conditions. Tectonic events in the Andean region determined a progressive dryness since the Early-Middle Miocene transition, in time of the Santacrucian fauna.

Key words: Ancient Ecosystems, Early Miocene, central Patagonia, Argentina.

El Oligoceno Tardío y, en particular, el Mioceno fueron momentos de grandes eventos geodinámicos en Sudamérica que afectaron la evolución de las comunidades bióticas (Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1990; Pascual, 1996). La Patagonia extraandina soportó en estos tiempos tres episodios de inundación marina (transgresiones Juliense, Leonense y Superpatagoniense) que sumergieron la planicie costera y las llanuras interiores de la Patagonia central (Cuenca del Golfo San Jorge, Subcuenca Mazarredo, Subcuenca Posadas), quedando como áreas positivas o zonas de erosión la península Tehuelche o Protopatagonia y la península Deseado (Fig. 1) (Windhausen, 1924; Camacho, 1967). Los registros de estas transgresiones fueron agrupados en distintas unidades de acuerdo a las características litológicas en cada cuenca: Formación Chenque (Cuenca del Golfo San Jorge), Formaciones San Julián y Monte León (Subcuenca Mazarredo) y Formaciones Centinela y El Chacay (Subcuenca Posadas). El contenido palinológico de las sucesiones marinas permitió efectuar su ajuste cronológico (Barreda, 1996;

Palamarczuk & Barreda, 1998; Barreda & Palamarczuk, 2000a, 2000b, 2000c; Guerstein *et al.*, 2003), e inferir cambios evolutivos y de adaptación en las comunidades vegetales continentales (Barreda, 2000).

En las áreas emergidas se acumularon sedimentos piroclásticos finos reunidos en las Formaciones Sarmiento, Pinturas y parcialmente en la Formación Santa Cruz, todas portadoras de muy ricas asociaciones de vertebrados pero con escaso registro de fósiles vegetales. Las faunas de mamíferos terrestres del Cenozoico de Patagonia, han sido tomadas como patrón para la definición de la mayoría de las comunidades sudamericanas (Edades o cronofaunas terrestres) de acuerdo con su grado de evolución (Pascual *et al.*, 1965; Simpson, 1971; Marshall *et al.*, 1983). Los requerimientos y adaptaciones de estas faunas han dado lugar a la mayoría de las interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas que se disponen hasta el momento.

Grandes extensiones de la superficie centropatagónica presentan exposiciones de estas

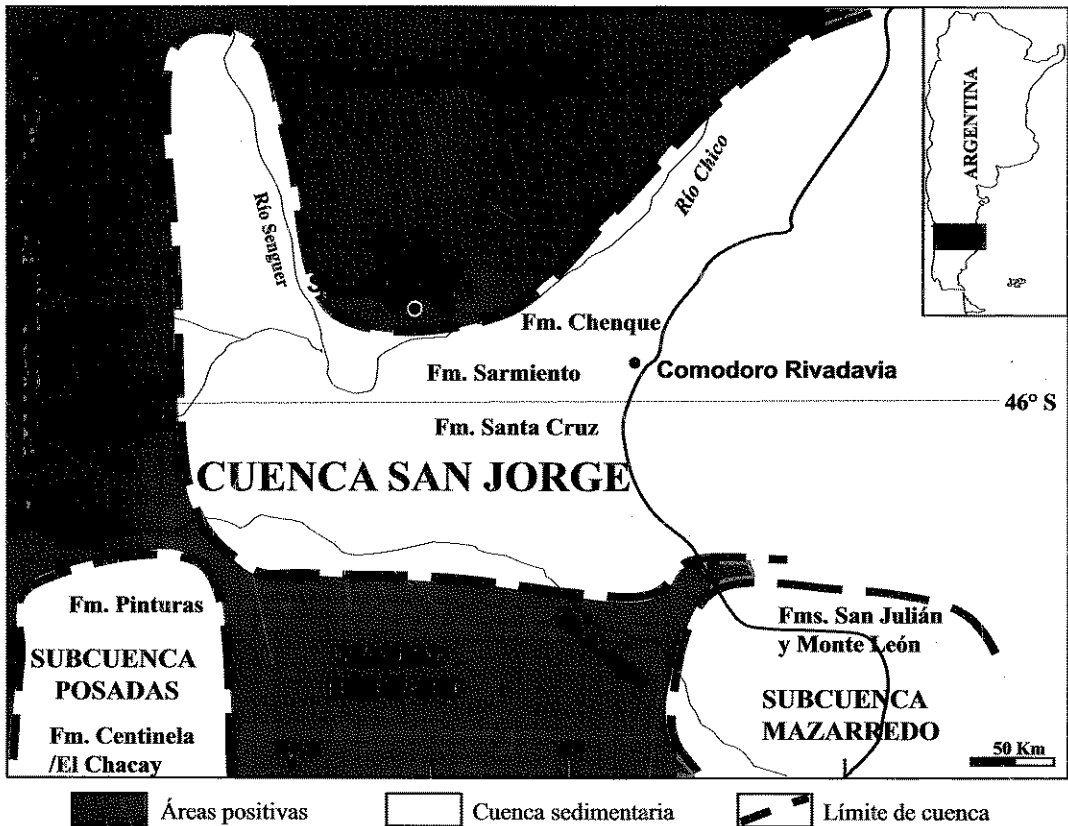


Fig. 1. Paleogeografía general de la Patagonia central (entre 45° y 47° S) en el Mioceno Temprano. Las Subcuencas Posadas y Mazarredo constituyen los extremos septentrionales de la Cuenca Magallanes.

unidades terrestres y marinas, característica que facilitó la realización de trabajos estratigráficos de detalle (Belloso, 1990, 1995).

