

PALEOGEOGRAFÍA DE AMÉRICA DEL SUR DURANTE EL JURÁSICO

María Paula IGLESIA LLANOS

INGEODAV, Depto. Ciencias Geológicas, Fac. Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pab. 2, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires
E-mail: mpiglesia@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El presente estudio fue efectuado en cuatro secciones del Jurásico Temprano marino de las provincias de Mendoza y Neuquén, compuestas mayormente por rocas sedimentarias de grano fino portadoras de amonites y volcanitas intercaladas. Se aislaron dos componentes magnéticas portadas por titanomagnetitas y en forma subordinada, por otro mineral de alta coercitividad/temperatura de bloqueo (titanoematita?). La componente A, que es la más blanda, se interpreta como una remagnetización relativamente reciente, en tanto la componente B correspondería a la magnetización original adquirida durante o poco después de la depositación de los sedimentos y el enfriamiento de las volcanitas en el Jurásico Temprano, de acuerdo a las diversas pruebas de campo de estabilidad paleomagnética y estudios ópticos. Sobre la base de estos datos, se obtuvieron dos nuevos polos paleomagnéticos, uno para el Hettangiano-Sinemuriano (223°E, 51°S, A_{95} = 6°, N = 25) y otro para el Pliensbaquiano-Toarciario (67°E, 74°S, A_{95} = 5°, N = 52). Los mismos fueron utilizados con otros paleopolos del continente cuidadosamente seleccionados para construir una curva de deriva polar aparente para el intervalo Triásico Tardío-Jurásico Tardío, la cual resulta completamente diferente a las que se proponen en la literatura. En particular, se destaca la presencia de un codo en el tramo Jurásico Temprano que refleja importantes desplazamientos latitudinales de América del Sur y que se halla asimismo en otros continentes de Pangea. Así, los datos obtenidos indican que América del Sur se localizaba durante el lapso Triásico Tardío- Sinemuriano en latitudes más australes que la actual en tanto en el Pliensbaquiano se encontraba por el contrario, en su posición más septentrional. A finales del Jurásico Temprano el continente se desplazó nuevamente al sur hasta ubicarse durante el Jurásico Medio en latitudes semejantes a las actuales. Estos cambios latitudinales están sustentados por datos paleobiogeográficos de los hemisferios norte y sur.

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

ABSTRACT: *Paleogeography of South America during the Jurassic.* The study was carried out in four Lower Jurassic marine sections of Mendoza and Neuquén provinces, which are composed mainly by ammonite-bearing fine-grained sedimentary rocks with intercalated volcanic levels. Two magnetic components were isolated that were carried primarily by titanomagnetites and subordinately, by another mineral with high unblocking temperature/coercivity (titanohaematite?). Component A is soft and is interpreted as a recent remagnetisation. Component B on the other hand, is hard and would correspond to the Jurassic original magnetisation acquired during or soon after the deposition of the sedimentary and cooling of the volcanic rocks, according to the various field tests for palaeomagnetic stability and optical studies. Two palaeomagnetic poles were calculated for component B, one for the Hettangian-Sinemurian located at 223°E, 51°S, A_{95} = 6°, N = 25, and the other for the Pliensbachian- Toarcian at 67°E, 74°S, A_{95} = 5°, N = 52. Using these and other thoroughly selected Jurassic poles from stable South America, a new apparent polar wander path was constructed for the Late Triassic-Late Jurassic interval that is dissimilar to the ones proposed in the literature. In particular, the path shows a notorious cusp during the Early Jurassic that points out important continental latitudinal shifts and which is also observable in other continents from Pangea. Thus, the data obtained indicate that South America was placed during the Late Triassic to the Sinemurian, further to the south respect to the present-day position whereas in the Pliensbachian, it attained its northernmost location. At the end of the Early Jurassic, South America moved again to the south until in the Middle Jurassic reached almost present-day latitudes. Such latitudinal shifts are also supported by palaeobiogeographical data from the northern and southern hemispheres.

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

INTRODUCCIÓN

La curva de deriva polar aparente (CDPA) de América del Sur para el Mesozoico-

ha sido objeto de constantes cambios debido a la poca cantidad de datos y a que sus polos paleomagnéticos (PP) no presentan edades absolutas y/o de magneti-

zación lo suficientemente confiables. Por otra parte, existe la sospecha de que muchos paleopolos de América del Sur no representan polos cratónicos, ya que

proviene de áreas que pudieron haber experimentado rotaciones alrededor de ejes verticales, como ocurre en ciertas regiones andinas.

La gran mayoría de los polos jurásicos de Argentina fueron obtenidos a partir de rocas volcánicas (e.g. Valencio y Vilas 1970, Creer *et al.* 1972, Vilas 1974, Rapalini y López de Lucchi 2000, Iglesia Llanos *et al.* 2003) y en menor grado sedimentarias (Iglesia Llanos 1997, Vizán 1998, Iglesia Llanos *et al.* 2006) de Patagonia. Los primeros, fueron obtenidos en la década del 70 y se muestran bien agrupados en las cercanías del eje de rotación terrestre, por lo que siempre se interpretó que durante el Mesozoico temprano la deriva polar aparente en el continente fue prácticamente nula (Valencio *et al.* 1983, Oviedo y Vilas 1984, Rapalini *et al.* 1993, Beck 1999, Besse y Courtillot 2002). En otras palabras, se pensaba que América del Sur se habría mantenido en una posición latitudinal muy semejante a la actual durante todo este lapso. Datos más recientes (Iglesia Llanos 1997, Vizán 1998) sin embargo, demuestran que este modelo no sería válido y que por el contrario, se produjeron importantes desplazamientos latitudinales durante el Jurásico (Iglesia Llanos *et al.* 2006).

Los datos presentados en este trabajo fueron obtenidos en cuatro secciones del Jurásico Temprano de la cuenca Neuquina, conformadas por rocas marinas portadoras de amonites y en forma subordinada, rocas volcánicas. El origen primario de la magnetización fue establecido sobre la base de pruebas de campo de estabilidad paleomagnética y estudios petrográficos. Utilizando los nuevos PP más otros cuidadosamente seleccionados de la literatura, se construyó una curva de deriva polar aparente del continente para el Jurásico que resulta completamente diferente a los modelos que se presentan en la literatura.

GEOLOGÍA Y MUESTREO PALEOMAGNÉTICO

Las secciones estudiadas se encuentran

localizadas en el norte (Río Atuel) y centro (cerca de la localidad de Chos Malal) de la cuenca Neuquina (Fig. 1). Esta se originó durante el Triásico como cuenca de retroarco a causa de los esfuerzos extensionales relacionados con el rompimiento del supercontinente Gondwana (Uliana y Biddle 1988). Durante el Mesozoico-Cenozoico se depositaron en la cuenca cerca de 7 km de espesor de sedimentos. De esta manera, en el Triásico Medio se originaron hemi-grábenes aislados a partir de fallas del basamento (Manceda y Figueroa 1995, Vergani *et al.* 1995) donde comenzaron a acumularse los sedimentos. La sedimentación en el área comenzó con depósitos gruesos y volcanitas de ambiente continental, hasta que en el Triásico Tardío se produjo la primera ingresión desde el Océano Pacífico a través de un estrecho corredor ubicado en el norte de la cuenca (Fig. 1A), a la latitud del Río Atuel en la provincia de Mendoza (Riccardi *et al.* 1988). El establecimiento de la fase de enfriamiento térmico (*sag*) del rift (Vergani *et al.* 1995) determinó la coalescencia de los hemi-grábenes y consecuente inundación generalizada de la cuenca durante el Pliensbaquiano (e.g. Legarreta y Gulisano 1989).

Las secciones estudiadas abarcan el Jurásico Inferior y se encuentran ubicadas en el norte (Arroyo Malo, Las Chilcas y Puesto Araya, Fig. 1a) y centro (Rajapalo-Chacay Melehue, Fig. 1b) de la cuenca. La posterior deformación compresiva, que en la región ocurrió durante la orogenia andina en el Cretácico-Terciario, produjo principalmente el desarrollo de fajas plegadas y corridas de rumbo dominante N-S.

Los amonites hallados en estas secciones representan las zonas de asociación de la región Andina, las cuales son correlacionables las zonas de la escala estándar internacional. En este estudio, la identificación de los amonites y correlación entre las zonas (Fig. 2) estuvieron a cargo de A.C. Riccardi (Iglesia Llanos *et al.* 2006). Sobre esta base, fue posible establecer con mucha precisión la edad de los sitios

de muestreo paleomagnético.

Para el presente estudio se muestrearon preferentemente sedimentitas finas y rocas volcánicas (Figs. 3 y 4). Considerando la totalidad de los sitios muestreados, incluso los que fueron descartados por mostrar comportamientos paleomagnéticos poco confiables y que no se muestran en las figuras 3 y 4, la distancia promedio entre sitios fue de aproximadamente 10 m, consistente con el espesor de las biozonas de amonites establecidas. 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.

Por otra parte, R. Andreis, M. Brodtkorb y S. Singer realizaron estudios petrográficos de las litologías representativas que sirvieron para una precisa identificación de las mismas y de los minerales portadores de las magnetizaciones aisladas (Iglesia Llanos 1997, Iglesia Llanos *et al.* 2006).

