

# ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL JURÁSICO MARINO DE LA CUENCA NEUQUINA: CORRELACIÓN MAGNETOESTRATIGRÁFICA DEL JURÁSICO INFERIOR Y UNA NUEVA CURVA DE DERIVA POLAR APARENTE PARA AMÉRICA DEL SUR

María Paula IGLESIA LLANOS

INGEODAV, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. E-mail: mpiglesia@gl.fcen.uba.ar

## RESUMEN

El estudio paleomagnético se llevó a cabo en cinco secciones del Jurásico Inferior de la cuenca Neuquina, conformadas por cientos de metros de rocas fundamentalmente sedimentarias portadoras de amonites y en forma subordinada, rocas volcánicas. Los perfiles muestreados se encuentran en el norte a lo largo del río Atuel (Hettangiano al Toarciano) y en el centro (Pliensbachiano al Toarciano) de la cuenca. A partir del análisis paleomagnético y petrográfico, se reconocieron dos componentes magnéticas portadas por titanomagnetitas, una blanda cuya dirección es muy semejante a la del campo dipolar de la región, y otra dura que se interpreta como la original jurásica de acuerdo a las pruebas de campo de estabilidad paleomagnética. Sobre la base de la sucesión de polaridades aisladas en estas secciones se elaboró una escala magnetoestratigráfica compuesta, que es la primera de esta edad para el hemisferio sur. Se identificaron 11 zonas de polaridad predominantemente reversa ( $JR_1$  a  $JR_{11}$ ) y 12 predominantemente normal ( $JN_1$  a  $JN_{12}$ ) en relación a 19 zonas de asociación de amonites de la región andina que fueron a su vez, correlacionadas con las de la escala geomagnética internacional patrón. Se observa en general un buen ajuste, y la correlación entre escalas permitió asimismo estimar la edad de algunos niveles sin fósiles diagnósticos como la posición del límite Sinemuriano-Pliensbachiano en Puesto Araya, o del Pliensbachiano - Toarciano en Rajapalo. Por otra parte, se calcularon dos polos paleomagnéticos, uno para el Hettangiano-Sinemuriano ( $223^\circ\text{E}$ ,  $51^\circ\text{S}$ ,  $A_{95} = 6^\circ$ ,  $N = 25$ ) y otro para el Pliensbachiano-Toarciano ( $67^\circ\text{E}$ ,  $74^\circ\text{S}$ ,  $A_{95} = 5^\circ$ ,  $N = 52$ ). Estos, junto con otros datos compilados de la literatura, se utilizaron para construir una curva de deriva polar aparente (CPDA) de América del Sur estable para el Triásico - Jurásico tardío, que resulta muy diferente a otras curvas anteriores que mostraban al continente en una posición latitudinal prácticamente fija durante gran parte del Mesozoico. La nueva CDDPA sugiere que América del Sur habría rotado en forma horaria al tiempo que se desplazaba significativamente hacia el norte. La misma forma y cronología aparece en la curva jurásica de Eurasia. Los desplazamientos latitudinales estimados a partir de los datos paleomagnéticos son sustentados por los movimientos de las faunas marinas de los hemisferios norte y sur.

Palabras clave: *Paleomagnetismo, Jurásico, Cuenca Neuquina, Amonites, Paleogeografía.*

**ABSTRACT:** : *Palaeomagnetic study of marine Jurassic strata from the Neuquén Basin: Magnetostratigraphic correlation of the Lower Jurassic and a new apparent polar wander path for South America.* The palaeomagnetic study was carried out in five sections cropping out in the Neuquén Basin, which are made up of hundreds metres-thick of ammonite-bearing sedimentary and subordinately, volcanic rocks of Early Jurassic age. These sections are located in the northern part of the basin along the Atuel river (Hettangian to Toarcian), and the central part (Pliensbachian to Toarcian) of the basin. From paleomagnetic and petrographical studies two magnetic components carried by titanomagnetites were recognised, one soft bearing a direction that coincides with the local present-day field, and another harder interpreted as the original jurassic according to the palaeomagnetic field tests. Based on the polarities succession isolated in the five sections, a composite magnetostratigraphic scale was elaborated, which is the first of this age in the Southern Hemisphere. Eleven dominantly reversed ( $JR_1$  to  $JR_{11}$ ) and 12 dominantly normal ( $JN_1$  to  $JN_{12}$ ) polarity zones were identified, in relation with 19 ammonite zones from the Andean Region, which were in turn correlated with the international standard geomagnetic time scale. The good fit between the two scales allowed to date some stratigraphic levels with no diagnostic fossils, such as the Sinemurian-Pliensbachian boundary at Puesto Araya, and the Pliensbachian-Toarcian limit at Rapajalo. On the other hand, two palaeomagnetic poles were calculated, one for the Hettangian-Sinemurian ( $223^\circ\text{E}$ ,  $51^\circ\text{S}$ ,  $A_{95} = 6^\circ$ ,  $N = 25$ ) and another for the Pliensbachian-Toarcian ( $67^\circ\text{E}$ ,  $74^\circ\text{S}$ ,  $A_{95} = 5^\circ$ ,  $N = 52$ ). These poles, combined with others selected from the literature, led to the construction of a new apparent polar wander (APW) path of South America for the Late Triassic-Jurassic time interval, which turned out to be dissimilar from previous curves placing the continent in a stationary latitudinal position during most of the Mesozoic. The resultant APW path suggests that South America

would have rotated clockwise while it was moving northward. The same shape and chronology is observed in the jurassic path of Eurasia. The latitudinal shifts derived from the palaeomagnetic data are supported by diverse marine faunas from both the southern and northern hemispheres.

Keywords: *Palaeomagnetism, Jurassic, Neuquén Basin, Ammonites, Palaeogeography.*

## INTRODUCCIÓN

Las escalas de polaridades magnéticas más jóvenes que c. 160 Ma se construyen generalmente sobre la base de la sucesión de polaridades obtenidas en fondo oceánico, correspondientes a las anomalías magnéticas denominadas M37 (Mesozoico) a C1 (Cenozoico). Para edades más antiguas, estas escalas deben elaborarse a partir de secciones en los continentes las cuales deben presentar un control preciso cronoestratigráfico de los niveles muestreados. Sin este control, y en particular en las escalas pre-Cretácicas, la ubicación de las polaridades resultaría tan imprecisa que no bastaría para correlacionarlas con la escala de polaridades magnéticas internacional patrón. En el Jurásico, las dataciones más precisas se logran sobre la base de las zonas de asociación de amonites, que brindan un rango de precisión de aproximadamente 1 Ma. En este estudio se utilizó la escala de polaridades geomagnéticas más reciente para el Jurásico (Ogg 2004). Los datos de esta escala provienen en su totalidad del hemisferio norte, y presentan grados de confiabilidad bastante variables, en particular durante el intervalo Jurásico Inferior bajo y Medio. Esto se debe a que muchas de las secciones estudiadas tienen una representación pobre de amonites. De este modo, en este estudio se muestran los resultados más recientes del primer estudio magnetoestratigráfico del Jurásico llevado a cabo en el hemisferio sur. A partir de las polaridades obtenidas en las secciones muestreadas, se construyó una escala compuesta que fue correlacionada sobre la base de los amonites, con la internacional de referencia.

Por otra parte, se calcularon dos polos paleomagnéticos (PP), uno para el intervalo Hettangiano - Sinemuriano y otros para el Pliensbachiano - Toarciano, con el

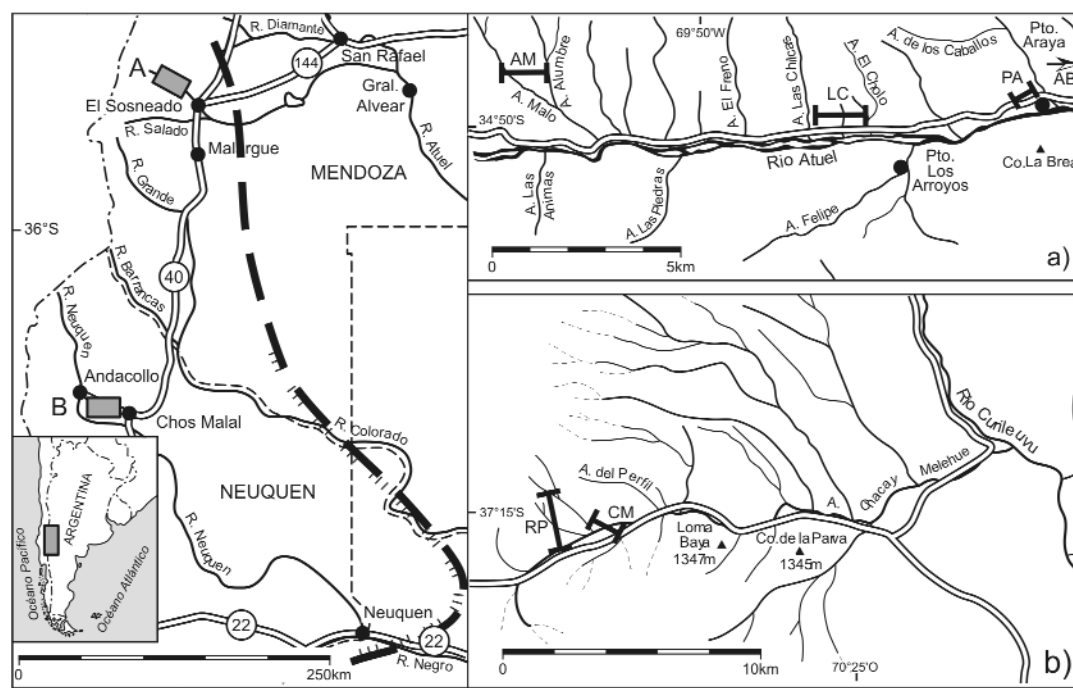
objeto de analizar la configuración paleogeográfica a partir de datos paleomagnéticos de América del Sur en este tiempo. Los estudios paleomagnéticos del Jurásico en Argentina, que comenzaron en la década del 70 (e.g. Valencio y Vilas 1970, Creer *et al.* 1972, Vilas 1974), mostraban los paleopolos agrupados cerca del polo sur geográfico durante gran parte del Mesozoico. Por esta razón, siempre se interpretó que el continente no había experimentado desplazamientos latitudinales significativos, manteniéndose en una posición latitudinal muy semejante a la actual durante todo ese intervalo y parte del Paleozoico inclusive (Valencio *et al.* 1983, Oviedo y Vilas 1984, Rapalini *et al.* 1993, Beck 1999, Besse y Courtillot 2002). Nuevos datos obtenidos mayormente de rocas sedimentarias del Jurásico Inferior (e.g. Iglesia Llanos 1997, Vizán 1998, Iglesia Llanos *et al.* 2006), indican que por el contrario, América del Sur habría experimentado deriva polar aparente y/o verdadera, particularmente durante el Jurásico Temprano (Iglesia Llanos *et al.* 2006).