En este trabajo, se presenta una síntesis de los principales resultados alcanzados en la caracterización de los ecosistemas terrestres del Mioceno Temprano de la Patagonia central. La determinación de ecosistemas antiguos requiere de estudios multidisciplinarios (paleontológicos, paleoecológicos, estratigráficos y sedimentológicos), no siempre posibles debido a frecuentes carencias en el registro fósil y a la falta de similar nivel de información en todas las disciplinas. En este caso en particular, la estrecha asociación entre los depósitos terrestres y marinos dentro de un aceptable marco estratigráfico-cronológico logrado a partir de las asociaciones faunísticas, biozonación palinológica, arquitectura depositacional y dataciones radimétricas, es lo que permite pretender encarar un estudio de estas características (Fig. 2). Es la primera vez que se bosquejan los ecosistemas del Mioceno Temprano analizando en forma conjunta las comunidades vegetales y las

faunas mamíferas en su contexto paleoambiental. Debido al claro provincialismo biótico en Sudamérica, desarrollado con claridad a partir del Mioceno Medio y probablemente desde el Eoceno (Flynn & Swisher, 1995), las interpretaciones aquí alcanzadas tendrán sólo validez para la faja latitudinal 44°-48° S. También se consideró la concentración de los palinomorfos reciclados, efectuándose apreciaciones semicuantitativas, con el objeto de reconocer lapsos de retrabajo posiblemente vinculados a episodios de mayor erosión.

MARCO TEÓRICO Y DATOS UTILIZADOS

Las interpretaciones paleoclimáticas basadas sobre restos megafiorísticos utilizan generalmente grupos de plantas clave (arecáceas, cicadales, ginkgoales, etc.), o particularidades morfológicas de hojas (tamaño, características de los bordes, número de estomas, etc.) o de troncos (anillos de crecimiento), para determinar límites florísticos y transiciones climáticas. Un espectro polínico aislado tiene un valor limitado para representar la vegetación

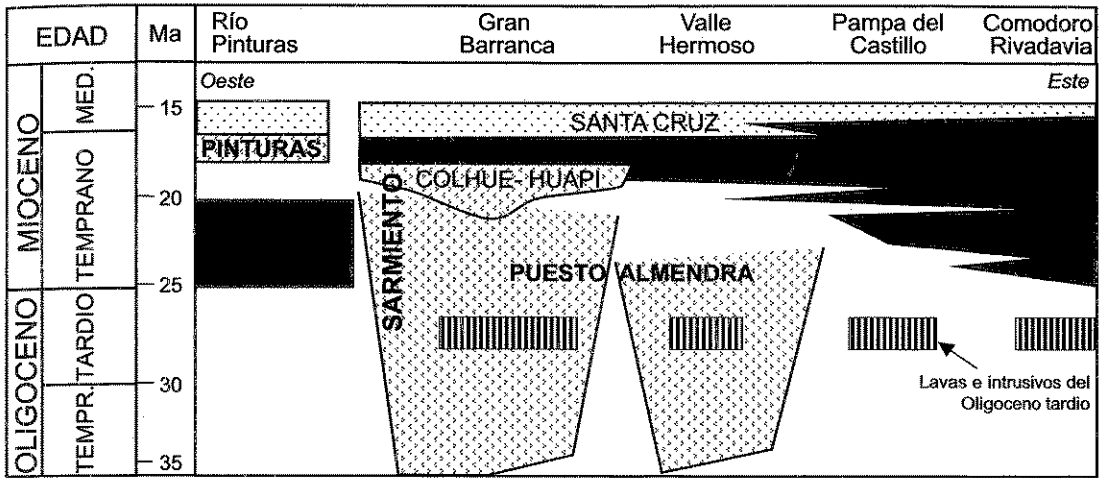


Fig. 2. Relaciones estratigráficas entre las unidades continentales y marinas del Oligoceno y Mioceno de la Patagonia Central.

original, sin embargo, una sucesión cronológica de tales espectros refleja muy bien la composición de la vegetación productora y provee valiosa información sobre los cambios en las comunidades vegetales, el clima y la paleogeografía. Los registros esporopolínicos dan una excelente medida de la heterogeneidad de la vegetación local a subregional y pueden ser utilizados como base para la reconstrucción detallada de paleocomunidades vegetales (Behrensmeyer *et al.*, 1992). Estudios de lluvias polínicas actuales demostraron que el registro palinológico resulta representativo de la vegetación de origen. Aunque existen factores que pueden distorsionar dicho registro, tales como la productividad polínica, fortaleza de las exinas, el ambiente químico y la tasa de sedimentación, los análisis de frecuencias de grupos microflorísticos son una de las formas más precisas para conocer la composición de la vegetación de origen (Retallack, 2001).

En el presente estudio se utiliza la representación cuantitativa de las familias de plantas identificadas en la Formación Chenque para analizar la evolución de las comunidades vegetales en el Mioceno Temprano de la Cuenca del Golfo San Jorge (Barreda, 1996). Se considera, asimismo, la información publicada sobre las faunas de vertebrados pertenecientes a las Edades mamífero Deseadense y Colhuehuapense preservadas en la Formación Sarmiento, la fauna "pinturense" de la Formación Pinturas y Santacruicense de la Formación Santa Cruz (Ameghino, 1906; Simpson, 1940; Marshall *et al.*, 1986; Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1990; Bown *et al.*, 1993; Kraemer, 1993; Kramarz, 2002) y el ambiente sedimentario de las unidades miocenas terrestres y marinas (Feruglio, 1949; Andreis, 1977; Spalletti &

Mazzoni, 1979; Bellosi, 1987, 1995, 1998; Bown & Larriestra, 1990; Legarreta & Uliana, 1994).