Hetangiano - Sinemuriano

Rocas de edad hetangiana-sinemuriana afloran en el NO de la cuenca a lo largo del Río Atuel. Allí en la zona comprendida entre el Arroyo Malo y Puesto Araya (Fig. 1a) se muestreó una sucesión conformada mayormente por rocas sedimentarias de aproximadamente 2 km de espesor que abarcan desde el Triásico Tardío al Toarciano. En general, la sucesión corresponde a depósitos transgresivos que se vuelven más jóvenes y gruesos hacia el este. En particular al oeste, desde el Arroyo Malo hasta Las Chilcas (LC, Fig. 1a), la sección está caracterizada por facies de sinrift que representan depósitos de deltas controlados por fallas, en tanto al este en Puesto Araya dominan depósitos de plataforma que indican facies de *sag* (Lanés 2005). En Arroyo Malo aflora una sección de aproximadamente 1 km de espesor (Fig. 3) conformada de base a techo, por las Formaciones Arroyo Malo, El Freno y El Cholo (Riccardi *et al.* 1988, 1991, 2004, Riccardi e Iglesia

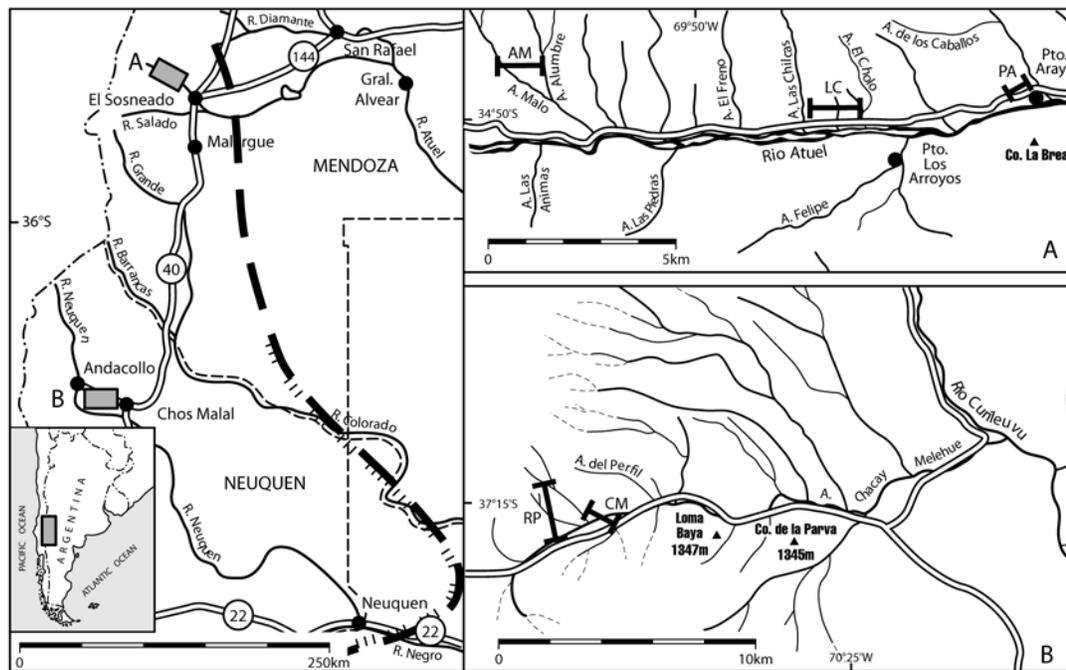


Figura 1: Mapa esquemático de la cuenca Neuquina y detalle de las localidades estudiadas. a) Arroyo Mala (AM), Las Chilcas (LC) y Puesto Araya (PA), b) Rajapalo (RP) - Chacay Melehue (CM). La línea gruesa entrecortada marca el borde de la cuenca.

Llanos 1999). La Formación Arroyo Mala está compuesta mayormente por areniscas y pelitas que portan amonites (Figs. 2 y 3) del lapso Triásico Tardío - Sinemuriano Temprano. Por encima se encuentran la Formación El Freno compuesta por conglomerados y areniscas fluviales, y la Formación El Cholo compuesta por areniscas y pelitas con amonites del Hetangiano Temprano - Sinemuriano Temprano. Intercalados en estas últimas, existen al menos tres filones capa (Fig. 3) de composición alcalina, el inferior (ubicado en Z2) basáltico, y los otros (Z3-4) lamprofiricos. En Las Chilcas, se analizó una sección de cerca de 500 m de espesor, compuesta de base a techo por las Formaciones El Freno y El Cholo. La Formación El Freno en esta localidad presenta mayor espesor y tamaño de grano, así como menor edad que en la localidad Arroyo Mala (Sinemuriano?). Como en esta última localidad, la Formación El Cholo en Las Chilcas está conformada (Stipanovic y Bonetti 1970) mayormente por areniscas y pelitas con amonites y subordinadamente por rocas volcánicas, que indican (Figs. 2 y 3) una edad Sinemuriano Temprano - Pliensbaquiano Temprano. Un conjunto de filones capa aparecen intercalados en las

facies de *synrift* de la Formación El Cholo a casi 300 m de la base (Fig. 3), de los cuales fueron muestreados para el estudio paleomagnético dos lamprófirios separados unos 20 cm. Por encima de los 300 m se encuentran las facies de *sag*, y allí los filones capa desaparecen marcando el cese del magmatismo alcalino que tuvo lugar durante las primeras etapas 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 *synrift*, 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 Hetangiano - Sinemuriano, es decir poco después de la depositación de los sedimentos de la Formación El Cholo.

En la sección de la Formación El Cholo asignado al Hetangiano-Sinemuriano se han hallado asimismo, amonites y concreciones visiblemente aplastadas, además de estructuras sedimentarias que indican que la secuencia ha sufrido una compactación importante por sobrecarga. A partir de la medición de los ejes de

los fósiles hallados en la localidad Arroyo Mala, se estimaron valores de compactación en el Hetangiano - 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

Los perfiles de esta edad estudiados se ubican en el norte de la cuenca, en la localidad de Puesto Araya (Fig. 1a), y en el centro en Rajapalo-Chacay Melehue (Fig. 1b). En Puesto Araya se muestreó una sección de casi 400 m de espesor conformada de base a techo por las Formaciones El Freno y El Cholo. La Formación El Freno está compuesta por conglomerados y areniscas gruesas más espesas y jóvenes que en las localidades anteriores, en tanto que la Formación El Cholo (Volkheimer 1978, Riccardi 1983, von Hillebrandt 1987, Westermann y Riccardi 1985) está conformada por areniscas y pelitas que indican facies de plataforma dominadas por tormentas (Lanés 2005). Los amonites de la Formación El Cholo corresponden (Figs. 2 y 4) al Pliensbaquiano. Por otro lado, en Rajapalo-Chacay Melehue se muestreó una suce-

sión de aproximadamente 500 m de espesor conformada de base a techo (Clavijo 1944, Damborenea 1987, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995), por un basamento volcánico (unidad indennominada), sobre el que apoyan la Formación Lista Blanca (LB) (en Iglesia Llanos 1997) y la Formación Los Molles (LM). La Formación Lista Blanca, que está constituida (Fig. 4) por rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias, representa depósitos marinos marginales y de plataforma externa, y sus amonites la asignan una edad pliensbaquiana tardía (Figs. 2 y 4). La Formación Los Molles en tanto, está compuesta mayormente por pelitas y en forma subordinada por rocas piroclásticas, y posee amonites que indican una edad toarciana temprana.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

El procesamiento y análisis paleomagnético fue realizado en el INGEODAV, Universidad de Buenos Aires. Para ello los especímenes fueron desmagnetizados utilizando un horno TSD-1 Schoenstedt y un equipo de campos alternos estático, en tanto la magnetización residual fue medida en un magnetómetro criogénico 2G (*DC squids*). El análisis de los datos paleomagnéticos se efectuó utilizando software diseñado en las Universidades de Utrecht (Holanda) y Buenos Aires. Se aplicaron al menos diez etapas para la desmagnetización de los especímenes, hasta temperaturas de 550-580°C y campos de 130 mT. Luego de cada lavado térmico se midió la susceptibilidad magnética (*X*) del espécimen con el objeto de identificar la posible formación de nuevos minerales magnéticos. En general, *X* en los sedimentos mostraba valores del orden de 1×10^{-4} SI, en tanto que en las rocas volcánicas, de 6×10^{-4} SI, con excepción de las lavas intercaladas en el perfil de Rajapalo (entre 60 y 75 m de la base, Fig. 4) donde este parámetro alcanza valores de hasta 1×10^{-2} SI. Los especímenes procesados presentan comportamientos paleomagnéticos varia-