## GEOLOGÍA Y MUESTREO PALEOMAGNÉTICO

La cuenca Neuquina comenzó a formarse en el Triásico como consecuencia de los esfuerzos extensionales relacionados con la fragmentación del supercontinente Gondwana (Uliana y Biddle 1988). Durante el Triásico Medio se formaron hemigrábenes aislados a partir de fallas del basamento que comenzaron a colmarse de depósitos continentales gruesos y volcánicos (Manceda y Figueroa 1995, Vergani *et al.* 1995). En el Triásico Tardío ocurrió la primera ingresión Pacífica en un estrecho corredor ubicado en el norte de la cuenca (Fig. 1a), a la latitud del río Atuel en la provincia de Mendoza (Ric-

cardi *et al.* 1988). Más tarde en el Pliensbachiano el enfriamiento térmico (*sag*) del rift (Vergani *et al.* 1995) originó la inundación generalizada de la cuenca (e.g. Legarreta y Gulisano 1989). La deformación principal de la región se produjo durante la orogenia andina en el Cretácico-Terciario, la cual formó fajas plegadas y corridas de rumbo dominante norte-sur. Las secciones estudiadas abarcan el Jurásico Temprano y se encuentran ubicadas en el norte (Arroyo Malo, Las Chilcas, Puesto Araya y Arroyo Blanco, Fig. 1a) y centro (Rajapalo-Chacay Melehue, Fig. 1b) de la cuenca. Las zonas de asociación de amonites que pertenecen a región Andina (Figs. 2, 3), siguen el nuevo esquema de clasificación y correlación con la zonación estándar europea presentado por Riccardi (2008). Las diferencias más notorias entre ésta y las biozonaciones anteriores se observan (e.g. Iglesia Llanos y Riccardi 2000, Iglesia Llanos *et al.* 2006) en el Hettangiano - Sinemuriano donde Z2 en el Arroyo Malo (Fig. 2) previamente correspondía a la zona de *Waehneroceras* - *Scholothheimia* en tanto que en el nuevo esquema, Z2 comprende dos biozonas, i.e. *D. reissi* y *S. peruvianus*. La otra diferencia importante se observa en el Sinemuriano donde Z5 correspondía previamente a la zonas de "*Agassiceras*" y Z6 a la de "*Epophioceras*" las cuales tenían mayor extensión, mientras que en el esquema actual ambas se redujeron notablemente dejando entre éstas un intervalo indefinido. Por lo tanto sobre la base de los amonites, fue posible establecer con bastante precisión la edad de los sitios de muestreo paleomagnético.

Para el presente estudio se muestrearon preferentemente rocas sedimentarias de grano fino y rocas volcánicas (Figs. 2, 3). La distancia promedio entre sitios, incluidos aquellos que fueron descartados por carecer de resultados confiables y que no



**Figura 1:** Mapa de ubicación en la cuenca Neuquina de las secciones estudiadas. a) Arroyo Malo (AM), Las Chilcas (LC), Puesto Araya (PA) y Arroyo Blanco (AB); b) Rajapalo (RP) - Chacay Melehue (CM). La línea gruesa entrecortada indica el borde de la cuenca.

se muestran en las figuras 2 y 3, fue de unos 10 m, comprendiendo todas las biozonas reconocidas. Se recolectaron al menos dos muestras de mano orientadas por sitio, a partir de las cuales se obtuvieron en general dos especímenes cilíndricos, lo que equivale a por lo menos cuatro especímenes por sitio. Asimismo, se efectuaron estudios petrográficos de las litologías representativas, a cargo de R. Andreis, M. Brodtkorb y S. Singer con los cuales se estableció la identificación precisa de las mismas y de los minerales portadores de las magnetizaciones aisladas (Iglesia Llanos 1997, Iglesia Llanos *et al.* 2006).

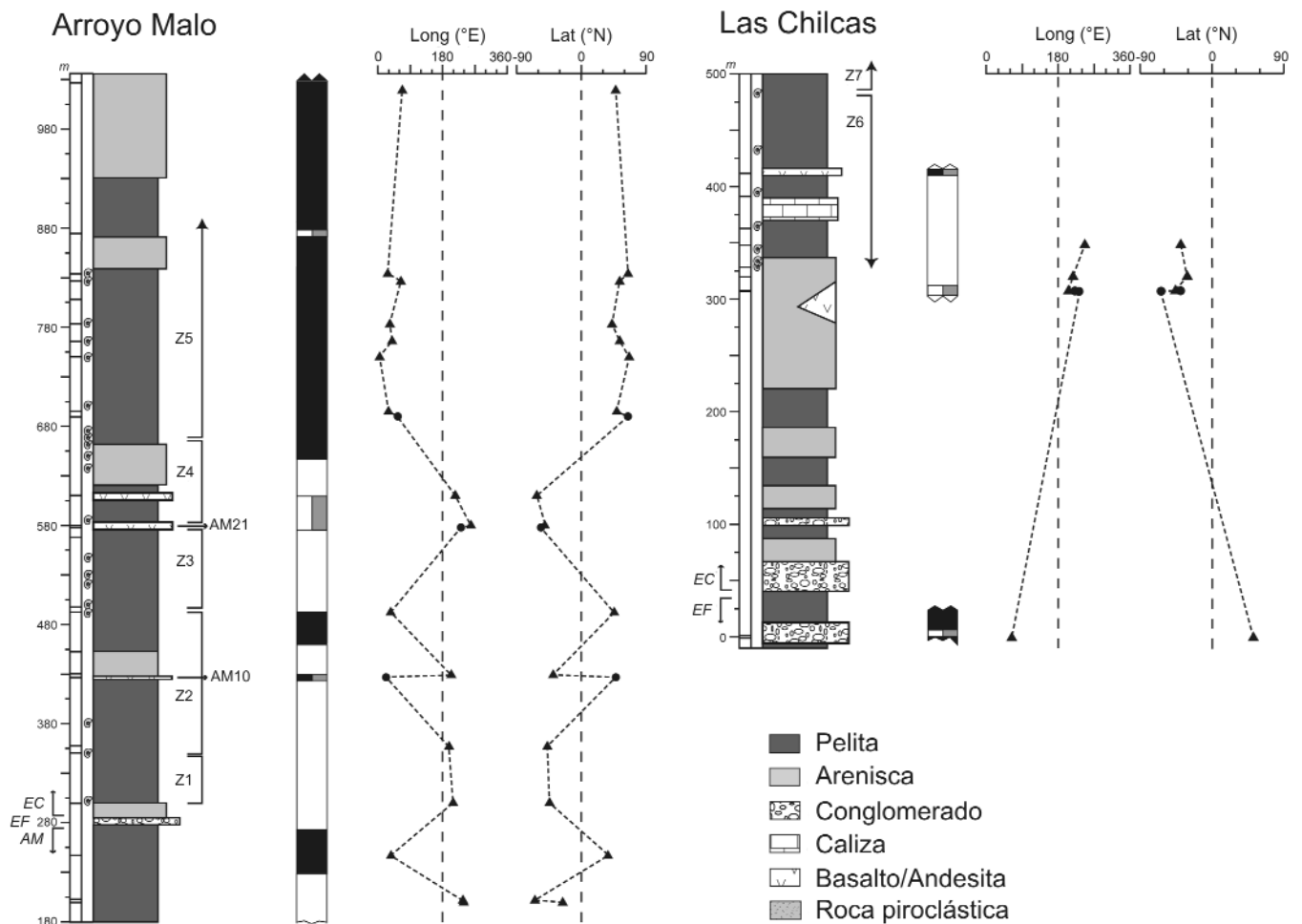
#### Hettangiano - Sinemuriano

Las rocas de esta edad fueron muestreadas al noroeste de la cuenca, en la margen norte del río Atuel. Allí en la zona comprendida entre el arroyo Malo y el arroyo Blanco (Fig. 1a) se muestrearon aproximadamente 2 km de espesor de rocas mayormente sedimentarias asignadas al Triásico Tardío-Toarciario, que se vuelven más jóvenes y gruesas hacia el este. Hacia el oeste desde el arroyo Malo hasta Las Chilcas (LC, Fig. 1a), la sucesión caracteriza a los depósitos de sinrift que corresponden a deltas controlados por