RESULTADOS

Velocidad y extensión de las transgresiones

Las variaciones relativas del nivel del mar deducidas con el análisis secuencial y bioestratigráfico sugieren que la cronología de los principales cambios paleogeográficos del Mioceno Temprano en la Cuenca del Golfo San Jorge resultó coincidente con las tendencias eustáticas previamente reconocidas (Haq *et al.*, 1987). Las fluctuaciones de la línea de costa deben también ser interpretadas en el contexto de los eventos tectónicos locales que se suman a dicha señal eustática (Uliana & Biddle, 1988).

El ajuste cronológico y la distribución areal de las secuencias que constituyen la Formación Chenque permitieron elaborar un diagrama del alcance máximo de cada pulso transgresivo en el ámbito de la cuenca (Fig. 3). Las dos secuencias inferiores forman en conjunto el evento denominado "transgresión Leonense" (Ameghino, 1906; Feruglio, 1949; Riggi, 1979; Bellosi, 1990; Legarreta & Uliana, 1994), de modesta extensión en esta región pero con amplia distribución en la Cuenca Magallanes (Bellosi, 1995). Su penetración hacia el oeste en la región del Golfo San Jorge estuvo condicionada por la interposición de un antiguo escalón fisiográfico o "umbral Castillo" (Windhausen, 1924), situado al este de Valle Hermoso. De acuerdo con la posición estratigráfica de las superficies de máxima inundación (MFS) -obtenidas por análisis de facies y porcentaje de fitoplancton (Bellosi & Barreda, 1993)- y las tasas

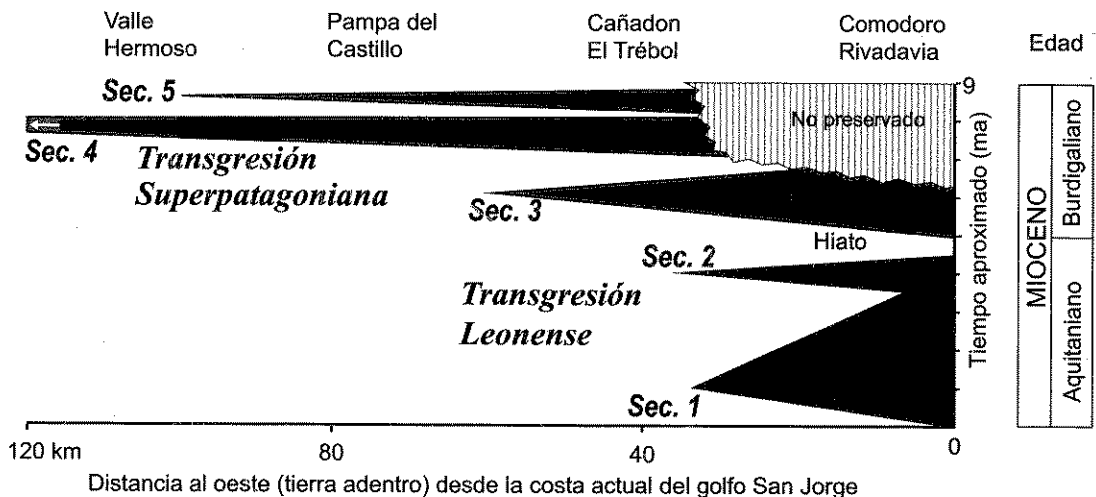


Fig. 3. Extensión areal y temporal de los episodios de inundación marina del Mioceno Temprano en la Cuenca del Golfo San Jorge registrados en la Formación Chenque. Las edades de las secuencias (Sec.) fueron calibradas con palinoestratigrafía (Barreda, 1996; Palamarczuk & Barreda, 1998), dataciones radimétricas, la curva de variación del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987) y relaciones con las unidades continentales (Marshall *et al.*, 1986; Bellosi, 1995; Kay *et al.*, 1999).

relativas de sedimentación de ambas secuencias, se entiende que la velocidad de avance de estas ingresiones marinas fue más lenta que en el evento subsiguiente.

El conjunto de secuencias superiores (Sec. 3, 4 y 5) ha sido referido a la "transgresión Superpatagoniense" (Feruglio, 1949). Tanto la extensión como la celeridad de las sucesivas ingresiones se incrementaron respecto de las anteriores, sobrepasando cómodamente el umbral Castillo. En particular, el evento transgresivo de la secuencia 4 (probablemente también el de la secuencia 5) alcanzó una dilatada penetración hacia el oeste, invadiendo la depresión de Río Mayo (Frenguelli, 1929; Legarreta & Uliana, 1994; Bellosi, 1995). El registro de la transgresión Superpatagoniense se caracteriza por el notable desarrollo de facies mareales someras (complejos de ondas de arena) originadas en un vasto sistema estuárico. En la región de Valle Hermoso se identificaron depósitos superpatagonianos superpuestos en concordancia a chonitas de la Formación Sarmiento de edad colhuehuapense.

El análisis de las frecuencias relativas del fitoplancton marino *vs.* componentes continentales permitió detectar una conducta recurrente vinculable con los principales ciclos de sedimentación marina y litoral (Barreda, 1989; Bellosi & Barreda, 1993). Se reconocieron claramente los eventos transgresivos de las Secuencias 1, 4 y 5. La Sec. 3 en la zona de Comodoro Rivadavia resultó palinológicamente pobre (Barreda, 1996). La

transgresión vinculada con la Sec. 2 si bien no resultó tan evidente en el co. Chenque, fue notoria algo más al sur en la zona de Playa Las Cuevas. La figura 3 refleja las variaciones indicadas.

Palinomorfos reciclados

La presencia de distintos grupos palinológicos reciclados reconocidos en muestras de la Formación Chenque (Barreda, 1996) merecen ser evaluados en forma particular, en razón de su significado tectónico y de evolución del relieve referido a procesos de retrabajo y sedimentación. Barreda y Palamarczuk (2000b) distinguieron rasgos semejantes en la Formación Monte León de la Cuenca Magallanes. La desigual composición y distribución estratigráfica de los elementos reciclados evidencian un origen contrastante que estaría vinculado con los cambios relativos del nivel del mar y ascensos tectónicos que afectaron el paisaje centropatagónico y la capacidad de erosión de los agentes continentales y marinos.