ZONACION ESTANDAR		CUENCA NEUQUINA		
PISOS	ZONAS	ZONAS DE ASOCIACION		
TOARCIANO	S	LEVESQUEI	Dumortieria Z20 Physeogrammoceras tenuicostatum Z19	
		THOUARSENSE	Phymatoceras Z18	
		VARIABILIS	Collina chilensis Z17	
	I	BIFRONS	Peronoceras pacificum Z16 Peronoceras largaense Z15	
		FALCIFERUM	Dactyloceras hoelderi Z14	
		TENUICOSTATUM	Tenuicostatum Z13	
PLIENBAQUIANO	S	SPINATUM	Fanninoceras disciforme Z12	
		MARGARITATUS	Fanninoceras fannini Z11	
	I	DAVOEI	Fanninoceras behrendseni Z10 Dubariceras Z9	
		IBEX	Tropidoceras Z8	
		JAMESONI	Miltoceras Z7	
SINEMURIANO	S	RARICOSTATUM		
		OXYNOTUM	"Epophioceras" Z6	
		OBTUSUM		
	I	TURNERI	?	
		SEMICOSTATUM	"Agassiceras" Z5	
		BUCKLANDI		
HETANGIANO		ANGULATA	"Vermiceras" Z4 Badouxia canadensis Z3	
		LIASICUS	"Wahneroceras-Schlotheimia" Z2	
		PLANORBIS	Kammerkarites bayoensis Z1 Psiloceras rectocostatum ?	
	TRIASICO	S	MARSHI	Choristoceras
			SUESSI	

Figura 2: Correlación propuesta por Riccardi (en Iglesia Llanos *et al.* 2006) para las Zonas de asociación de amonites de la Cuenca Neuquina (Andina) y la Estándar Internacional.

bles, desde aquellos cuyos diagramas de desmagnetización no muestran componentes magnéticas definidas, los que revelan componentes parcialmente superpuestas determinando círculos de remagnetización, hasta aquellos cuyas componentes bien definidas muestran trayectorias al origen. Del conjunto de muestras analizadas, se usaron para este estudio

sólo las que mostraban trayectorias al origen y en menor medida, con componentes estables que no pudieron ser removidas totalmente como en el caso de minerales portadores con alta coercitividad magnética (*e.g.* titanohematita). De este modo, las direcciones calculadas y sus correspondientes polos resultan confiables, aunque el número de muestras invo-

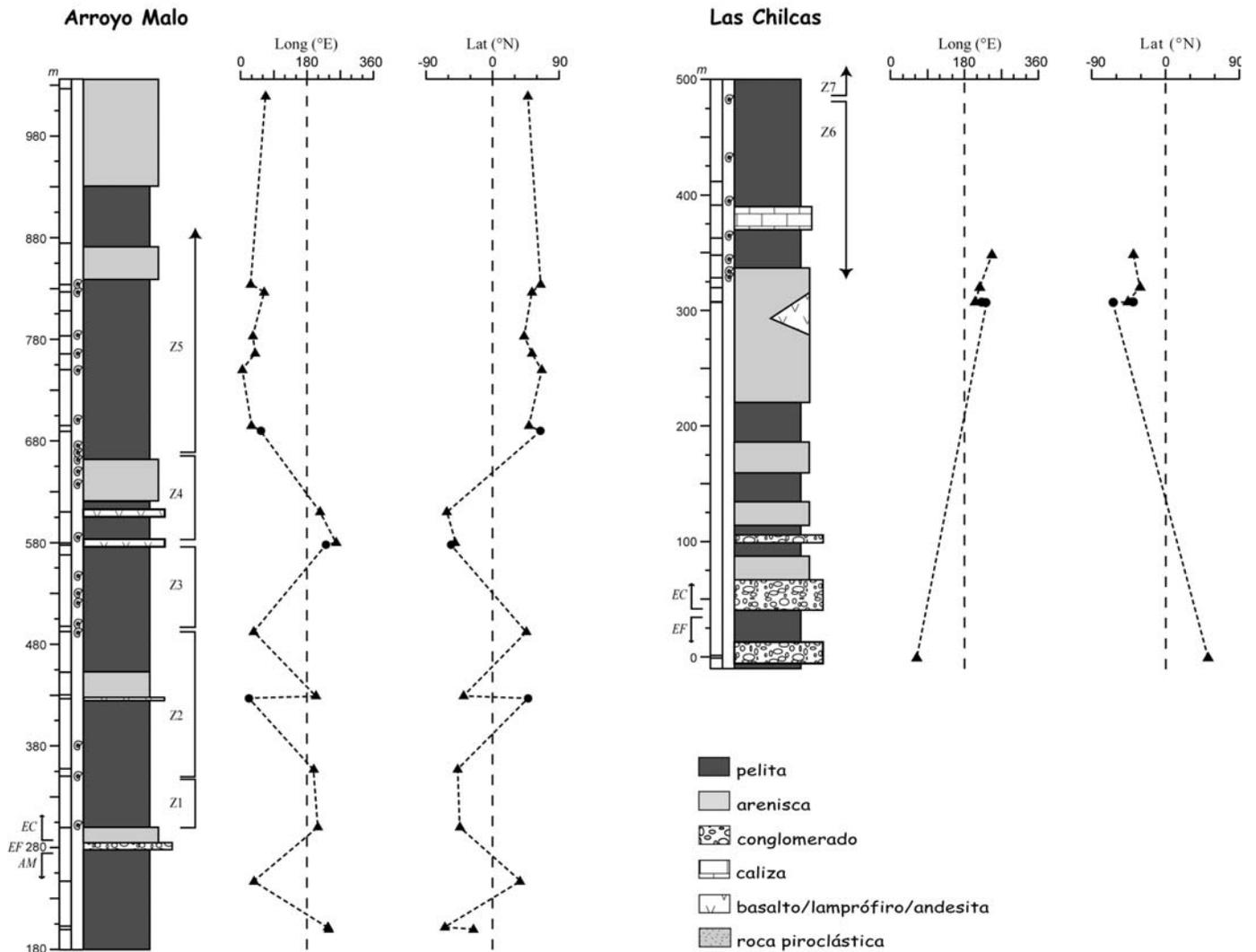


Figura 3: Estratigrafía, posición de los sitios de muestreo y polos geomagnéticos virtuales (PGV) de las secciones estudiadas en Arroyo Malo y Las Chilcas (Hetangiano - Sinemuriano). Se indican (izquierda) sitios de muestreo paleomagnético y de amonites, y (derecha) extensión de las zonas de amonites (Fig. 2), además de los PGV calculados por sitio. Símbolos: sitios paleomagnéticos con círculos (triángulos) indican un número de muestras ≥ 3 (≥ 2). AM: Formación Arroyo Malo, EF: Formación El Freno, EC: Formación El Cholo

lucrado apenas llega al 50% del total (indicados en Figs. 3 y 4). Esta selección de los mejores comportamientos establece incluso, ligeras diferencias con otro estudio efectuado en las mismas secciones (Iglesia Llanos y Riccardi 2000), que tenía como único objetivo la construcción de la primera escala de polaridades magnéticas del Jurásico de América del Sur y donde las polaridades se reconocieron mayormente a partir círculos de remagnetización. Por lo tanto, las componentes magnéticas en este estudio fueron calculadas utilizando análisis de componentes principales (Kirschvink 1980).

Los resultados por sitio de muestreo en donde se muestran ubicación, litología, estructura, direcciones medias paleomagnéticas y polos geomagnéticos virtuales (PGV) se encuentran publicados en Iglesia Llanos *et al.* 2006.

En general, se reconocieron dos componentes magnéticas (Figs. 5 y 6), portadas por titanomagnetitas de origen secundario (componente A) y primario (componente B), y en algunos casos también, por otro mineral de alta coercitividad que probablemente sea titanohematita (Iglesia Llanos *et al.* 2006). La componente A es relativamente blanda y se remueve en-

tre 200-400°C o 20 mT (Fig. 5), portando direcciones norte con inclinaciones negativas que en promedio coinciden con la esperada para el campo dipolar de la región (Fig. 6). La componente B en cambio, presenta temperaturas de desbloqueo de 550-580°C o coercitividades de 50-60 mT (Fig. 5) y en algunas ocasiones, 700°C o >130 mT, mostrando direcciones corregidas por estructura N-NE con inclinaciones negativas y S-SO con inclinaciones positivas, que son diferentes de las direcciones magnéticas más jóvenes esperadas para la región (Fig. 6). Las direcciones medias por sitio fueron