fallas, mientras que hacia el este en la localidad de Puesto Araya se encuentran los depósitos de *sag* que caracterizan la plataforma (Lanés 2005). En arroyo Malo la sección de aproximadamente 1 km de espesor (Fig. 2), comprende de base a techo, por las Formaciones Arroyo Malo, El Freno y El Cholo (Riccardi *et al.* 1988, 1991, 2004; Riccardi e Iglesia Llanos 1999), conformadas mayormente por areniscas y pelitas y subordinadamente, conglomerados y rocas volcánicas. La Formación Arroyo Malo porta amonites (Figs. 2 y 3) del Triásico Superior en tanto que por encima en la Formación El Cholo, los amonites comprenden las Zonas de *Psiloceras rectocostatum* Z1 (Hettangiano Inferior) hasta Z5 de *Coroniceras - Arnioceras ex "Agassiceras"* (Sinemuriano Inferior). En esta formación se reconocieron y muestrearon al menos tres filones capa (Fig. 2) de composición alcalina, el inferior (ubicado en Z2) correspondiente a un basalto, y los otros (Z3 - Z4) a lamprófiro. En Las Chilcas (Fig. 2), se muestreó una sección de cerca de 500 m de espesor conformada por las Formaciones El Freno y El Cholo, que en esta localidad sería más joven que en la de arroyo Malo, i.e. probablemente del Sinemuriano. Los amonites

hallados corresponden a las biozonas Z6 de *Ortochioceras - Paltechioceras*, ex "*Epophioceras*" y Z7 de *M. chilcaense ex Miltocheras* (límite Sinemuriano - Pliensbachiano). A 300 m de la base aproximadamente, aparece un conjunto de filones capa (Fig. 2), entre los que fueron muestreados para el estudio paleomagnético dos lamprófiro separados unos 20 cm. Por encima de los 300 m ubicado ya en las facies de *sag*, los filones desaparecen marcando la terminación del magmatismo alcalino acácido durante las etapas iniciales de rifting en la región. Aunque no fue posible aún obtener edades radimétricas de estos filones capa, se les asignó una edad cronoestratigráfica sobre la base de la geología y petrografía. Así, considerando que estos filones se hallan exclusivamente en las facies de sinrift, el origen primario de la mineralogía y sus características paleomagnéticas (Iglesia Llanos *et al.* 2006), se interpreta que la inyección de los mismos habría ocurrido durante el Hettangiano - Sinemuriano, es decir poco después de la depositación de los sedimentos de la Formación El Cholo.

Asimismo, en la Formación El Cholo se observan amonites y concreciones visiblemente aplastadas, además de estructuras sedimentarias que indican que la se-



**Figura 2:** Estratigrafía, posición de los sitios de muestreo y polos geomagnéticos virtuales (PGV) de las secciones estudiadas en Arroyo Malo y Las Chilcas (Hettangiano - Sinemuriano). Se indican (izquierda) sitios de muestreo paleomagnético y de amonites, y (derecha) extensión de las zonas de amonites (Fig. 5), polaridades y PGV calculados por sitio. Negro: polaridad normal, blanco: polaridad reversa. Media columna en las polaridades indica que corresponden a capas excluidas del estudio magnetoestratigráfico para el cálculo del paleopolo. Símbolos: sitios paleomagnéticos con círculos (triángulos) indican un número de muestras  $\geq 3$  ( $\leq 2$ ). AM: Formación Arroyo Malo, EF: Formación El Freno, EC: Formación El Cholo. Z1-Z7: Zonas de Asociación de amonites (ver Fig. 5).

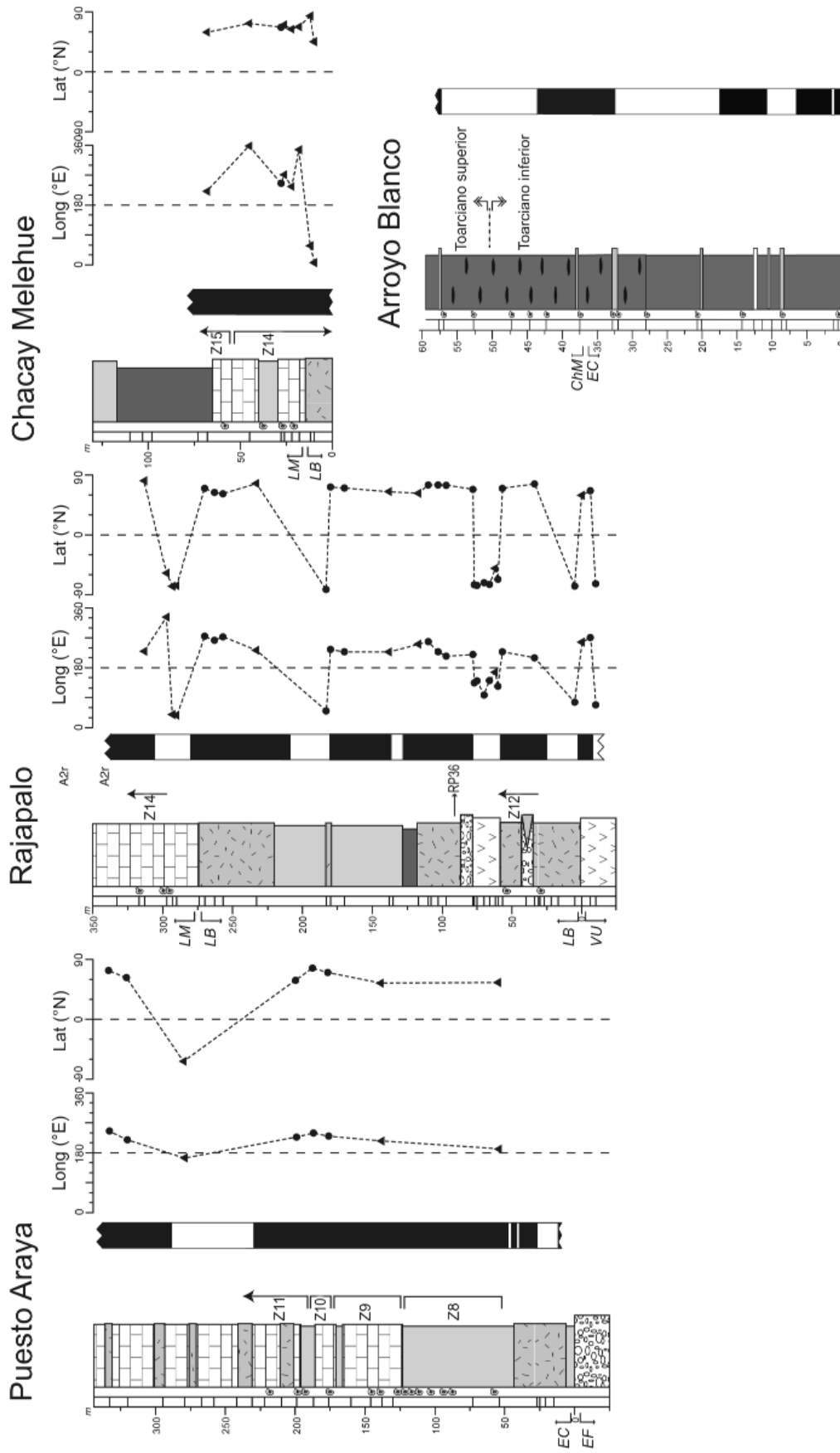
cuencia ha sufrido una compactación importante por sobrecarga. A partir de la medición de los ejes de los fósiles hallados en la localidad Arroyo Malo, se estimaron valores de compactación en el Hettangiano - Sinemuriano de hasta 66% en relación con especímenes no deformados provenientes de secciones de dicha edad del norte de Chile (A. Riccardi, com. pers.).

### Pliensbaquiano - Toarciano

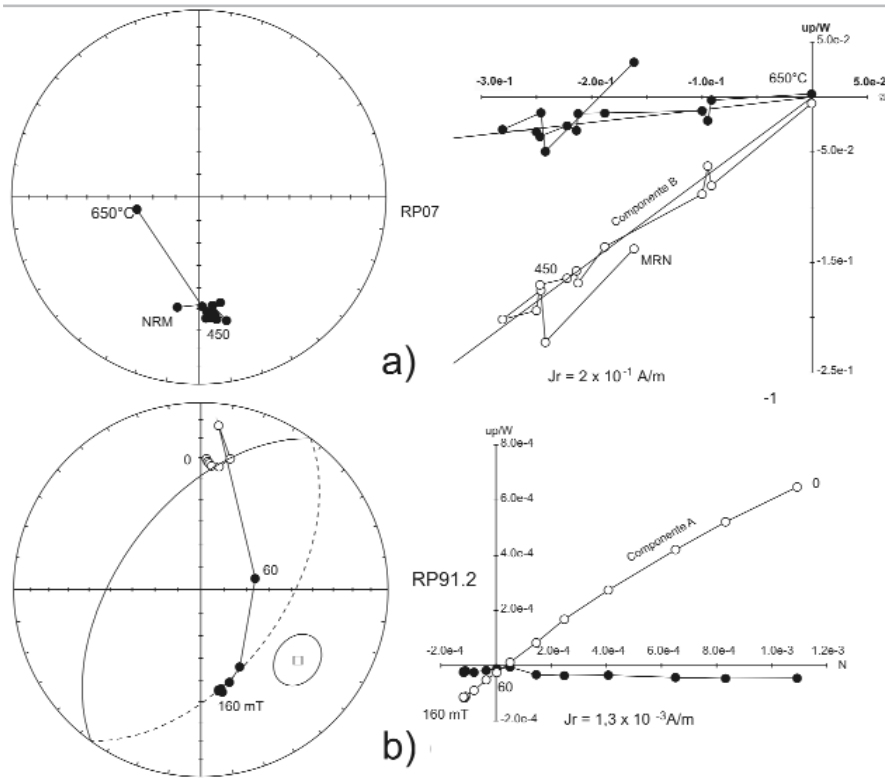
Las secciones de esta edad muestreadas afloran en el norte en la localidad de Puesto Araya y Arroyo Blanco (Fig. 1a) y en el centro de la cuenca en Rapajalo-Chacay Melehue (Fig. 1b). En Puesto