Se diferenciaron palinomorfos reciclados entre los que se reconocen formas del Cretácico Temprano (*Cyclusphaera* spp., *Classopollis* spp., *Balmeiopsis limbatus* (Balme) Archangelsky, entre otros) y del Paleogeno (*Cyatheacidites anulatus* Cookson, *Trilites parvullatus* Krutzsch, *Deflandrea* spp., entre otros), aquí denominados reciclados antiguos. También, se identificaron palinomorfos reciclados provenientes de los términos inferiores de la unidad (reciclados intraformacionales), los cuales se distinguen por su posición estratigráfica anó-

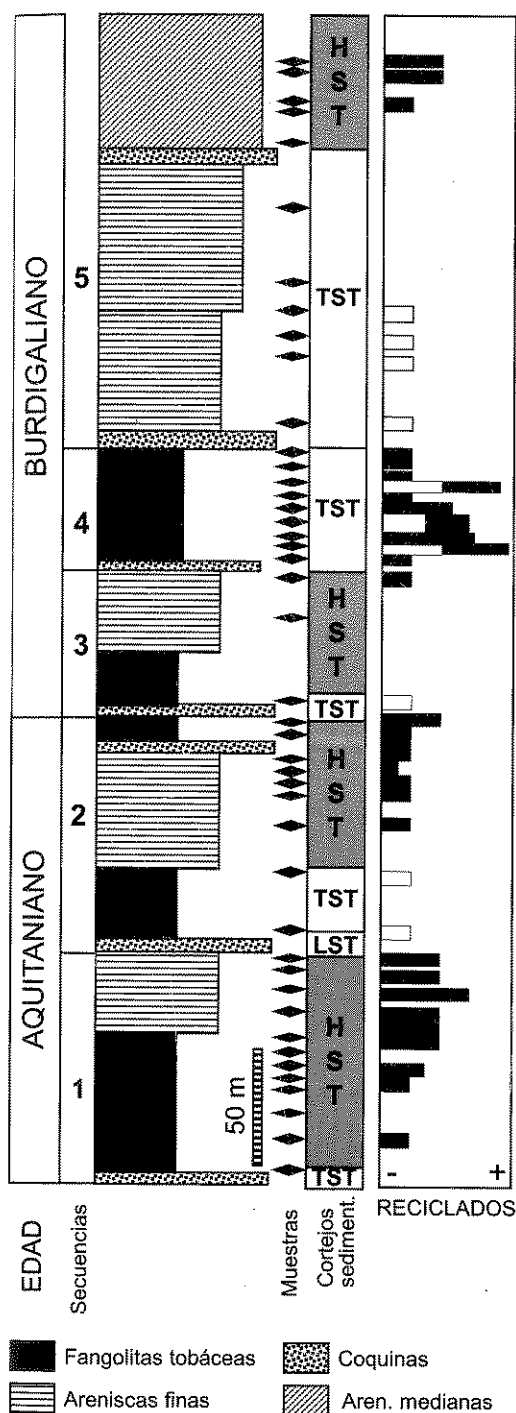


Fig. 4. Variaciones en la proporción y tipo de palinomorfos reciclados y su relación con los cortejos sedimentarios de la Formación Chenque. Rectángulo negro: palinomorfos del Cretácico Temprano y Paleogeno. Rectángulo blanco: palinomorfos intraformacionales. TST: cortejo transgresivo, HST: cortejo de nivel alto, LST: cortejo de nivel bajo.

mala y su desgaste comparativamente mayor. En la figura 4 se grafica la distribución vertical de las poblaciones reconocidas y sus abundancias relativas. A escala intrasecuencial y estableciendo comparaciones con los diferentes cortejos sedimentarios de cada secuencia depositacional, resulta evidente que el mínimo absoluto de formas recicladas tiene lugar en niveles próximos a las MFS cuando fue mínima la capacidad erosiva de los ríos, dominando la asociación el paleomicroplancton marino autóctono (Barreda & Bellosi, 1998). En los cortejos transgresivos (TST) predominan los palinomorfos marinos (dinoflagelados), con elementos continentales subordinados, todos ellos autóctonos, y escasos reciclados. Estos últimos son del tipo intraformacional y serían producidos por la acción erosiva de la ingresión marina sobre terrenos originados en ciclos transgresivos previos.

La mayor concentración de palinomorfos reciclados se produce hacia los términos superiores de las secuencias, en correspondencia con la sección superior de los cortejos de nivel alto (HSST), donde dominan reciclados antiguos. El registro palinológico de los HSST puede ser dividido en dos secciones: en la parte inferior domina el plancton marino y son subordinados los palinomorfos continentales autóctonos y los reciclados. En la parte superior, y como consecuencia de la desaceleración del ritmo de ascenso del nivel marino, los elementos terrígenos empiezan a ser abundantes incrementándose también la frecuencia de reciclados antiguos. Estas variaciones concuerdan con el modelo predictivo de Gregory y Hart (1992).

El tramo preservado de la Secuencia 4 (sólo el TST) no responde claramente a las tendencias de variación observadas en las restantes secuencias ya que es muy abundante el material reciclado y además se observa una mezcla de las poblaciones identificadas. Esto podría explicarse por las características particulares del cuarto pulso transgresivo, el cual tuvo la mayor extensión regional y máxima penetración hacia el oeste, que habría provocado fuerte erosión sobre terrenos intraformacionales y del sustrato antiguo.