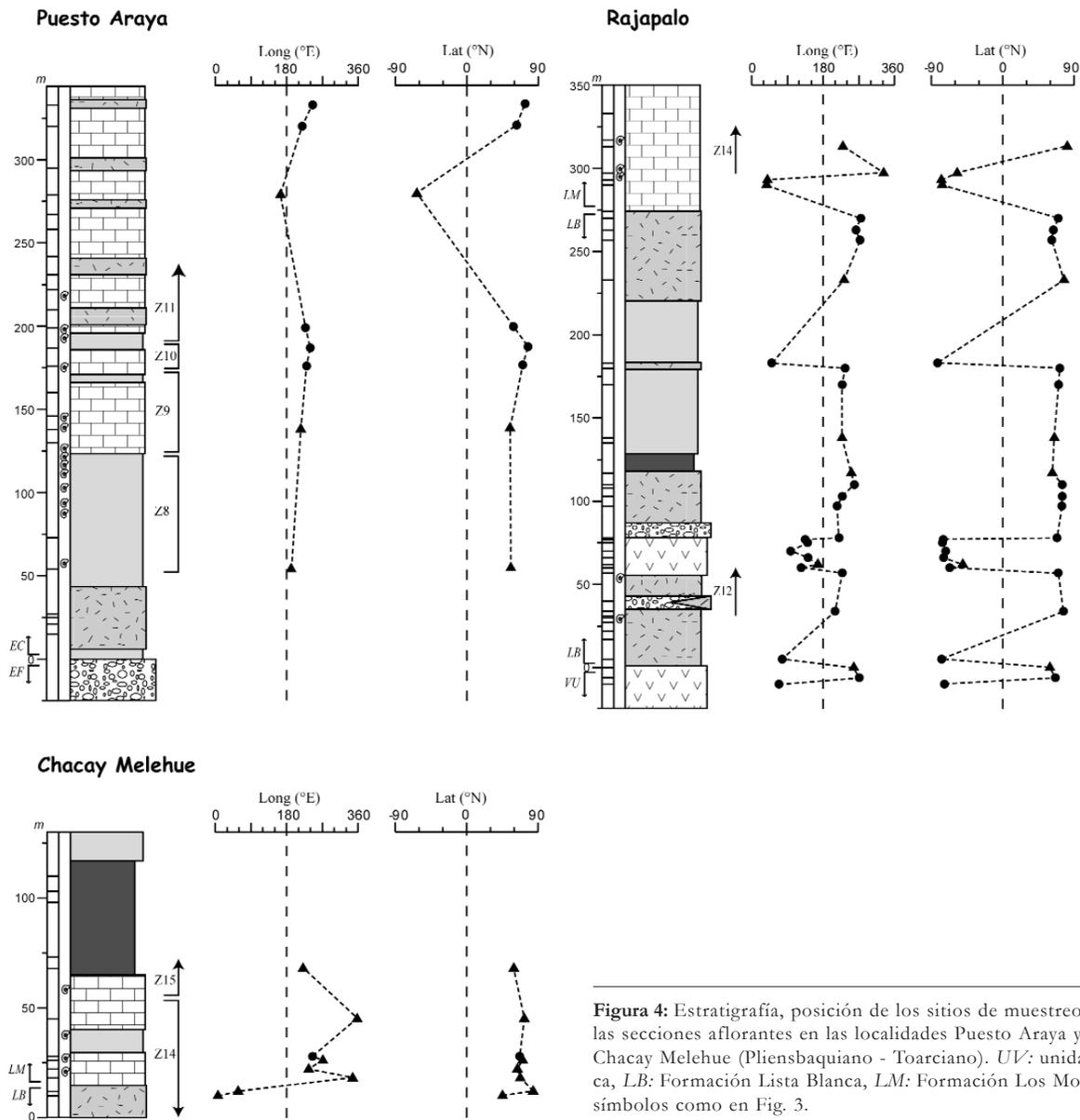


Figura 4: Estratigrafía, posición de los sitios de muestreo y PGV de las secciones aflorantes en las localidades Puesto Araya y Rajapalo - Chacay Melehue (Pliensbaquiano - Toarciense). UV: unidad volcánica, LB: Formación Lista Blanca, LM: Formación Los Molles. Otros símbolos como en Fig. 3.

calculadas usando estadística fisheriana (Fisher 1953). Con el fin de brindar al lector una lectura más objetiva de los datos, los PGV fueron representados (Figs. 3 y 4) con diferentes símbolos teniendo en cuenta el número de especímenes (N) por sitio involucrados en el cálculo de los mismos. Por último, a partir de pruebas de campo de estabilidad paleomagnética, se estableció el origen primario de las magnetizaciones aisladas.

Hetangiano - Sinemuriano

La dirección media in situ de la compo-

nente A en las localidades Arroyo Malo y Las Chilcas es Dec= 355.5, Inc=-56, $\alpha_{95}= 8^\circ$, N= 45 (Fig. 6a), en tanto que la de B es Dec= 166, Inc=64, $\alpha_{95}= 7^\circ$, N= 25 (Fig. 6b). Cuando a esta última se le aplica la corrección de estructura (Fig. 6c), las direcciones medias se desplazan a los cuadrantes NE con inclinaciones negativas - SO con inclinaciones positivas, y aparecen identificados claramente dos grupos con misma declinación y diferente inclinación (Fig. 6d). El que registra el menor valor de inclinación (Dec= 231, Inc= 40.5) corresponde a las direcciones obtenidas en las rocas sedimentarias,

mientras el de mayor inclinación (Dec= 226.3, Inc= 58.8) a las de los filones capa. Esta diferencia de casi 18° en inclinación es atribuida a la compactación de la secuencia por sobrecarga, que originó la rotación hacia el plano horizontal de los granos portadores de la remanencia entre otros, determinando la disminución de la inclinación paleomagnética primaria (*inclination shallowing*) en las rocas sedimentarias. Esto quiere decir que la compactación de la sección interpretada a partir del aplastamiento de amonites, concreciones y las estructuras sedimentarias, puede detectarse también con el paleo-

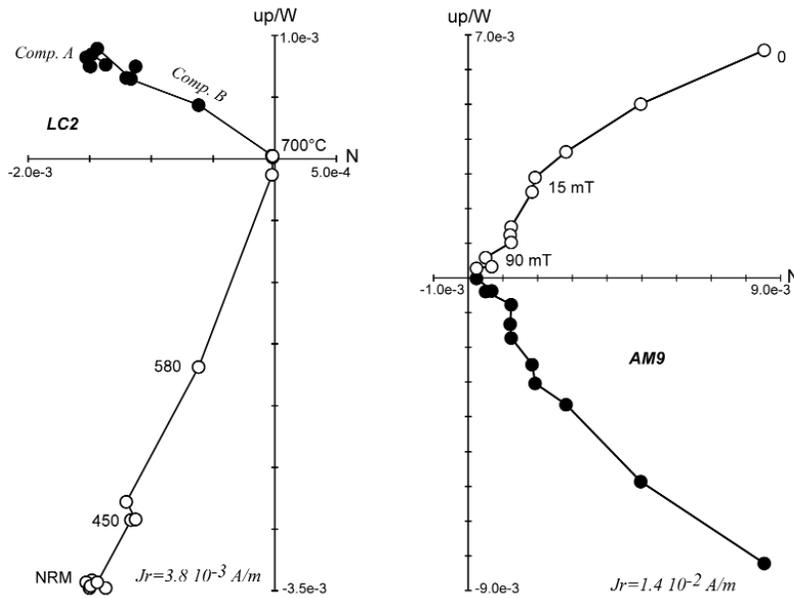


Figura 5: Diagramas ortogonales que muestran comportamientos representativos de muestras sedimentarias (izquierda) y de filones capa (derecha) del Hetangiano - Sinemuriano, corregidos por estructura. Las mismas portan dos componentes magnéticas, una relativamente blanda (A) con inclinaciones negativas y otra más dura (B) con inclinaciones negativas (AM9) y positivas (LC2). Símbolos: círculos negros= declinación, círculos blancos= inclinación; Jr: intensidad de la magnetización remanente natural en Amperes/metro.

magnetismo, ya que las direcciones medias derivadas de sitios sedimentarios presentan inclinaciones magnéticas menores (aplastadas) en relación a las de los filones capas que corresponderían a las originales. Por esta razón, el paleomagnetismo puede resultar una herramienta muy efectiva para valorar la compactación de una secuencia, parámetro necesario para determinar por ejemplo tasas de subsidencia. El único requisito para la aplicación de este método en estos casos es conocer la inclinación original del campo magnético (que puede obtenerse de lavas coetáneas con la sedimentación como en nuestro estudio o de un PP cratónico). De este modo, con el objeto de recuperar el registro original del campo magnético, se aplicó una corrección para "descompactar" las inclinaciones magnéticas en los sitios sedimentarios. Existen en la literatura numerosos métodos para restaurar la inclinación (Anson y Kodama 1987, Hodych *et al.* 1999, Tan y Kodama 2000, entre otros). En este estudio se eligió la fórmula de King (1955) que relaciona las inclinaciones compactadas I_s (de rocas sedimentarias) con las

originales I_0 (filones capa) de la siguiente manera:

$$I_0 = \tan^{-1}(\tan I_s / f)$$

donde f se calculó a partir de la relación entre la dirección media de la componente B derivada de los niveles sedimentarios y la dirección media de los niveles volcánicos en la Formación El Cholo. El f resultante fue posteriormente aplicado en cada sitio en forma individual para obtener los I_0 . Más aún, se comparó el resultado obtenido por este método con otro diverso válido para litologías de grano fino, que relaciona I_0/I_s con el porcentaje de compactación (Kenneth Kodama 2006, com. pers.). Los resultados obtenidos con el método de K. Kodama resultan idénticos a los obtenidos con el método de King (1955) aplicado, tanto en cuanto al valor de I_0 obtenido a nivel de Formación, como el porcentaje de compactación que es de aproximadamente 65-70%, igual al estimado a partir de los amonites. Es de destacar que en este sentido es común hallar en la literatura ejemplos de paleopolos a los que se les ha

aplicado esta corrección para compatibilizar registros de rocas sedimentarias con los de rocas magmáticas contemporáneas (Kent y Tauxe 2005, Tan *et al.* 2007, entre otros).