Araya (Fig. 3) se estudiaron casi 400 m de espesor de las Formaciones El Freno y El Cholo, de grano más grueso y más jóvenes que en el arroyo Malo y en Las Chilcas. Aquí, la Formación El Cholo (Volkheimer 1978, Riccardi 1983, Hillebrandt 1987, Westermann y Riccardi 1985) porta amonites de Z8 de *M. externum*, ex *Tropidoceras*, a Z11 de *F. fannini* (Pliensbachiano Inferior a Superior). Inmediatamente al este en la localidad de Arroyo Blanco (Fig. 3), se muestrearon aproximadamente unos 80 m de pelitas con concreciones y areniscas finas subordinadas correspondientes a las Formaciones El Cholo y China Muerta; con amonites del Toarciano. En esta

sección, las biozonas no han sido aún definidas pero sí lo ha sido el límite Toarciano Inferior - Superior, y que fue lo que se utilizó para datar las polaridades preliminares de la misma. Más al sur en Rajapalo-Chacay Melehue se muestrearon (Fig. 3) 500 m de espesor de un basamento volcánico ("unidad indennominada"), sobre el que apoyan (Clavijo 1944, Damborenea 1987, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995) las Formaciones Lista Blanca (LB) (en Iglesia Llanos 1997) y Los Molles (LM), compuestas por rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias que corresponden a depósitos marinos marginales y de plataforma externa (Fig. 3). Lista Blanca porta amonites de las



**Figura 3:** Estratigrafía, posición de los sitios de muestreo y PGV de las secciones aflorantes en las localidades Puesto Araya, Rajapalo - Chacay Melehue (Pitensbachiano - Toarciano) y Arroyo Blanco (sólo polaridades preliminares). UV: unidad volcánica, LB: Formación Lista Blanca, LM: Formación Los Molles, ChM: Formación China Muerta. Otros símbolos como en Fig. 2.



**Figura 4:** Comportamientos paleomagnéticos representativos en el perfil Rajapalo, donde se reconocen dos componentes magnéticas, una blanda de polaridad normal que probablemente represente una remagnetización del campo actual, y otra más dura reversa que se interpreta como la original jurásica. a) Roca volcánica con la componente reversa bien definida mostrando trayectorias al origen, y que se usaron como referencia para calcular los correspondientes polos paleomagnéticos; b) Roca sedimentaria en donde las componentes se superponen definiendo círculos de remagnetización con direcciones que se mueven hacia la polaridad reversa pero que no alcanzan la dirección final incluídas en el estudio magnetoestratigráfico.

Zonas Z12 de *F. disciforme* (Pliensbachiano Superior) a Z14 de *D. boelderi* (Toarciense Inferior), en tanto que la Formación Los Molles de Z14 a Z15 de *P. largeense* (Toarciense Inferior).

## RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

El tratamiento paleomagnético se llevó a cabo en el INGEODAV, Universidad de Buenos Aires, utilizando un horno TSD-1 Schoenstedt, un equipo de campos alternos estático y un magnetómetro criogénico 2G (DC squids), en tanto que para el análisis de los datos se utilizó software especializado de las Universidades de Utrecht (Holanda) y Buenos Aires.

Se aplicaron al menos 10 etapas de desmagnetización de especímenes, por campos magnéticos alternos hasta 130 mT y por el método térmico hasta temperatu-

ras de 550-580°C, luego de las cuales se midió la susceptibilidad magnética ( $X$ ) del espécimen para la identificación eventual de minerales magnéticos nuevos. Los valores de  $X$  en los sedimentos eran aproximadamente  $1 \times 10^4$  SI, en tanto que en las rocas volcánicas el rango de  $X$  varía desde  $6 \times 10^4$  SI hasta  $1 \times 10^2$  SI en las lavas del perfil Rajapalo (entre 60 y 75 m de la base, Fig. 3).

Para el estudio magnetoestratigráfico, se utilizaron especímenes con componentes magnéticas bien definidas con trayectorias al origen (Fig. 4a) y en algunos casos aquellos con componentes parcialmente superpuestas que determinan círculos de remagnetización (Fig. 4b). Para la obtención de polos paleomagnéticos y reconstrucciones paleogeográficas en cambio, sólo el primer tipo de comportamiento se tuvo en cuenta, descartando los especímenes con componentes magnéticas que

no pudieran ser aisladas utilizando análisis de componentes principales (Kirschvink 1980). Esta diferencia en el criterio de utilización de los especímenes para el análisis de polaridades y polos paleomagnéticos (PP) determinó que algunos sitios de muestreo muestren sólo polaridad.

Se reconocieron dos componentes magnéticas (Fig. 4), portadas por titanomagnetitas de origen secundario (componente A) y primario (componente B), además de otro mineral en algunos casos con alta coercitividad (Iglesia Llanos *et al.* 2006). La componente A es relativamente blanda y en promedio coinciden con la dirección esperada para el campo dipolar actual de la región. La componente B en cambio es más dura y muestra direcciones diferentes a las esperadas para edades más jóvenes en la región. Las direcciones medias por sitio se muestran en Iglesia Llanos *et al.* (2006) y fueron calculadas usando estadística fisheriana (Fisher 1953). Las direcciones aisladas corregidas por estructura en el Hettangiano - Sinemuriano, muestran dos grupos con la misma declinación y diferente inclinación. Las direcciones aisladas en rocas sedimentarias presentan menor inclinación y las rocas volcánicas mayor inclinación. La diferencia en inclinación entre estos grupos es de casi  $18^\circ$ , y es interpretada como resultado de la sobrecarga en la sucesión que produjo la rotación de los granos magnéticos hacia el plano horizontal. Esto causa la disminución de la inclinación paleomagnética primaria en las rocas sedimentarias. Sobre esta base, se aplicó en los sitios sedimentarios una corrección para descompactar las inclinaciones magnéticas (King 1955) que permitió estimar la compactación de la secuencia en un 65-70%, perfectamente consistente con las estimaciones obtenidas a partir de los amonites (para más detalles acerca de la corrección de descompactación, ver Iglesia Llanos *et al.* 2006). En este sentido, se observa que el paleomagnetismo resultó una herramienta muy útil para detectar y estimar la compactación de una secuencia con la cual calcular por ejemplo, tasas

de subsidencia. Es de destacar sin embargo, que para ello existe un requisito fundamental que es conocer *a priori* la inclinación original del campo magnético (a partir de lavas coetáneas con la sedimentación como se hizo en este estudio, o de un paleopolo cratónico). Una vez aplicadas las correcciones de estructura y descompactación, la dirección media de la componente B (polaridad reversa) es Declinación= 230°, Inclinación= 58°,  $\alpha_{95}$  (intervalo de confianza)= 4.5°, k (parámetro de precisión de Fisher)= 41, N (número de sitios)= 25. Esta componente pasa la prueba del plegamiento (*fold test*) cuando la estructura se despliega al 100% (McFadden 1990) lo cual indica que la magnetización aislada en los perfiles Arroyo Malo y Las Chilcas es pre-tectónica, la prueba de la reversión (*reversal test*) de McFadden y McElhinny (1990) que dio positiva clase C para Arroyo Malo lo que demuestra en el primer caso que las direcciones normales y reversas corresponden a una misma población, en tanto en Las Chilcas la prueba resultó indeterminada, probablemente por el escaso número de datos. También se efectuó en Arroyo Malo una prueba del contacto (*baked contact test*) a casi 430 m de la base (Fig. 2) entre uno de los filones y la roca de caja que resultó positivo, demostrando que la inyección de los filones no produjo la remagnetización total de la sucesión. Las pruebas de campo de estabilidad paleomagnética mencionadas y los estudios petrográficos se explican en detalle en Iglesia Llanos *et al.* (2006). Sobre esta base, se interpreta la componente B como la primaria adquirida en el Jurásico durante o poco después de la depositación (enfriamiento) de los sedimentos (filones capa) en las secciones de Arroyo Malo y Las Chilcas. A partir de las direcciones medias por sitio de la componente B, se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (PGV) (Fig. 2) y el correspondiente paleopolo (cuadro 1), que se ubica 223°E, 51°S,  $A_{95}$ = 6°, N= 25. Por otra parte, en los perfiles del Pliensbachiano - Toarciano de Rajapalo - Chacay Melehue se observaron los mejores com-