El aumento de palinomorfos del Cretácico Temprano en los términos superiores de las secuencias 1 y 4 de la Formación Chenque sugiere relevantes pulsos de ascenso tectónico relacionados con la orogenia andina, hasta hoy poco conocidos. Estos movimientos del Mioceno Temprano debieron ser de suficiente magnitud como para provocar la erosión del relleno Eocretácico, soterrado más de 1000 m por debajo de la potente columna del Cretácico Superior y Paleogeno de la Cuenca del Golfo San Jorge. Considerando la paleogeografía regional, estos eventos diastróficos se habrían concentrado en el sector cordillerano de la Patagonia central,

ya que el ámbito oriental actuaba como área subsidente y de acumulación.

Ecosistemas eomiocenos

El Oligoceno tardío estuvo caracterizado por el predominio de sedimentación piroclástica eólica en un paisaje suave, drenado por ríos permanentes, y costas pantanosas con formación de carbón. En estos ambientes terminó de definirse un relevante cambio en la fauna de vertebrados, iniciado en la transición Eoceno-Oligoceno, y representado por la Cronofauna "Deseadense temprana" (Fig. 5). Las mismas evidencian tendencias al gigantismo, reconociéndose los primeros roedores caviomorfos (Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1990). La flora asociada a los mantos de carbón (Formación San Julián) indica el desarrollo de bosques cerrados en el área cercana al litoral atlántico patagónico, con abundantes helechos, palmeras y plantas tropicales (rubiáceas, combretáceas, sapindáceas, clorantáceas) sugiriendo condiciones climáticas templado-cálidas y húmedas. Ya se documentan, sin embargo, algunos elementos herbáceo-arbustivos (quenopodiáceas, efedráceas, poáceas) y tienen lugar los primeros registros de asteráceas (Barreda, 1997).

Las modificaciones en el paisaje centropatagónico en el Aquitaniano fueron poco significativas. En la planicie costera se desarrollaron amplias llanuras de bajo gradiente, con cursos fluviales de reducido tamaño. La región continuó sometida a persistentes lluvias de cenizas y polvo volcánico, suministradas por los vientos desde alejados centros efusivos norpatagónicos (Mazzoni, 1985). Los depósitos, en su mayoría de carácter fino (chonitas y tobas finas del Miembro Puesto Almendra, Formación Sarmiento), corresponden a acumulaciones eólicas sineruptivas y distales (Feruglio, 1949; Mazzoni, 1985; Bellosi, 1995). Los paleosuelos no cálcicos preservados (Alfisoles y Andisoles) incluyen una variada icnofauna de insectos indicativa de condiciones estacionales (Bellosi *et al.*, 2001; Genise *et al.*, en prensa). Por sectores se produjeron efusiones volcánicas basálticas y explosivas que alteraron la red de drenaje causando endicamientos. Durante esta edad se diversificaron los mamíferos hipsodontes pastadores indicando adaptaciones a condiciones de clima estacional, con equilibrio entre ambientes de vegetación abierta y bosques. En la fauna del "Deseadense tardío" o "Deseadense sin *Pyrotherium*" (Marshall *et al.*, 1986) hay un nuevo aumento de la hipsodoncia con respecto al Deseadense clásico, registrándose sólo un roedor (Wood & Patterson, 1959; Marshall *et al.*, 1986). El significado adaptativo de la hipsodoncia de herbívoros como respuesta al mayor desgaste dental es aún discutido, ya sea por la ingesta de vidrio volcánico junto con los vegetales, o

por el consumo de hierbas con células silíceas (poáceas o cyperáceas) (Pascual *et al.*, 2002). Las condiciones paleoambientales sugeridas por las faunas mamalíferas se corresponden con las indicadas por las asociaciones esporopolínicas coetáneas, las cuales marcan un significativo cambio en la vegetación con respecto a la del Oligoceno tardío, especialmente por el avance de elementos herbáceo-arbustivos. Todavía dominan los representantes de bosques húmedos (podocarpáceas, fagáceas y araucariáceas), en parte comparables con los presentes en los actuales bosques andino-patagónicos, desarrollados en zonas alejadas de la costa o relativamente elevadas. Entre los representantes de vegetación abierta se destacan los elementos halofíticos y xerofíticos adaptados a ambientes costeros y sustratos de cenizas (efedráceas y quenopodiáceas), junto con subordinadas poáceas, cyperáceas, anacardiáceas y asteráceas, entre las familias más significativas. En posiciones litorales o sublitorales también se habrían formado bosques en galería con presencia de arecáceas, salicáceas y leguminosas caesalpinoideas y mimosoideas.

En el Aquitaniano tardío el espectro esporopolínico evidencia una retracción del estrato arbóreo y un mayor avance de los elementos arbustivos xerofíticos, indicando disminución de la humedad (Barreda, 1996). Este proceso de desecamiento podría estar relacionado con la fuerte caída del nivel del mar ocurrida en la transición Aquitaniano-Burdigaliano. Tal fenómeno condujo a la formación de valles incisos donde se desarrollaron cursos fluviales de régimen no permanente, con acumulación de conglomerados intraformacionales a inicios del Burdigaliano (Miembro Colhue Huapi, Formación Sarmiento). Posteriormente, se formaron depósitos loésicos (eólicos) asociados a paleosuelos con nódulos carbonáticos que sugieren, aunque sea localmente, condiciones semiáridas. La fauna Colhuehuapense muestra un nuevo aumento de la hipsodoncia en los ungulados, se reconoce una gran diversidad de roedores y se registran los primeros primates de la Patagonia (Vucetich, 1985, 1986; Pascual & Bond, 1986; MacFadden, 1990; Pascual & Ortiz Jaureguizar, 1990). La escasez del registro palinológico de la Secuencia 3 (Formación Chenque) no permite caracterizar la vegetación de este lapso, aunque la esterilidad de muchos de estos niveles podría estar fuertemente influenciada por las características del paleoambiente.