La dirección media de la componente B (polaridad reversa) corregida es Dec= 230, Inc= 58, α_{95} = 4.5°, k = 41, N = 25 (Fig. 6e). Esta componente pasa la prueba del plegamiento (*fold test*) de McFadden (1990) con el valor mínimo obtenido (SCOS) al desplegar la estructura al 100%, lo cual indica que la magnetización aislada en los perfiles Arroyo Malo y Las Chilcas es pretectónica. Además, se efectuó la prueba de la reversión (*reversal test*) McFadden y McElhinny (1990) que para hacerla en forma más estricta, se realizó por localidad. En la localidad Arroyo Malo la prueba de la reversión fue positiva clase C indicando que las direcciones normales y reversas corresponden a una misma población. En la localidad Las Chilcas por otro lado, la prueba resultó indeterminada debido al escaso número de datos. Por último, la componente B pasa en el perfil del Arroyo Malo una prueba del contacto (*baked contact test*) a casi 430 m de la base (Fig. 3), donde la roca de caja porta dos componentes magnéticas, una más blanda (≤ 20 mT) de polaridad normal adquirida muy probablemente durante la inyección del filón capa y otra más dura reversa, que corresponde a la característica de la sección (B). Esto demuestra que la inyección de los filones no produjo la remagnetización total de la sucesión. Sobre la base de las pruebas de campo de estabilidad paleomagnética mencionadas y los estudios petrográficos, 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 de especímenes en el caso de la componente A y direcciones medias por sitio para la componente B, se calcularon los PGV (Fig. 3) y correspondientes paleopolos (Cuadro 1). Para la componente A, el PP se ubica

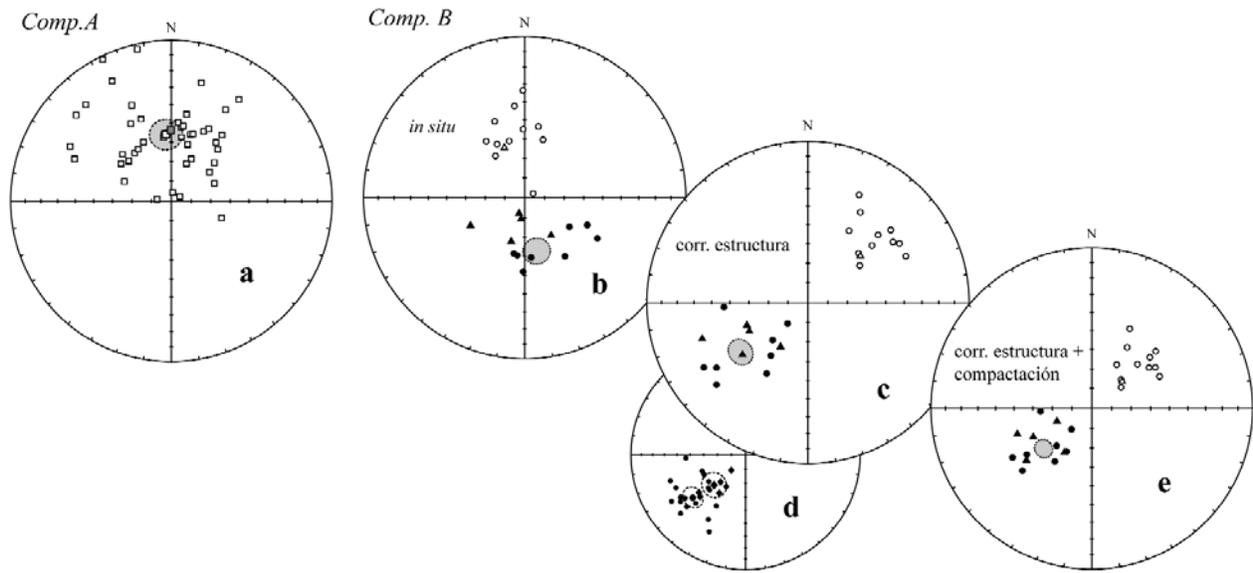


Figura 6: Estereogramas con las direcciones magnéticas calculadas para el Hetangiano - Sinemuriano en las localidades de Arroyo Malo y Las Chilcas. La componente A (a) presenta sólo polaridad normal y una dirección media *in situ* (Dec= 355, Inc= -56, 95= 8°) que coincide con la esperada en la región para el campo dipolar actual. La componente B por otro lado, presenta ambas polaridades que se representan *in situ* (b), con corrección de estructura (c), con corrección de estructura y una sola polaridad donde se observan dos grupos con la misma declinación y diferente inclinación, que corresponden a las sedimentarias (baja incl.) y las volcánicas (alta), y por último (e) corregidas por estructura y compactación. Símbolos: negros (blancos)= hemisferio inferior (superior); círculos (triángulos) en b, c, e= direcciones calculadas con N ≥ 3 (≤ 2); círculos (rombos) en d= direcciones en sitios sedimentarios (filones capa), cuadrado gris= campo dipolar actual de la región; círculo gris= círculo de confianza del 95% de la dirección media (polaridad reversa).

en 317°E, 85°S, A₉₅= 10°, N= 45, en tanto que para el polo Hetangiano-Sinemuriano corregido por compactación se ubica (Cuadro 1) en 223°E, 51°S, A₉₅= 6°, N= 25.

Pliensbaquiano - Toarciano

En los perfiles Puesto Araya y Rajapalo - Chacay Melehue se observaron los mejores comportamientos paleomagnéticos, en particular en la última localidad donde existe mucha litología volcánica (Fig. 7). La componente A presenta una dirección media *in situ* de Dec= 353, Inc= -74, α₉₅= 4.5°, en tanto la dirección de la componente B es Dec= 190, Inc= 57, α₉₅= 5.5°, N= 52 (Fig. 8). Cuando se la corrige por estructura, la dirección media de esta última cambia a Dec=168.5, Inc = 41, α₉₅= 4.5°, N= 52 (Figs. 7 y 8). En el intervalo basáltico intercalado en Rajapalo a los 60-75 m de la base (Fig. 4), se reconocieron al menos cinco coladas basálticas por primera vez en el área, a partir de los valores de X (Iglesia Llanos 1997), los cuales varían verticalmente

desde 1x10⁻⁴ a 1x10⁻² SI. Sobre la base del 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), además de los óptimos comportamientos paleomagnéticos, se tomaron las direcciones de las componentes magnéticas de estos basaltos como las de referencia para el resto del Pliensbaquiano-Toarciano.

En Puesto Araya y Rajapalo - Chacay Melehue la componente B pasa la prueba del plegamiento (McFadden 1990) con el

mínimo SCOS obtenido al desplegar la estructura al 100%, indicando su origen pretectónico. Asimismo, la componente pasa la prueba de la reversión en Rajapalo - Chacay Melehue (McFadden y Mc Elhinny 1990) como clase C, en tanto que en Puesto Araya esta prueba resulta indeterminada por el escaso número de datos. Por último, una prueba del conglomerado en Rajapalo (a aproximadamente 80 m de la base, Fig. 4) resultó positiva, lo cual constituye una sólida evidencia de que la sucesión depositada debajo del mismo no ha sido remagnetizada.

CUADRO 1: Paleogeografía de América del Sur durante el Jurásico

Unidad geológica/ Localidad	Edad (Ma)/ Piso	Lat°S	Long°E	A95	Referencia
1- Los Colorados Fm.	Triásico T.	76,0	280,0	8°	Vizán <i>et al.</i> (2004)
2- Anari-Tapirapua Fm.	196.6 ± 0,4	65,5	250,0	3,5°	Montes Lauer <i>et al.</i> (1994)
3- Comp. B- Mendoza	Hetang-Sinem	51,0	223,0	6°	Este estudio
4- Lepá-Osta Arena Fm.	Pliensbaquiano	75,5	129,5	6°	Vizán (1998)
5- Comp. B- Mendoza-Neuquén	Pliensb-Toarc	74,0	67,0	5°	Este estudio
6- Marifil Complex	168-178	83,0	138,0	9°	Iglesia Llanos <i>et al.</i> (2003)
7- El Quemado Complex (N 48°S)	153 - 157	81,0	172,0	5,5°	Iglesia Llanos <i>et al.</i> (2003)

Polos paleomagnéticos de América del Sur estable para el Triásico Tardío - Jurásico, seleccionados en este estudio. A₉₅= límite de confianza del PP.