**CUADRO 1:** Estudio Paleomagnético del Jurásico marino de la cuenca Neuquina.

Unidad geológica/ Localidad	Edad (Ma) / Piso	Lat °S	Long °E	$A_{95}$	Referencia
1- Fm. Los Colorados	Triásico Tardío	76,0	280,0	8°	Vizán <i>et al.</i> (2004)
2- Fms. Anari-Tapirapua	196.6 ± 0.4	65,5	250,0	3.5°	Montes Lauer <i>et al.</i> (1994)
3- Comp. B- Mendoza	Hettang-Sinem	51,0	223,0	6°	Este estudio
4- Fms. Lepá-Osta Arena	Pliensbachiano	75,5	129,5	6°	Vizán (1998)
5- Comp. B- Mendoza-Neuquén	Pliensb-Toarc	74,0	67,0	5°	Este estudio
6- Complejo Marifil	168-178	83,0	138,0	9°	Iglesia Llanos <i>et al.</i> (2003)
7- Complejo El Quemado (N de 48°S)	153 - 157	81,0	172,0	5.5°	Iglesia Llanos <i>et al.</i> (2003)

portamientos paleomagnéticos, en particular en Rajapalo las coladas basálticas a los 60-75 m de la base (Fig. 4a) el tamaño de grano, la baja temperatura de oxidación y texturas de las titanomagnetitas que indican enfriamiento rápido (Iglesia Llanos 1997, Iglesia Llanos *et al.* 2006) y óptimos comportamientos paleomagnéticos, sirvieron como referencia para este intervalo. La dirección de la componente B corregida por estructura en las localidades de Puesto Araya y Rapajalo-Chacay Melehue es Dec=168.5°, Inc= 41°,  $\alpha_{95}$ = 4.5°, N= 52 (Figs. 7 y 8). En Rajapalo - Chacay Melehue la componente B pasa la prueba del plegamiento (McFadden 1990) y de la reversión (McFadden y McElhinny 1990) como clase C, mientras que en Puesto Araya la prueba de la reversión resulta indeterminada por el escaso número de datos. Asimismo, en Rajapalo la prueba del conglomerado (a aproximadamente 80 m de la base, Fig. 3) con un N (número de clastos) = 32 resultó positivo denostrando que no hubo remagnetización total de la sucesión infrayacente. Estas pruebas de estabilidad paleomagnética y los estudios ópticos sugieren que las magnetizaciones aisladas en las localidades de Rajapalo-Chacay Melehue y Puesto Araya son las primarias de edad jurásica. El PP del Pliensbachiano - Toarciano se ubica a 67°E, 74°S,  $A_{95}$ = 5°, N= 52 (cuadro 1).

## MAGNETOESTRATIGRAFÍA

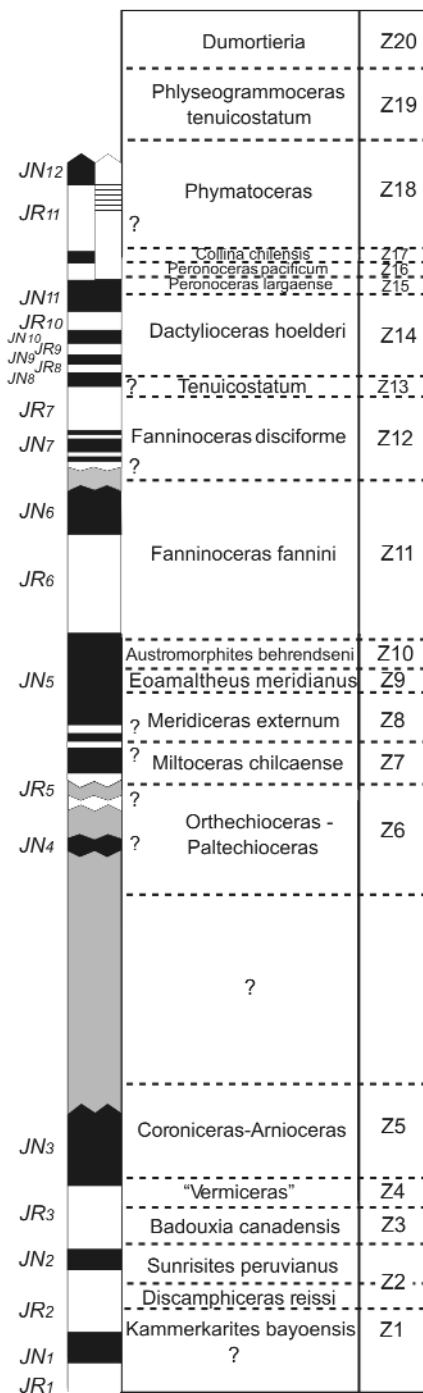
Con los datos de polaridades reconocidas

en los cinco perfiles, se elaboró una escala magnetoestratigráfica compuesta (Fig. 5). Esta comprende 12 zonas de polaridad dominante normal ( $JN_1$  a  $JN_{12}$ ) y 11 de polaridad reversa ( $JR_1$  a  $JR_{11}$ ) que fueron ubicadas en relación a las zonas de asociación de amonites correspondientes. Estas 23 magnetozonas reconocidas en el Jurásico Inferior de la cuenca Neuquina comprenden al menos 19 zonas de asociación de amonites de la región Andina del nuevo esquema bioestratigráfico definido en Riccardi (2008) correspondientes al Hettangiano Inferior - Toarciano Superior.

La escala magnetoestratigráfica resultante de cuenca Neuquina fue correlacionada sobre la base de las biozonas con la geomagnética internacional (Fig. 6), la cual muestra una mayor cantidad de reversiones de polaridad de corta duración contenidas en un número similar de biozonas. En líneas generales, se observa una buena correlación entre ambas escalas en particular durante el Pliensbachiano y Toarciano, y un ajuste menos robusto en el intervalo Hettangiano-Sinemuriano donde en la escala internacional las zonas de polaridad no están precisamente ubicadas.

## Hettangiano-Sinemuriano

Las polaridades reconocidas en los filones capas aflorantes en el arroyo Malo y Las Chilcas (ver media columna en la Fig. 2), no fueron consideradas en la elaboración de la escala magnetoestratigráfica de cuenca Neuquina ya que claramente fue-



**Figura 5:** A partir de las sucesiones de polaridad obtenidas y ubicadas en relación a las zonas de asociación de amonites de los cinco perfiles estudiados, se construyó una escala magnetoestratigráfica compuesta para el Jurásico Temprano. En ésta fueron identificadas 12 zonas de polaridad dominante normal ( $JN_1$  a  $JN_{12}$ ) y 11 de polaridad dominante reversa ( $JR_1$  a  $JR_{11}$ ). Las biozonas siguen el nuevo esquema bioestratigráfico de Riccardi (2008). Aquí Z2 zonas de *D. reissi* y *S. peruvianus*, pero en el esquema precedente (e.g. Iglesia Llanos y Riccardi 2000, Iglesia Llanos et al. 2006) Z2 correspondía a la zona de *Waeb-neroceras* - *Schlotbeimia*. El intervalo en gris y con signo interrogativo entre Z5 y Z6 correspondía previamente a parte de *Agassiceras* y parte de *Epoiphoceras* no se encuentra definido en el nuevo esquema. Los signos de interrogación marcan intervalos donde las polaridades y/o biozonas son indefinidas.

ron inyectados en una etapa posterior a la deposición de los sedimentos y por lo tanto, no representan los sucesivos cambios de polaridad del campo magnético terrestre.

La primera polaridad del Hettangiano reconocida en el arroyo Malo se encuentra dentro de la zona de amonites Z1 y corresponde a la reversa  $JR_2$  (Figs. 5, 6). Más arriba, el límite entre esta biozona y Z2 se encuentra también comprendido en  $JR_2$ , aunque en la escala internacional se ubicaría dentro de una zona de polaridad normal en la zona de Liasicus. Algo similar ocurre en el techo de Z4 y la base de Z5 reconocida en el arroyo Malo que se encuentran comprendidas dentro de la polaridad normal  $JN_3$ , pero que en la escala internacional en cambio se correlacionaría con la polaridad reversa de la Zona de Bucklandi. La polaridad  $JN_3$  en Z5 sugiere que en el arroyo Malo se habría muestreado gran parte de esta biozona. De este modo, se observa que la buena correlación entre ambas escalas depende de que el intervalo de polaridades comprendido entre las Zonas de Liasicus y Semicostatum de la escala internacional se desplacen algo más abajo, hasta hacer coincidir la normal dominante de Semicostatum con  $JN_3$ .