En una etapa posterior del Burdigaliano, la planicie costera centropatagónica soportó una vasta inundación marina, dando lugar a un dilatado sistema estuárico dominado por mareas, alimentado por cursos fluviales de alta sinuosidad con amplias planicies de inundación. En los sectores intercanales del estuario se desarrollaron abun-

| ÉPOCA | EDAD | | CONTINENTAL | | MARINO | | AMBIENTE SEDIMENTARIO | SUELOS | MAMIFEROS | VEGETACION | |
|---------------------------------|---------------------|------------------|----------------------|------------------------|-----------------------|------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | | UNIDAD | SALMA | Fm. | Sec. | | | | | |
| OLIGOCENO TARDÍO CHATIANO | MIOCENO TEMPRANO | MIEDIO LANGH. | Fm. SANTA CRUZ | SANTA CRUCENSE | | 5 | Campo de médanos | | Disminución de primates | | |
| | | | | | | | Planicies fluviales y depósitos eólicos. | | | | |
| | | BURDIGALIANO | Fm. PINTURAS | "PINTU - RENSE" | | 4 | Estuarios mareales, lagunas en planicie costera. En áreas preandinas: facies eólicas y fuerte erosión fluvial. | Mollisoles | Máxima diversidad de primates y puercoespines | Bosques de Pd-F-Ar, helechos. Plantas tropicales. Hierbas acuáticas de marismas. Retracción de arbustos | |
| | | | | | | | | | | | |
| | | AQUITANIANO | Fm. SARMIENTO | Mbo. COLHUE - HUAPI | COLHUEHUAPENSE | | 3 | Valles incisos por fuerte caída n.m., con loessitas y facies fluviales | Allisoles y horizontes carbonáticos | Mayor hipsodoncia Ungulados. Diversidad de roedores. Primeros primates en Patagonia | |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | Mbo. PUESTO ALMENDRA | DESEADENSE "TARDÍO" | | 2 | Llanuras aluviales y loésicas (pirocástico distal) Flujo y explosiones basálticas locales. | Allisoles, Andosoles | Fauna local (<i>Scarrit Pocket</i>) Pocos roedores. <i>Scarritia</i> , <i>Trachytherus</i> , <i>Leontinia</i> | Bosques Pd-F, helechos. Expansión de arbustos xerofíticos |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | Mbo. PUESTO ALMENDRA | DESEADENSE "TEMPRANO" | | 1 | Llanuras aluviales con lluvias de cenizas. Pantanos costeros en zonas de poco aporte piroclástico | | <i>Pyrotherium</i> Gigantismo. Primeros roedores en Patagonia Diversificación de pastadores | Bosques cerrados Pd-F-Ar, palmeras, lianas, helechos. Muy escasa vegetación herbáceo-arbustiva |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |

Fig. 5. Evolución de las comunidades bióticas del Oligoceno Tardío-Mioceno Medio y sus escenarios sedimentarios, en la Patagonia central. Pd: podocarpáceas, F: fagáceas, Ar: araucariáceas.

dantes lagunas perennes. El óptimo climático del Neogeno, fue coincidente con esta etapa de nivel del mar alto. Estos ambientes fueron ocupados por diversos grupos de vertebrados, representantes de la fauna "pinturensis", casi sin representación en la Cuenca del Golfo San Jorge por haberse encontrado inundada, pero bien desarrollada en la región del río Pinturas (Formación Pinturas). En este tiempo, se registra la máxima diversificación de los primates y alta diversidad de ungulados ramoneadores. Se mantiene alta también la diversidad de los roedores con gran abundancia de puercoespines arborícolas (Feagle *et al.*, 1995; Kramarz, 2002). La vegetación burdigaliana estuvo conformada por formas tropicales y plantas adaptadas a biotopos acuáticos, en tanto que las familias xerofíticas se retrajeron indicando condiciones más cálidas y húmedas. La comunidad litoral burdigaliana se encuentra dominada por esparganiáceas, restionáceas y cyperáceas mostran-

do un cambio significativo con respecto a las comunidades aquitanianas. Se propone aquí la correlación de las Secuencias 4 y 5 de la Formación Chenque con la sección inferior de la Formación Pinturas, por presentar los primeros indicios de condiciones paleoclimáticas más cálidas y húmedas dentro del Mioceno Temprano.

A fines del Mioceno Temprano el sistema estuárico fue reemplazado por valles fluviales que progradaron hacia el este sobre la planicie costera centropatagónica (Formación Santa Cruz), más tarde invadida por un extenso campo de médanos de arena a principios del Mioceno Medio (Bellosi, 1998). Esta cuña detrítica fluvio-eólica resultó de un pulso de ascenso tectónico andino, el cual provocó una progresiva sombra de lluvia sobre la vertiente atlántica de Patagonia. La megafauna santacruzense ha sido principalmente estudiada en la Patagonia austral. Tauber (1997) reconoció a lo largo de la Formación Santa Cruz cambios en los

conjuntos de mamíferos que sugieren un progresivo e irreversible proceso de desecamiento y mayor estacionalidad climática.

CONCLUSIONES

De los dos eventos transgresivos reconocidos en el Mioceno de la Cuenca del Golfo San Jorge, la "transgresión Leonense" habría tenido reducida extensión, con su avance hacia el interior del continente condicionado por la interposición del "umbral Castillo". La "transgresión Superpatagónica", en cambio, afectó un área mucho mayor y alcanzó una dilatada penetración hacia el oeste. Se reconoce, además, un incremento en la velocidad de avance marino desde la "transgresión Leonense" hacia la "Superpatagónica".