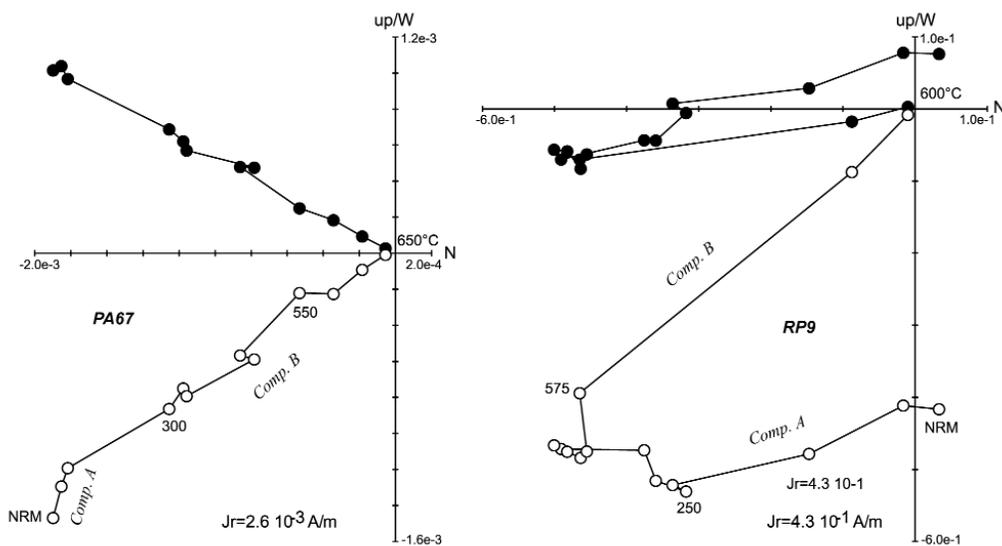


Figura 7: Diagramas ortogonales con comportamientos representativos de muestras sedimentarias (izquierda) y de flujos basálticos (derecha) a c. 60-75 m de la base en Rajapalo (Pliensbaquiano - Toarciano), corregidos por estructura. En los mismos se observan las componentes magnéticas A y B. Símbolos como en Fig. 5.

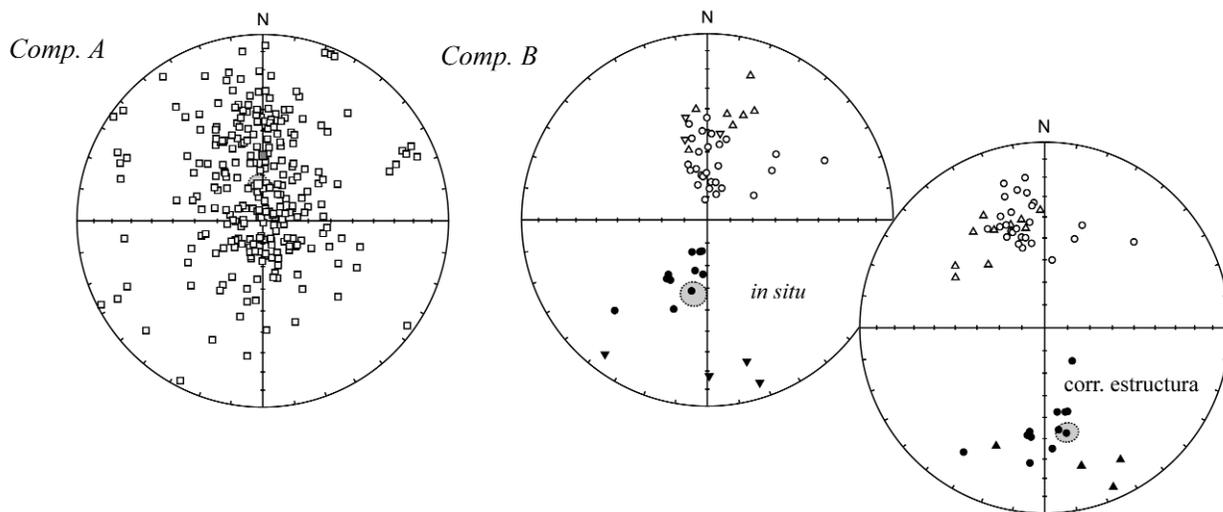


Figura 8: Direcciones magnéticas calculadas para el Pliensbaquiano - Toarciano en las localidades de Puesto Araya y Rajapalo - Chacay Melchue. La componente A (arriba) presenta polaridad normal y una dirección media in situ (Dec= 353, Inc= -74, 95= 4.5°) que es similar a la esperada en la región para el campo dipolar actual. Las direcciones de la componente B porta ambas polaridades que se muestran (abajo) in situ y con corrección de estructura. Círculos (triángulos)= direcciones calculadas con un N ≥ 3 (≤ 2), otros símbolos: como en Fig. 6.

Como en el caso de los perfiles más antiguos, las pruebas de estabilidad paleomagnética y los estudios ópticos sugieren que las magnetizaciones aisladas en las localidades de Rajapalo-Chacay Melchue y Puesto Araya son las primarias jurásicas adquiridas durante o poco después de la depositación de los sedimentos y enfriamiento de las lavas en el Pliensbaquiano-Toarciano.

El PP calculado para la componente A derivada de especímenes se ubica en 61°E, 88.5°S, $A_{95} = 3.5^\circ$, N= 262, en tanto el PP del Pliensbaquiano - Toarciano a partir de sitios se encuentra en 67°E,

74°S, $A_{95} = 5^\circ$, N= 52 (Cuadro 1).

DISCUSIÓN

La curva de deriva polar aparente de América del Sur ha sido siempre controvertida debido a la escasa cantidad y calidad de sus polos. La mayor parte de estos datos por otra parte, provienen de rocas volcánicas y fueron obtenidos hace décadas utilizando metodologías actualmente consideradas obsoletas. Por otro lado, muchas de las edades radimétricas/paleomagnéticas asignadas a esos polos han ido cambiando con el surgimiento de

métodos de datación más refinados. Otro factor no menos importante es que muchos de los polos jurásicos de América del Sur no poseen pruebas de campo de estabilidad paleomagnética o estudios de mineralogía magnética que sustenten la edad asignada a la magnetización. A pesar de ello, las curvas de deriva polar aparente de América del Sur para el Jurásico que se proponen en la literatura utilizan estos polos, los que en su mayoría caen cerca del polo sur geográfico. Por esta razón, siempre se interpretó que durante gran parte del Mesozoico no había existido deriva polar aparente en el continen-

te (Valencio *et al.* 1983, Oviedo y Vilas 1984, Rapalini *et al.* 1993, Beck 1999, Besse y Courtillot 2002). En otras palabras, se pensaba que el continente había permanecido en una posición latitudinal muy similar a la actual durante este tiempo. Sin embargo, datos más recientes obtenidos en secciones de Patagonia a partir de rocas mayormente sedimentarias y con edades confiables, sugieren que este modelo no sería del todo correcto (Iglesia Llanos 1997, Vizán 1998, Iglesia Llanos *et al.* 2006).

Combinando los dos nuevos paleopolos (PP) del Jurásico Temprano con otros cuidadosamente seleccionados de la literatura (Cuadro 1) se estableció una nueva curva de deriva polar aparente de América del Sur para el Jurásico (Fig. 9). Para ello, los polos elegidos debieron cumplir ciertos requisitos, tales como i) provenir de secciones bien datadas y sin evidencias de haber sufrido rotaciones tectónicas verticales, ii) con pruebas de campo de estabilidad paleomagnética y/o estudios de la mineralogía magnética, y iii) análisis vectorial de los datos. Las edades de estos polos fueron reasignadas de acuerdo a Ogg (2004). Así, en la figura 9 y el cuadro 1 se muestran el polo 1 del Triásico Tardío de la sección volcánico-sedimentaria de Los Colorados en el oeste de Argentina, que pasa varias pruebas de estabilidad. Para el Jurásico Temprano, el polo 2 se obtuvo en las formaciones volcánicas Anari - Tapirapuá de Brasil e incluye estudios de magnetismo de rocas, el polo 3 corresponde al Hetangiano - Sinemuriano de este estudio, el 4 proviene de la Formación volcánico-sedimentaria Lepá - Osta Arena del SO de Argentina que posee una prueba del plegamiento positiva y por último, el polo 5 que corresponde al Pliensbaquiano - Toarciano de este estudio. El 3c por otra parte, representa la posición del polo Hetangiano-Sinemuriano de este estudio SIN corrección de compactación, alejándose del grupo de polos de su edad. Para el Jurásico Medio, se incluyeron el polo 6 que fue obtenido en el Complejo volcánico Marifil del SE de Argentina y que tiene prueba de la

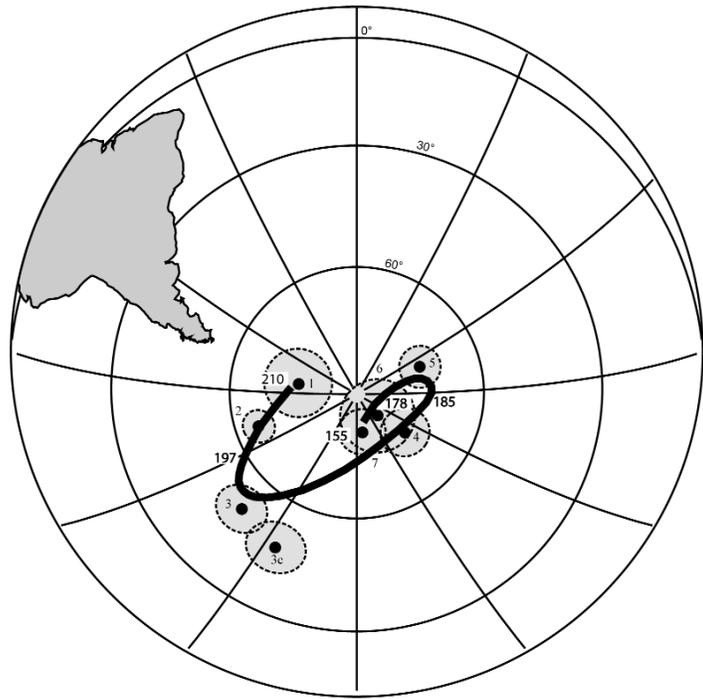


Figura 9: La curva de deriva polar aparente (CDPA) de América del Sur estable resultante sugiere la ocurrencia de importante deriva polar, en particular durante el Jurásico Temprano. 1-7: PP de Cuadro 1; 3c: polo 3 sin corrección de compactación alejándose del grupo de su edad; 210-155: edades asignadas según Ogg (2004).