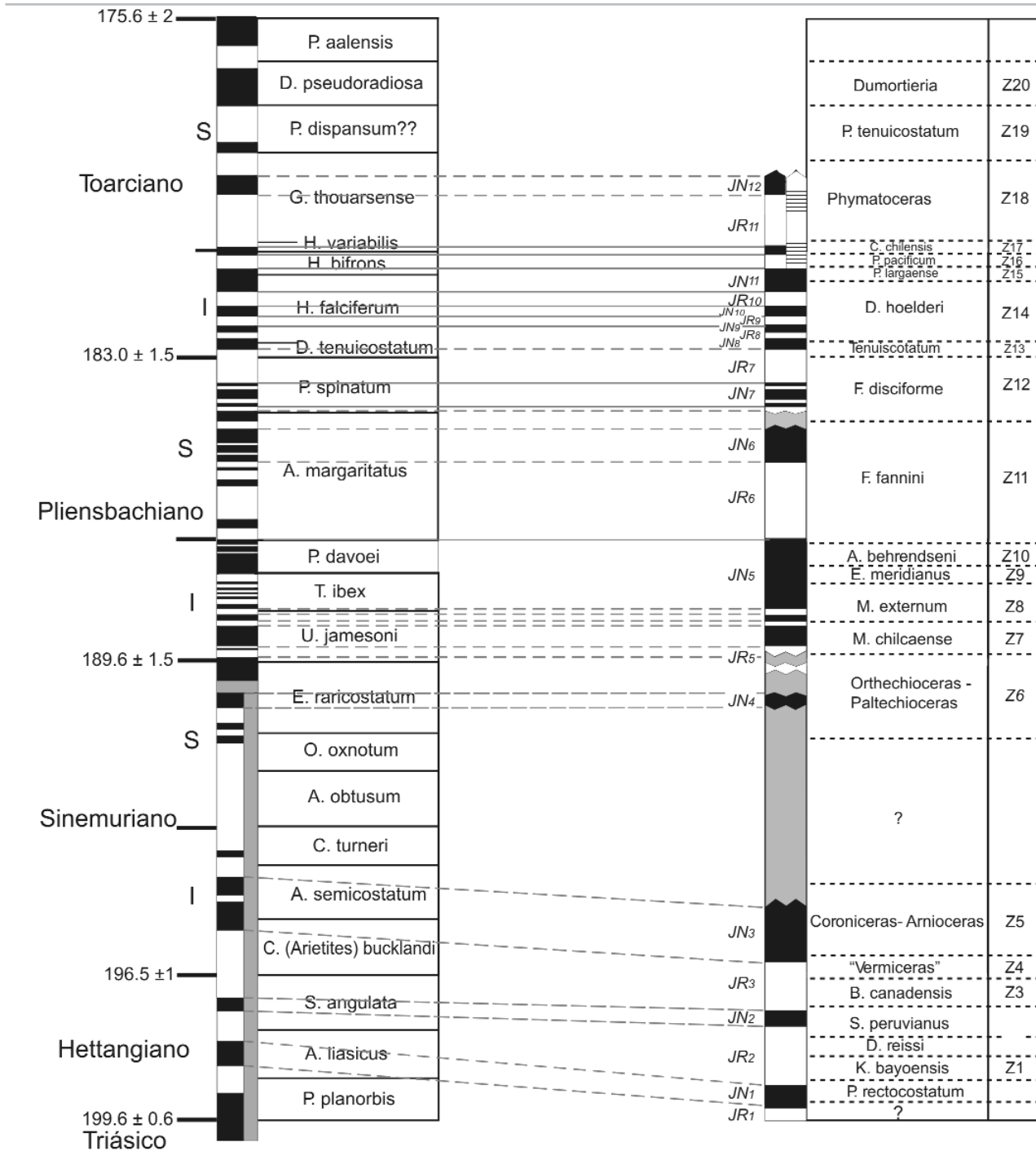
El Sinemuriano se caracteriza por presentar un intervalo entre Z5 y Z6, equivalente a las zonas del techo de Semicostatum a Raricostatum, que aparentemente no tiene amonites representativos en los perfiles estudiados. Más arriba se observan correlaciones de polaridades que son tentativas debido al gran número de reversiones de polaridad para este tiempo que caracterizan la escala internacional, como el caso de  $RJ_4$  o las reversas dentro de  $RN_3$  en la zona de Z6 en la base del

perfil Las Chilcas. Por último en el techo del Sinemuriano, se reconoció una polaridad reversa ( $JR_3$ ) que no se encuentra en la escala internacional.

### Pliensbachiano-Toarciario

El Pliensbachiano de cuenca Neuquina muestra (Figs. 5, 6) un sector inferior predominantemente normal ( $JN_5$ ) y uno superior reverso ( $JR_6$ - $JR_7$ ) con correlaciones que comienzan a ser más sólidas, también en el caso de las menores como ocurre en Z11 y Z12. Si la equivalencia propuesta para las zonas menores reversas dentro de  $JN_5$  es correcta, significa que los niveles estériles de la base del perfil Puesto Araya (Figs. 3, 5) corresponden al límite Z7-Z8. Por otro lado, sugiere que el límite Pliensbachiano-Toarciario que en Rajapalo no se encuentra representado por fósiles, estaría ubicado aproximadamente a los 200 m desde la base en  $JR_7$ . El Toarciario presenta la frecuencia de reversiones de polaridad más alta y las correlaciones más confiables con la escala internacional. Este piso comienza en Z13 con la polaridad reversa  $JR_7$  aunque la biozona no se encuentra representada con amonites, a la que continúan otras reversiones de polaridad que involucran zonas de amonites bien definidas en Rajapalo - Chacay Mehue. Desde Z15 en más, las polaridades de la escala regional corresponden a las aisladas en Arroyo Blanco, cuyos amonites hasta ahora tan sólo marcan la ubicación precisa del límite Toarciario Inferior - Superior sin el detalle de la identificación de las diferentes biozonas. De este modo se interpreta sobre la base de las polaridades que el límite entre las Formaciones El Cholo y China Muerta en Arroyo Blanco se encuentra ubicado dentro de la polaridad normal  $JN_{11}$  que corresponde a límite entre Z14 y Z15. Asimismo, el intervalo muestreado en Arroyo Blanco abarcarían de base a techo, desde Z13 ( $JN_8$ ) a Z18 ( $JN_{12}$ ). Existe por lo tanto, un buen ajuste en el Toarciario Inferior y no tanto en el Superior (representado en la escala con media columna) que es consecuencia del escaso número de muestras paleomagnéticas.





**Figura 6:** Correlación propuesta entre la escala magnetoestratigráfica local (derecha) y la internacional (izquierda) realizada sobre la base de zonas de asociación de amonites de Riccardi (2008). La misma muestra que para lograr un buen ajuste, en el Hettangiano y Sinemuriano Inferior las polaridades de la escala internacional deberían moverse algo más abajo, en tanto que en el Sinemuriano Tardío la polaridad JR<sub>5</sub> no aparece en la escala internacional. En el Pliensbachiano existe una buena correlación entre las zonas de polaridad dominante aunque la frecuencia que se observa en la escala internacional es bastante mayor. En el Toarciano se reconoció el mayor número de polaridades y se establecieron además de los mejores ajustes con la escala internacional, dataciones más detalladas de los niveles de esta edad en Rajapalo y Arroyo Blanco. De este modo a partir de esta correlación entre escalas, fue posible datar algunos niveles en cuenca Neuquina sin fósiles (ver Figura 5).

cas analizadas por sitio y la falta de definición de las zonas de amonites en Arroyo Blanco.

### PALEOGEOGRAFÍA

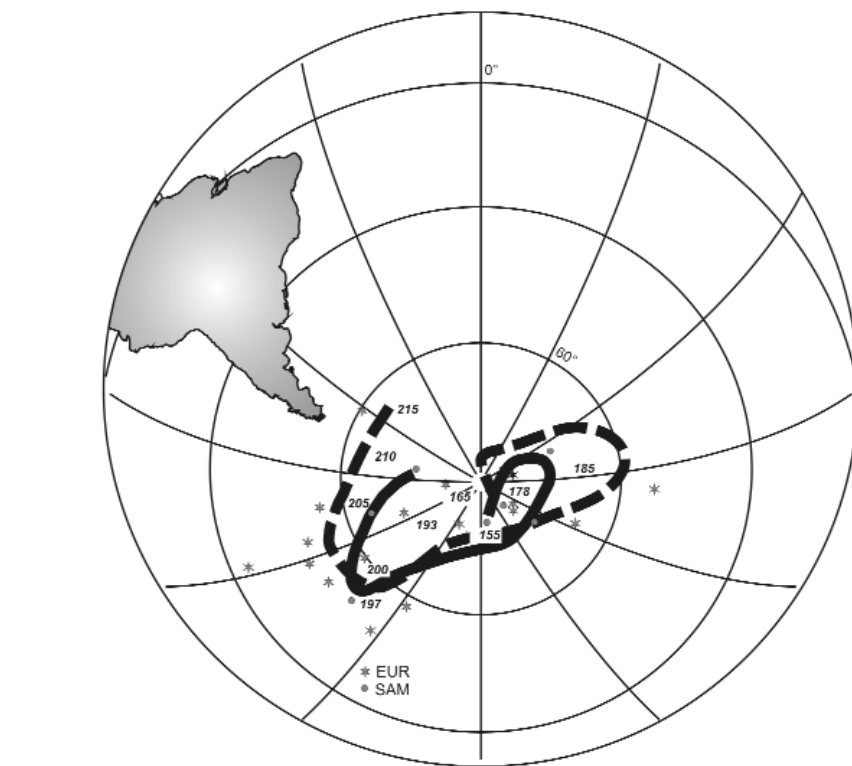
Los dos polos paleomagnéticos del Jurá-

sico Inferior obtenidos fueron utilizados junto con otros de la literatura para construir la curva de deriva polar aparente

(CDPA) de América del Sur para el lapso Triásico Tardío - Jurásico (Fig. 7). La selección de estos paleopolos fue cuidadosa y se basó en el cumplimiento de requisitos mínimos de confianza, tales como que los polos correspondan a áreas sin rotaciones tectónicas, y que tuvieran pruebas de campo de estabilidad paleomagnética y/o estudios de la mineralogía magnética (Iglesia Llanos *et al.* 2006, 2008).

La curva de divagación polar aparente (CDPA) resultante muestra que los paleopolos correspondientes a los intervalos Hettangiano - Sinemuriano (197 Ma) y Pliensbachiano - Toarciano (185 Ma) tienen posiciones polares muy diferentes, definiendo un codo en la curva aproximadamente a los 197 Ma. Esto sugiere que América del Sur experimentó una rotación y un desplazamiento latitudinal importante durante el Jurásico Temprano o en otras palabras, que existió una importante deriva polar aparente y/o verdadera. Esta hipótesis había sido previamente sugerida en Iglesia Llanos (1997) y Vizán (1997), y contradice el modelo geodinámico más reconocido en la literatura que muestra a América del Sur en una posición más o menos fija y en una ubicación muy semejante a la actual durante gran parte del Mesozoico (Valencio *et al.* 1983, Oviedo y Vilas 1984, Rapalini *et al.* 1993, Beck 1999, Besse y Courtillot 2002).