Se determinaron dos tipos de palinomorfos reciclados: "antiguos" (del Cretácico Temprano y Paleogeno) e "intraformacionales", cuya distribución varía a lo largo de las secuencias depositacionales. La mayor concentración de reciclados antiguos tiene lugar en la parte superior de los cortejos de nivel alto (HSST). Los reciclados intraformacionales suelen estar asociados con los cortejos transgresivos (TST). La abundancia de palinomorfos retrabajados del Cretácico Temprano en los términos superiores de las secuencias depositacionales 1 y 4 sugieren pulsos de ascenso tectónico dentro del Mioceno Temprano, vinculados con la orogenia andina.

Se reconocen significativos cambios en la paleogeografía y especialmente en las comunidades bióticas de la Patagonia central durante el intervalo Oligoceno Tardío-Mioceno Medio. El paisaje del Oligoceno Tardío y Aquitaniano se caracterizó por el desarrollo de amplias llanuras aluviales sometidas a persistentes lluvias de ceniza y polvo volcánico, con desarrollo de paleosuelos Alfisoles. Las faunas mamíferas Deseadense y "Deseadense tardía" manifiestan un cambio relevante con formas cada vez más adaptadas a condiciones de clima estacional y a la presencia de áreas abiertas. La vegetación es la que muestra cambios más claros a lo largo del lapso temporal Oligoceno Tardío-Aquitano tardío. Los bosques cerrados, con muy escasa participación herbácea arbustiva del Oligoceno Tardío, progresivamente derivaron en un paisaje con presencia de áreas boscosas, pero con sectores abiertos y significativa representación de elementos arbustivo-herbáceos en el Aquitaniano tardío, indicando una progresiva disminución de la temperatura y especialmente de la humedad efectiva. A inicios del Burdigaliano continúa la formación de depósitos loésicos, pero ahora asociados a suelos cálcicos que sugieren condiciones menos húmedas, en tiempos de la fauna

Colhuehuapense. No se posee evidencia de la paleoflora del momento. En una etapa tardía del Burdigaliano se desarrolló sobre la planicie costera un amplio sistema estuárico con abundantes cursos fluviales y lagunas. La vegetación muestra un avance de elementos tropicales y de plantas adaptadas a biotopos acuáticos, indicativa de un clima más cálido y húmedo. La fauna coetánea, "pinturense", sugiere condiciones similares. Hacia fines del Mioceno Temprano e inicios del Mioceno Medio tanto en el registro sedimentario como en la fauna Santacrucesense se observaron cambios que señalan un proceso progresivo de desecamiento.

AGRADECIMIENTOS

Estos estudios fueron financiados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Los autores agradecen al Dr. A. Kramarz sus comentarios sobre las faunas de mamíferos cenozoicas, y especialmente al Dr. W. Volkheimer y a un revisor anónimo por sus valiosas observaciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Ameghino, F. 1906. Les formations sédimentaires du Cretacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec une parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires* 8:1-568.
- Andreis, R.R. 1977. Geología del área de Cañadón Hondo, Dpto. Escalante, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista del Museo de La Plata, Geología* 4:77-102.
- Barreda, V.D. 1989. *Palinología estratigráfica de las sedimentitas terciarias del "Patagoniano" en los alrededores de Comodoro Rivadavia, Chubut y Santa Cruz*. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 362 pp. Inédito.
- 1996. Bioestratigrafía de polen y esporas de la Formación Chenque, Oligoceno tardío?-Mioceno de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 33:35-56.
 - 1997. Palinestratigrafía de la Formación San Julián en el área de Playa La Mina, Oligoceno de la Cuenca Austral. *Ameghiniana* 34:283-294.
 - 2000. Cambios verticales y latitudinales en las asociaciones esporopólicas del Oligoceno Tardío-Mioceno en secciones de la costa patagónica y plataforma continental argentina. *11º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología* (Tucumán), *Ameghiniana* 37, Suplemento Resúmenes: 44R-45R.
- Barreda, V.D. & E.S. Bellosi. 1998. Cambios del nivel del mar y registro palinológico mioceno en la Cuenca del Golfo San Jorge. *7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Bahía Blanca), Resúmenes: 15.