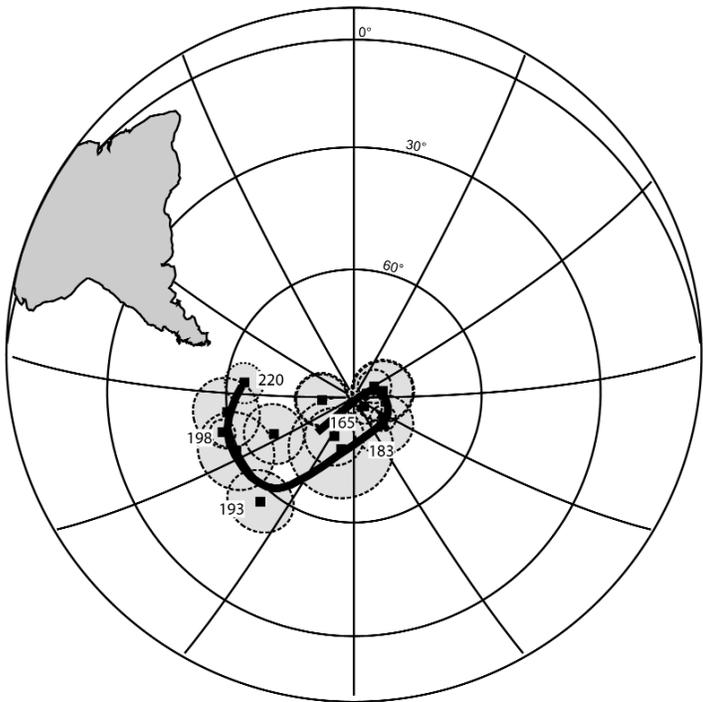


Figura 10: La CDPA de Eurasia construída con la base de datos de Torsvik *et al.* (2001) y edades asignadas según Ogg (2004), resulta muy similar a la de América del Sur. Los PP de Eurasia fueron rotados a coordenadas de América del Sur usando dos modelos conocidos para Pangea, que varían de acuerdo a los dos grupos de edades bien definidos. Para los más antiguos (220-193 Ma) se utilizaron las rotaciones de: 1) EU-NA por Srivastava y Tapscott (1986), NA-SAF por Klitgord y Schouten (1986), SAF-SAM por Rabinowitz y La Brecque (1979), mientras que para los polos más jóvenes (183-165), se utilizó Lawver y Scotese (1987) para rotar EU-NA, NA-AF y AF-SAM.

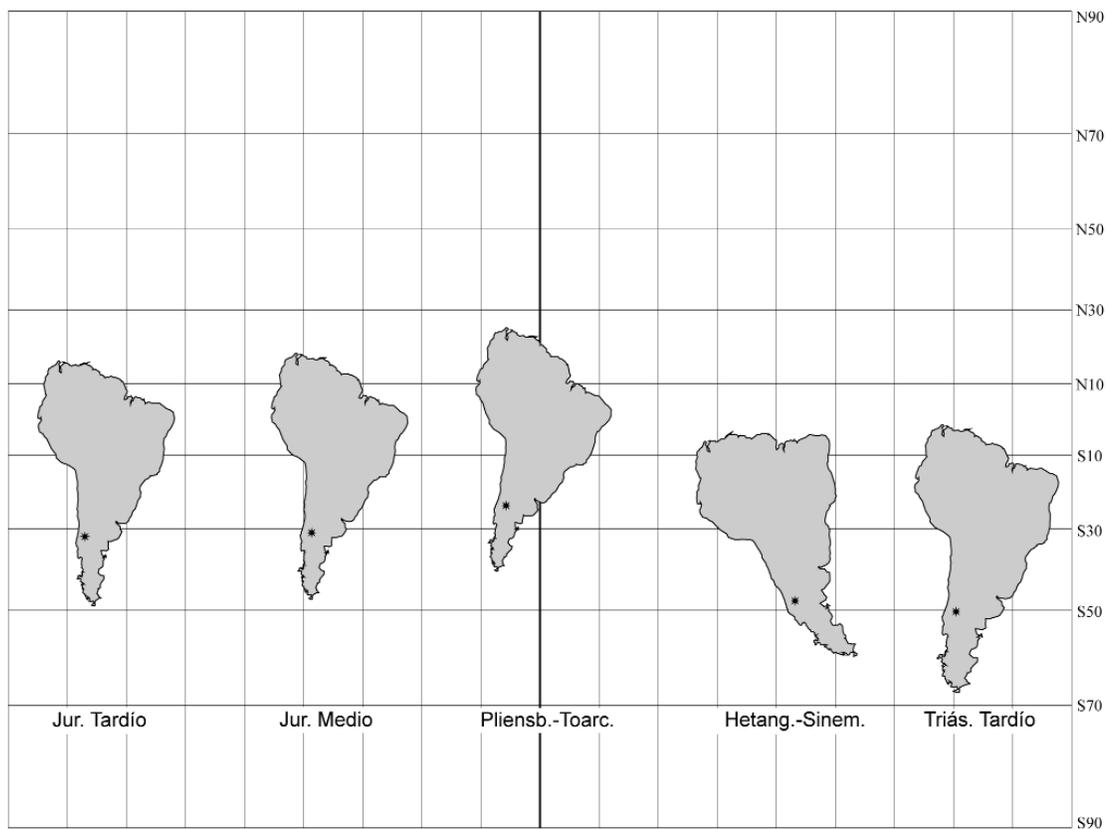


Figura 11: Paleolatitudes del centro de la Cuenca Neuquina (estrella) calculadas usando los PP del Cuadro 1. Los resultados indican que hasta el Sinemuriano, el continente se habría ubicado en una posición más austral que la actual con dicha localidad posicionada a unos 50°S, al tiempo que experimentaba rotación horaria. Posteriormente, América del Sur se desplazó hacia el norte a una velocidad de c. 20 cm a⁻¹ hasta alcanzar su posición más septentrional en el Pliensbaquiano, cuando la región de estudio se ubicaba a los 25° S. A finales del Jurásico Temprano, cesó la rotación del continente, cuando comenzó a moverse nuevamente hacia el sur a casi 10 cm a⁻¹ hasta alcanzar latitudes muy semejantes a las actuales (30° S) durante el Jurásico Medio.

reversión positiva, y el 7 correspondiente al Complejo volcánico El Quemado en el sur de Argentina que pasa varias pruebas de estabilidad y posee estudios de magnetismo de rocas.

La curva de deriva polar aparente resultante muestra posiciones polares muy diferentes entre el Hetangiano - Sinemuriano (3) y el Pliensbaquiano - Toarciano (5), determinando la presencia de un codo importante en la curva que indica que existió deriva polar en América del Sur, especialmente durante el Jurásico Temprano. Al respecto, es de notar que el polo 3 fue obtenido a partir de dos perfiles separados aproximadamente 10 km y que en la zona de Las Chilcas la sucesión del Sinemuriano es reemplazada por la de edad pliensbaquiana que continúa inmediatamente al este en Puesto Araya, las cuales presentan a su vez las mismas direcciones que en el perfil Rajapalo - Chacay Melehue (polo 5) que se encuentra a casi 250 km de distancia. Esto permite interpretar que la diferente posición polar en el Jurásico Temprano se debe a

la existencia de deriva polar aparente de América del Sur o deriva polar verdadera y que no constituye un artificio causado por la rotación tectónica de los perfiles estudiados.

Con el fin de verificar si sucedía lo mismo en otros continentes de Pangea, se investigó la placa que posee la mayor cantidad de PP de óptima calidad para el Jurásico, que es Eurasia. Para ello se seleccionaron los polos de la base de datos de Torsvik *et al.* (2001) asignados al Triásico Tardío - Jurásico aplicando los mismos criterios que en América del Sur y con edades recalculadas según Ogg (2004). Los paleopolos fueron posteriormente rotados a coordenadas geográficas de América del Sur (Fig. 10) usando modelos bien conocidos para Pangea, teniendo en cuenta los dos grupos de edades bien definidas. Así, para los PP más antiguos (1-3) se usaron los polos de rotación propuestos por: i) Srivastava y Tapscott (1986) para mover Eurasia a América del Norte, Klitgord y Schouten (1986) para mover América del Norte a África y Ra-

binowitz y La Brecque (1979) para mover ésta a América del Sur, mientras que para los polos más jóvenes (4-7) se usó Lawver y Scotese (1987) para mover Eurasia a América del Norte, ésta a África y por último, a América del Sur.

La curva de Eurasia así obtenida muestra una evidente similitud con la de América del Sur, en particular en lo referente al codo del Jurásico Temprano. El fin del desplazamiento hacia el norte y consecuente rotación antihoraria ocurrida a finales del Jurásico Temprano que se infiere a partir de dicho codo, podría haber sido causado según algunos autores, por la colisión con otro bloque situado más al norte (Edel y Düringer 1997).