Para investigar qué ocurriría en este sentido en otros continentes de Pangea, se elaboró la curva de divagación polar aparente de Eurasia que es uno de los continentes con paleopolos más confiables (Fig. 7). Para ello se usaron los polos de la base de datos de Torsvik *et al.* (2001) y se recalcularon las edades de los mismos según Ogg (2004). Los polos fueron trasladados a coordenadas geográficas de América del Sur (Fig. 7) usando paleoreconstrucciones conocidas para Pangea, que resultaron diferentes según las edades de los polos considerados (cuadro 1). La curva de divagación polar aparente de Eurasia obtenida resulta muy semejante a la de América del Sur, en cuanto a cronolo-



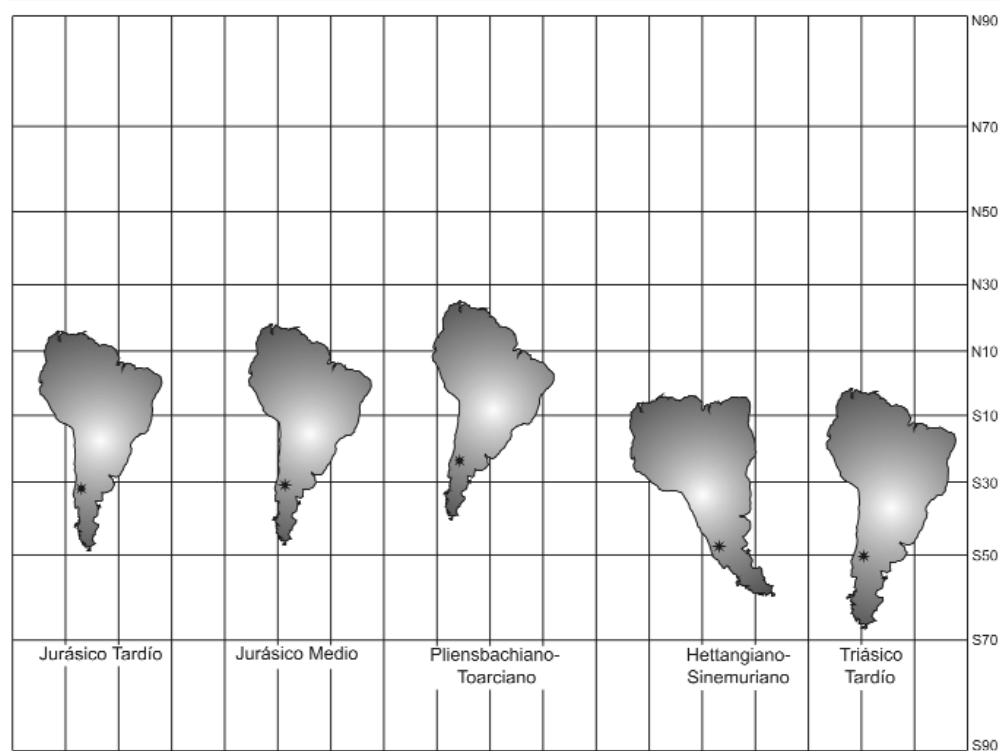
**Figura 7:** Curva de deriva polar aparente (CDPA) de América del Sur (línea llena) propuesta para el intervalo Triásico Tardío - Jurásico. La CDPA de Eurasia (línea entrecortada) construida con polos de la base de datos de Torsvik *et al.* (2001), resulta muy similar a la de América del Sur. Los PP de Eurasia fueron rotados a coordenadas de América del Sur usando dos modelos conocidos para Pangea. La curva sugiere una deriva polar aparente y/o verdadera importante durante el Jurásico Temprano. Modelo 1 (para 220-193 Ma): EU-NA por Srivastava y Tapscott (1986), NA-SAF por Klitgord y Schouten (1986), SAF-SAM por Rabinowitz y La Breque (1979), Modelo 2 (para 183-165 Ma), EU-NA, NA-AF y AF-SAM por Lawver y Scotese (1987). 210-155: edades reasignadas según Ogg (2004).

gía y longitud de los tramos. Esto constituye asimismo, un fuerte indicio de que la diferencia polar observada entre el Hettangiano - Sinemuriano y el Pliensbachiano - Toarciano es debido a la ocurrencia de deriva polar aparente y/o verdadera.

A partir de los paleopolos de América del Sur, se calcularon velocidades de deriva mínima y paleolatitudes (Fig. 8) de la localidad de Rajapalo - Chacay Melehue en el centro de la cuenca (37.3°S, 70.5°O). Los resultados indican que desde el Triásico Tardío hasta el Sinemuriano, el continente habría estado ubicado en su posición más austral, quedando la localidad mencionada a los 50°S. A fines del Sinemuriano, el continente comenzó a rotar en sentido horario mientras se desplazaba hacia el norte a unos 20 cm por año hasta que en el Pliensbachiano la lo-

calidad alcanzó los 25°S. Hacia finales del Jurásico Temprano, el continente cesó su rotación horaria y comenzó el desplazamiento hacia el sur a unos 10 cm a<sup>-1</sup>, hasta alcanzar latitudes de aproximadamente 30°S semejantes a las actuales.

Las paleolatitudes estimadas a partir de los datos paleomagnéticos (Fig. 8) son consistentes con los desplazamientos de faunas marinas de Eurasia y América del Sur, que se presumía eran debidos a factores relacionados con el clima (*e.g.* Damborenea 1996, 2002, Page 1996). Precisamente, el estudio de estas faunas muestra que durante el Hettangiano-Sinemuriano en los Andes del Sur con el continente ubicado en altas latitudes, la fauna de bivalvos del Pacífico Sur se extendía hasta el extremo septentrional del continente. Por el contrario, durante el Pliensbachiano-Toarciano cuando el continente se ha-



**Figura 8:** Paleolatitudes del centro de la cuenca Neuquina (estrella) calculadas a partir de los polos del cuadro 1. Desde el Triásico Tardío hasta el Sinemuriano, el continente se habría ubicado en una posición más austral que la actual con la mencionada localidad en los 50°S. Posteriormente, el continente comenzó a rotar en forma horaria al tiempo que se desplazaba hacia el norte a una velocidad de c. 20 cm por año, hasta alcanzar su posición más septentrional durante el Pliensbachiano y la localidad se ubicó a los 25°S. Hacia finales del Jurásico Temprano cesó la rotación del continente, para iniciar un nuevo desplazamiento hacia el sur a casi 10 cm por año hasta alcanzar que en el Jurásico Medio, latitudes muy semejantes a las actuales (30°S).

bía desplazado había el norte, la misma fauna se encontraba limitada a la parte austral (Damborenea 1996, 2002), en tanto en la cuenca Neuquina durante el Pliensbachiano, los corales coloniales alcanzaron por primera vez una expansión notoria. En el hemisferio norte por otra parte, durante el Pliensbachiano los amonites de aguas frías del Reino Boreal habitaban la parte sur de Europa (Maccioni y Cecca 2002). Sucesivamente disminuyó el provincialismo de esta fauna hasta el Calloviano y más tarde el provincialismo aumentó nuevamente cuando los amonites boreales de aguas frías se desplazaron hacia latitudes menores (Page 1996, Hillebrandt *et al.* 1992).

## CONCLUSIONES

Se estudiaron cinco secciones portadoras de amonites del Jurásico Inferior de la cuenca Neuquina conformadas mayormente por rocas sedimentarias y subordinadamente, rocas volcánicas, ubicadas al norte y centro de la cuenca. Los amonites que corresponden a la región Andina, permitieron la datación precisa de los niveles muestreados.

El estudio paleomagnético revela la ocurrencia de dos componentes portadas por titanomagnetitas, una blanda y secundaria cuya dirección es muy semejante a la del campo dipolar de la región y otra dura que, sobre la base de pruebas de campo de estabilidad paleomagnética y estudios petrográficos, se interpreta como la original jurásica.

A partir de la sucesión de polaridades reconocidas en las cinco secciones, se construyó la escala magnetoestratigráfica compuesta del Jurásico Inferior, la primera de esta edad en el hemisferio sur. Para la ubicación de las polaridades y correlación con la escala internacional patrón se utilizó el nuevo esquema bioestratigráfico propuesto en Riccardi (2008). De este modo, se identificaron 11 zonas de polaridad predominantemente reversa ( $JR_1$  a  $JR_{11}$ ) y 12 predominantemente normal ( $JN_1$  a  $JN_{12}$ ) en relación a 19 zonas de asociación de amonites de la región Andina, que fueron a su vez correlacionadas con las de la escala geomagnética internacional. Se observa en general un buen ajuste entre la escala regional y la patrón, y del mismo surgen algunas propuestas interesantes. Por ejemplo de arriba hacia abajo, se pro-

pone que en el intervalo Hettangiano y Sinemuriano las polaridades comprendidas entre las zonas Liasicus y Semicostatum en la escala internacional deberían desplazarse hacia abajo. Asimismo, gran parte del Sinemuriano de la región entre las biozonas Z5 y Z6 aparece sin datos bioestratigráficos. En el Pliensbachiano, se observa un buen ajuste de las polaridades dominantes que comienzan a ser más sólidas, en tanto en el Toarciario la frecuencia de reversiones de polaridad se hace mayor además que las correlaciones se vuelven más confiables. De este modo a partir de la correlación entre polaridades y biozonas, fue posible estimar la edad de algunos niveles sin fósiles diagnósticos como el límite Sinemuriano-Pliensbachiano en Puesto Araya, el Pliensbachiano-Toarciario en Rajapalo, o del Toarciario en Arroyo Blanco.