- Barreda, V.D. & S. Palamarczuk. 2000a. Palinoestratigrafía de depósitos del Oligoceno tardío-Mioceno, en el área sur del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 37:103-117.
- 2000b. Palinomorfos continentales y marinos de la Formación Monte León en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 37:3-12.
- 2000c. Estudio palinoestratigráfico integrado del entorno Oligoceno Tardío-Mioceno en secciones de la costa patagónica y plataforma continental argentina. En: F.G. Aceñolaza & R. Herbst (eds.), *El Neogeno de Argentina, INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 14:103-138.
- Behrensmeyer, A.K., J.D. Damuth, W.A. DiMichele, R. Potts, H.D. Sues & S.L. Wing. 1992. *Terrestrial Ecosystems through Time. Evolutionary Paleocology of Terrestrial Plants and Animals*. The University of Chicago Press, 568 pp.
- Bellosi, E.S. 1987. *Litoestratigrafía y sedimentación del "Patagoniano" en la Cuenca del Golfo San Jorge, Terciario de Chubut y Santa Cruz*. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral, 252 pp. Inédito.
- 1990. Formación Chenque: registro de la transgresión patagónica en la Cuenca del Golfo San Jorge. *11º Congreso Geológico Argentino* (San Juan), Actas 2:57-60.
- 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44:50-83.
- 1998. Depósitos progradantes de la Fm. Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca San Jorge. *7ª Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas: 110-111.
- Bellosi, E.S. & V.D. Barreda. 1993. Secuencias y palinología del Terciario medio en la Cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Mendoza), Actas 1:78-86.
- Bellosi, E.S., J. Laza & M. González. 2001. Icnofaunas en paleosuelos de la Formación Sarmiento (Eoceno-Mioceno), Patagonia central. *4ª Reunión Argentina de Icnología y 2ª Reunión de Icnología del MERCOSUR*: 31.
- Bown, T. & C. Lariestra. 1990. Sedimentary paleoenvironments of fossil platyrrhine localities, Miocene Pinturas Formation, Santa Cruz province, Argentina. *Journal of Human Evolution* 19:87-119.
- Bown, T., C. Lariestra & J. Feagle. 1993. Systematics, biostratigraphy and dental evolution of Paleotheriidae, Later Oligocene to Early-Middle Miocene (Deseadan-Santacrucian) Caenolestoid Marsupials of South America. *Paleontological Society Memoirs* 29, *Journal of Paleontology* 67:1-76.
- Camacho, H.H. 1967. Las transgresiones del Cretácico Superior y Terciario de la Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 22:253-280.
- Feruglio, E. 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 545 pp.
- Feagle, J.G., T.M. Bown, C. Swisher & G. Buckley. 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. *6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Trelew 1994), Actas: 129-135.
- Flynn, J.J. & C.C. Swisher. 1995. Cenozoic South American Land Mammal-Ages. Correlation to Global Geochronology. En: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry & J. Herdenbol (eds.), *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication* 54:317-333.
- Frenguelli, J. 1929. Descripción de algunos perfiles en la zona petrolífera de Comodoro Rivadavia. *Boletín de Informaciones Petroleras* 59:575-605.
- Genise, J.F., E.S. Bellosi & M. González. En prensa. An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in palaeosols. En: D. McIlroy (ed), *The Application of Ichnology to Stratigraphic Analysis*. Geological Society, Special Publications, London.
- Gregory, W. & G.F. Hart. 1992. Towards a predictive model for the palynologic response to sea-level changes. *Palaeos* 7:3-33.
- Guerstein, G.R., M.V. Guler & S. Casadío. En prensa. Palynostratigraphy and paleoenvironments of the Oligocene/Miocene boundary from the Centinela Formation, Southwestern Argentina. En: A.B. Beaudoin & M.J. Head (eds), *The Palynology and Micropaleontology of Boundaries. Geological Society, London, Special Publication*.
- Haq, B., J. Hardenbol & P. Vail. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science* 235 :1156-1167.
- Kay, R.F., R.H. Madden, M.G. Vucetich, A.A. Carlini, M.M. Mazzoni, G.H. Re, M. Heizler & H. Sandeman. 1999. Revised geochronology of the Casamayoran South America Land Mammal Age: climatic and biotic implications. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 96:13235-13240.
- Kraemer, P. 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica austral a los 50º S, Santa Cruz. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (Mendoza), Actas 3:119-125.
- Kramarz, A.G. 2002. Un nuevo roedor Adelphomyinae (Hystricognathi, Echimyidae) del Mioceno Medio-Inferior de Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 38:163-168.
- Legarreta, L. & M.A. Uliana. 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neogeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31 :257-281.
- MacFadden, B.J. 1990. Chronology of Cenozoic primate localities in South America. *Journal of Human Evolution* 19:7-21.
- Marshall, L.G., R.L. Cifelli, R.E. Drake & G.H. Curtis. 1986. Vertebrate Paleontology, Geology and Geochronology of the Tapera de López and Scarrit Pocket, Chubut Province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60:920-951.
- Marshall, L.G., R. Hoffstetter & R. Pascual. 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Paleovertebrata Men. Extraord.*, 93 pp.
- Mazzoni, M.M. 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleogeno. *Asoc. Geol. Arg., Revista*

- 40:60-68.
- Palamarczuk, S. & V.D. Barreda. 1998. Bioestratigrafía de dinoflagelados de la Formación Chenque (Mioceno), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 35:415-426.
- Pascual, R. 1996. Late Cretaceous-Recent land mammals. An approach to South American geobiotic evolution. *Mastozoología Neotropical* (SAREM) 3:133-152.
- Pascual, R. & M. Bond. 1986. Evolución de los marsupiales cenozoicos de Argentina. *4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Mendoza), *Actas* 2:143-150.
- Pascual, R., A.A. Carlini, M. Bond & F.J. Goin. 2002. Mamíferos Cenozoicos. En: M.J. Haller (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino* (El Calafate) 2:533-544.
- Pascual, R., E.J. Ortega Hinojosa, D. Gondar & E. Tonni. 1965. Las Edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales de la Comisión Científica* (Buenos Aires) 6:165-193.
- Pascual, R. & E. Ortiz Jaureguizar. 1990. Evolving climates and mammals faunas in Cenozoic South America. *Journal of Human Evolution* 19:23-60.
- Retallack, G. 2001. *Soils of the past*. Blackwell, Oxford, pp. 404.
- Riggi, J. 1979. Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 34:1-11.
- Simpson, G.G. 1940. Review of the mammal-bearing Tertiary of South America. *Proceedings of the American Philosophical Society* 83:649-709.
- 1971. Clasificación, terminología y nomenclatura provinciales para el Cenozoico mamífero. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 26:281-297.
- Spalletti, L. & M. Mazzoni. 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca su del lago Colhué Huapí, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 34:271-281.
- Tauber, A.A. 1997. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana* 34:413-426.
- Vucetich, M.G. 1985. *Cephalomyopsis hypselodontus* gen. et sp. nov. (Rodentia, Caviomorpha, Cephalomyidae) de la edad Colhuehuapense (Oligoceno Tardío) de Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 22:243-245.
- 1986. Historia de los roedores y primates en Argentina: su aporte al conocimiento de los cambios ambientales durante el Cenozoico. *4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Mendoza), *Actas* 2:157-165.
- Windhausen, A. 1924. Líneas generales de la construcción geológica de la región situada al oeste del Golfo San Jorge. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 27:167-320. Córdoba.
- Wood, A.E. & B. Patterson. 1959. The rodents of the Deseadan Oligocene of Patagonia and the beginning of South American rodent evolution. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology* 120:281-428.

Recibido: 18-VII-2003
Aceptado: 11-VII-2003