A partir de la componente B aislada se calcularon dos polos paleomagnéticos, uno para el Hettangiano-Sinemuriano (223°E, 51°S,  $A_{95}= 6^\circ$ ,  $N = 25$ ) y otro para el Pliensbachiano-Toarciario (67°E, 74°S,  $A_{95}= 5^\circ$ ,  $N = 52$ ). Estos datos se utilizaron, junto con otros compilados de la literatura, para elaborar una curva de

divagación polar aparente de América del Sur estable para el Triásico Tardío- Jurásico. La curva resultante es significativamente diferente a las más conocidas en la literatura que muestran que el continente se habría mantenido en una posición latitudinal prácticamente fija durante gran parte del Mesozoico. En particular en la nueva curva de divagación polar aparente, se observa un cambio significativo en la posición polar entre el Hettangiano-Sinemuriano y el Pliensbachiano-Toarciano, definiendo un codo importante aproximadamente a los 197 Ma. Esto sugiere que América del Sur no permaneció estacionaria sino que por el contrario, habría rotado en forma horaria al tiempo que se desplazaba significativamente hacia el norte. La misma forma y cronología se observa en la curva de Eurasia que en ese momento también formaba parte de Pangea. En otras palabras, el supercontinente habría experimentado una notoria deriva polar aparente (deriva de las placas litosféricas) y/o verdadera, que resulta del desplazamiento de la Tierra a nivel del manto con respecto al eje de rotación (=paleomagnético), y es una componente importante de la curva de divagación polar aparente.

Los desplazamientos latitudinales estimados a partir de los datos paleomagnéticos son sustentados por los movimientos de las faunas marinas de aguas frías y templadas de los hemisferios norte y sur.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beck, M.E. Jr. 1999. Jurassic and Cretaceous apparent polar wander relative to South America: Some tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 104 (B3): 5063-5067.
- Besse, J. y Courtillot, V. 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research* 107 (B11), 2300, doi: 10.1029/2000JB000050.
- Clavijo, L. 1944. Estudio estratigráfico y tectónico del extremo austral de la Cordillera del Viento, Territorio del Neuquén. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata 60, (Inédita), 103 p., La Plata.
- Creer, K.M., Mitchell, J.G. y Abou Deeb, J. 1972. Palaeomagnetism and radiometric age of the Jurassic Chon-Aike Formation from Santa Cruz province. *Earth and Planetary Science Letters* 14 (1): 131-138.
- Damborenea, S.E. 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina Pt.1, Stratigraphical Introduction and Superfamilies Nuculanaceae, Arcaceae, Mytilaceae and Pinnacea. *Palaeontographica A* 199: 23-111.
- Damborenea, S.E. 1996. Palaeobiogeography of Early Jurassic Bivalves along the Southeastern Pacific Margin. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos* 5: 151-167.
- Damborenea, S.E. 2002. Jurassic evolution of Southern Hemisphere marine palaeobiogeographic units based on benthonic bivalves. *Geobios* 35 (24): 51-71.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London Series A* 217: 295-306.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin. b) Mendoza Province, *Asociación Geológica Argentina, Series E* (3): 1-103.
- Hillebrandt, von, A. 1987. Liassic ammonites zones of South America and correlation with other provinces. With description of new genera and species of ammonites. En Volkheimer, W. (ed.) *Bioestratigrafía de los Sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, p 111-157.
- Hillebrandt, von, A., Smith, P., Westermann, G. *et al.* y Callomon, J.H. 1992. Ammonite zones of the circum-Pacific region. En Westermann, G. *et al.* (ed.) *The Jurassic of the Circum-Pacific*, Cambridge University Press, 247-272, Cambridge.
- Iglesia Llanos, M.P. 1997. *Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del Jurásico Inferior marino de la Cuenca Neuquina, República Argentina*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (Inédita), 350 p., Buenos Aires.
- Iglesia Llanos, M.P. y Riccardi, A.C. 2000. The Neuquén composite section: magnetostratigraphy and biostratigraphy of the marine lower Jurassic from the Neuquén basin (Argentina). *Earth and Planetary Science Letters* 181: 443-457.
- Iglesia Llanos, M.P., Riccardi, A.C. y Singer, S.E. 2006. Palaeomagnetic study of Lower Jurassic marine strata from the Neuquén basin, Argentina: A new Jurassic apparent polar wander path for South America. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 379-397.
- Iglesia Llanos, M.P., Riccardi, A.C. y Singer, S.E. 2008. Reply to "A comment on Early Jurassic palaeomagnetic study of Lower Jurassic marine strata from the Neuquén Basin, Argentina: a new Jurassic Apparent Polar Wander Path for South America. *Earth and Planetary Science Letters* 265: 316-319.
- Iglesia Llanos, M.P., Lanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S., Laurenzi, M.A. y Ruffini, R. 2003. Palaeomagnetic study of the El Quemado complex and Marifil formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International* 154: 599-617.
- King, R.F. 1955. Remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society Geophysical Supplement* 7: 115-134.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 62: 699-718.
- Klitgord, K.D. y Schouten, H. 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. En Vogt, P.R. y Tulchok, B.E. (eds.) *The Geology of North America, The western North Atlantic region*, Geological Society America, M: 351-378.
- Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectosedimentary Evolution of the First Transgression. *Geological Acta* 3(2): 81-106.
- Lawver, L.A. y Scotese, C.R. 1987. A revised reconstruction of Gondwana. En McKenzie, G.D. (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, *Geophysical Monography* 40: 17-23.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Universidad Nacional de Tucumán, *Serie de Correlación Geológica* 6: 221-244.
- Macchioni, F. y Cecca, F. 2002. Biodiversity and biogeography of middle - late liassic ammonoids: implications for the Early Toarcian

- mass extinction. *Geobios* 35(24): 165-175.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 369-382, Tulsa.
- McFadden, P.L. 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International* 103: 163-169.
- McFadden, P. y McElhinny, M.W. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International* 103: 725-729.
- Montes Lluar, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrini, R. y Rizziri, R. 1994. The Anari and Tapirapuá Jurassic formations, western Brazil: palaeomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 128: 357-371.
- Ogg, J. 2004. The Jurassic Period. En Gradstein, F., Ogg, J. y Smith, A. (eds.) *A Geologic Time Scale*, Cambridge University Press, 307-343, Cambridge.
- Oviedo, E. y Vilas, J.F. 1984. Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 97-114.
- Page, K.N. 1996. Mesozoic Ammonoids in Space and Time. En Landman, N.H., Tanabe, K. y Davis, R.A. (eds.) *Ammonoid Paleobiology*, Plenum Press, 755-794, New York and London.
- Rabinowitz, P.D. y La Brecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research* 84(B11): 5973-6002.
- Rapalini, A.E., Abdeldayem, A.L. y Tarling, D.H. 1993. Intracontinental movements in Western Gondwanaland: a palaeomagnetic test. *Tectonophysics* 220: 127-139.
- Riccardi, A.C. 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. En Moullade, M. y Naim, A.E.M. (eds.) *The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic B*: 201-203, Amsterdam.
- Riccardi, A.C. 2008. The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. *Episodes* 31 (3): 326-335.
- Riccardi, A.C. y Iglesia Llanos, M.P. 1999. Primer hallazgo de un amonite triásico en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 298-300.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en la Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno (Santiago), Actas 2: C359-374.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1991. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4(3): 159-170.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Iglesia Llanos, M.P. 2004. The Triassic/Jurassic Boundary in the Andes of Argentina. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 110(1): 69-76.
- Srivastava, S.P. y Tapscott, C.R. 1986. Plate kinematics of the North Atlantic. En Vogt, P.R. y Tucholke, B.E. (eds.) *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region*, Geological Society of America, M: 379-404, New York.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Meert, J.G., Mosar, J. y Walderhaug, H.J. 2001. Reconstructions of the continents around the North Atlantic at about the 60<sup>th</sup> parallel. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 55-69.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic - Cenozoic paleogeographical and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172-190.
- Valencio, D.A. y Vilas, J.F. 1970. Palaeomagnetism of some Middle Jurassic lavas from South-east Argentina. *Nature* 225 (5229): 262-264.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F. y Pacca, I.G. 1983. The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: pre-drift movements, hairpins and magnetostratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 73: 135-151.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Vilas, J.F. 1974. Palaeomagnetism of some igneous rocks of the Middle Jurassic Chon-Aike Formation from Estancia La Reconquista, Province of Santa Cruz, Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 39: 511-522.
- Vizán, H. 1998. Paleomagnetism of the Lower Jurassic Lepá and Osta Arena Formations, Argentine, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 11(4): 333-350.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 151: 1-85.
- Westermann, G. y Riccardi, A.C. 1985. Middle Jurassic ammonite evolution in the Andean province and emigration to Tethys. En Bayer, U. y Seilacher, A. (eds.) *Sedimentary and Evolutionary Cycles*, Springer Verlag Lecture Notes on Earth Sciences 1, p 6-34, Heidelberg.

Recibido: 29 de septiembre, 2008

Aceptado: 28 de mayo, 2009