A partir de los polos de América del Sur, se calcularon velocidades de deriva mínima y paleolatitudes de la localidad de Rajapalo - Chacay Melehue en el centro de la Cuenca Neuquina (37,3° S, 70,5° O). Los resultados indican (Fig. 11) que hasta el Sinemuriano, la región se habría ubicado en latitudes más australes que en la actualidad, *i.e.* 50° S, y que posterior-

mente se desplazó a unos 20 cm a⁻¹ hacia el norte al tiempo que rotaba en sentido horario, hasta que en el Pliensbaquiano se localizó en su posición más septentrional de casi 25° S. Hacia finales del Jurásico Temprano, cesó la rotación del continente y comenzó a moverse nuevamente hacia el sur a unos 10 cm a⁻¹, hasta alcanzar latitudes de aproximadamente 30° S semejantes a las actuales.

Si bien 20 cm a⁻¹ podría parecer una velocidad demasiado alta para un continente, se trata en realidad de un valor comparable e incluso menor respecto de otros reportados en la literatura, como en el caso de los 60 cm a⁻¹ propuestos durante el rompimiento del supercontinente Rodinia durante el Neoproterozoico. Si bien los mecanismos que podrían causar estas altas velocidades no son bien conocidos, hay consenso de que existen dos muy probables. Uno de ellos podría ser la deriva polar verdadera (Kirschvink *et al.* 1997, Evans 1998) en tanto que el otro mecanismo podría ser la ocurrencia de inestabilidades térmicas debajo del supercontinente originadas por plumas del manto profundas (Gurnis 1988, Gurnis y Torsvik 1994, Meert y Tamrat 2004).

Las paleolatitudes calculadas (Fig. 11) resultan en todo consistentes con los desplazamientos observados en faunas marinas de Eurasia y América del Sur, los cuales han sido siempre atribuidos a diversos factores como el paleoclimático (e.g. Damborenea 1996, 2002, Page 1996). En este sentido, durante el Hetangiano-Sinemuriano en los Andes del Sur, cuando el continente se hallaba en altas latitudes, la fauna de bivalvos del Pacífico Sur se extendía hasta la parte más septentrional del continente. En cambio durante el Pliensbaquiano-Toarciario, con el continente ubicado en muy bajas latitudes, esta fauna quedó restringida al extremo austral del mismo (Damborenea 1996, 2002) y en particular en la Cuenca Neuquina, ocurrió la expansión de los corales coloniales. Mientras tanto en el Hemisferio Norte durante el Pliensbaquiano, los amonites del Reino Boreal de aguas frías, ocupaban sólo la parte sur de Eu-

ropa (Macchioni y Cecca 2002). Posteriormente y hasta el Caloviano, disminuyó el provincialismo de esta fauna, y consecuentemente comenzó a aumentar nuevamente cuando los amonites boreales de aguas frías habitaron nuevamente en latitudes menores (Page 1996, von Hillebrandt *et al.* 1992).

CONCLUSIONES

Se estudiaron cuatro secciones volcansedimentarias marinas del Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina. Los amonites hallados que pertenecen a las Zonas de asociación de la región Andina fueron correlacionados con los de la Zona Estándar Internacional, lo cual permitió una precisa datación de los sitios de muestreo paleomagnético. Se reconocieron dos componentes magnéticas, una relativamente blanda (A) portada por titanomagnetita secundaria que correspondería a una remagnetización reciente y otra más dura (B) portada por titanomagnetita primaria y en menor medida, por otro mineral de alta coercitividad. A partir de diversas pruebas de campo de estabilidad paleomagnética y estudios ópticos, la componente B se interpreta como la original jurásica adquirida durante o poco después de la depositación de los sedimentos y enfriamiento de las lavas. Así, se calcularon dos PP a partir de la componente B, uno para el Hetangiano - Sinemuriano: 223°E, 51°S, $A_{95} = 6^\circ$, N= 25 y otro para el Pliensbaquiano - Toarciario: a 67° E, 74° S, $A_{95} = 5^\circ$, N= 52. Estos polos fueron combinados con otros cuidadosamente seleccionados de la literatura con el objeto de construir una curva de deriva polar de América del Sur estable para el lapso Triásico Tardío - Jurásico. La curva resultante es diferente a las propuestas en la literatura y muestra que durante gran parte del Mesozoico habría existido importante deriva polar aparente en América del Sur, es decir que el continente en este tiempo y en particular durante el Jurásico Temprano, habría rotado en forma horaria y desplazado significativamente en forma latitudinal.

Esto se opone al modelo más conocido en la literatura, que muestra que América del Sur se habría mantenido en una posición latitudinal bastante similar a la actual. Con el objeto de investigar si sucedía lo mismo en otros continentes que entonces formaban parte de Pangea, se construyó la curva de Eurasia, que es el continente que posee el mayor número de datos confiables para el mismo lapso. La curva resultante es muy similar a la de América del Sur, lo cual sustenta la robustez de los datos de este estudio. Con los polos de América del Sur se calcularon velocidades mínimas de deriva y paleolatitudes para un área del centro de la Cuenca Neuquina. Estas indican que durante el Triásico Tardío hasta el Sinemuriano, la Cuenca habría estado ubicada en su posición más austral. Posteriormente el continente se desplazó hacia el norte a una velocidad de unos 20 cm a⁻¹ hasta alcanzar latitudes significativamente menores que las actuales, donde permaneció hasta finales del Jurásico Temprano. Finalmente, América del Sur se movió hacia el sur nuevamente aunque a menor velocidad, hasta que en el Jurásico Medio alcanzó latitudes de casi 30°S semejantes a las presentes. Estos movimientos latitudinales son sustentados por datos paleobiogeográficos de faunas marinas de los hemisferios norte y sur.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado parcialmente por el PICT 38295. Asimismo se agradecen los comentarios y sugerencias de los árbitros C. Prezzi y R. Somoza que permitieron mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anson, G.L. y Kodama, K.P. 1987. Compaction-induced inclination shallowing of the post-depositional remanent magnetization in synthetic sediment. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 88: 673-692.
- 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 de Doctorado de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis 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 Nuculanacae, Arcaceae, Mytilacae and Pinnacea. *Palaeontographica A* 199: 23-111.
- Damborenea, S.E. 1996. Palaeobiogeography of Early Jurassic Bivalves along the Southeastern Pacific Margin. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 151-167.
- Damborenea, S.E. 2002. Jurassic evolution of Southern Hemisphere marine palaeobiogeographic units based on benthonic bivalves. *Geobios* 35 (24): 51-71.
- Edel, J.B. y Düringer, P. 1997. The apparent polar wander path of the European plate in Upper Triassic - Lower Jurassic times and the Liassic intraplate fracturing of Pangea: new palaeomagnetic constraints from NW France and SW Germany. *Geophysical Journal International* 128: 331-344.
- Evans, D.A. 1998. True polar wander, a supercontinental legacy. *Earth and Planetary Science Letters* 157: 1-8.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceeding 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.
- Gurnis, M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature* 332: 695-699.
- Gurnis, M. y Torsvik, T.H. 1994. Rapid drift of large continents during the late Precambrian and Palaeozoic: palaeomagnetic constraints and dynamic models. *Geology* 22: 1023-1026.
- Hodych, J.P., Bijaksana, S. y Pätzold, R. 1999. Using magnetic anisotropy to correct for paleomagnetic inclination shallowing in some magnetite-bearing deep-sea turbidites and limestones. *Tectonophysics* 307: 191-205.
- Iglesia Llanos, M.P. 1997. Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del Jurásico Inferior marino de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral, 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., 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.
- 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.
- Kent, D.V. y Tauxe, L. 2005. Corrected Late Triassic Latitudes for Continents Adjacent to the North Atlantic. *Science* 307: 240-244.
- 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. *Geophys. Journal Royal Astronomical Society* 62: 699-718.
- Kirschvink, J.L., Ripperdan, R.L. y Evans, D.A., 1997. Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental landmasses by interial interchange true polar wander. *Science* 277: 541-545.
- Klitgord, K.D. y Schouten, H. 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. En Vogt, P.R. y Tulchoke, B.E. (eds.) *The Geology of North America*, volumen M, The western North Atlantic region. *Geological Society of America*, 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.
- 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.
- Meert, J.G. y Tamrat, E. 2004. A mechanism for Explaining Rapid Continental Motion in the Late Neoproterozoic. En Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U. y Catuneanu, O. (eds.) *The Precambrian Earth: Tempos and Events, Developments in Precambrian Geology*, 12, p 255-267, Elsevier.
- Montes Lauer, 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: paleomagnetism, 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: 755-794*, Plenum Press, 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.
- Randall, D.E. 1998. A new Jurassic-Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic models. *Tectonophysics* 299: 49-74.
- Rapalini, A.E. y Lopez de Lucchi, M. 2000. Paleomagnetism and magnetic fabric of Middle Jurassic dykes from Western Patagonia, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 120: 11-27.
- 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.
- 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. Actas 4º Congreso Geológico Chileno 2: C359-374 Santiago de Chile.
- 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*, volumen M. The Western North Atlantic Region, Geological Society of America: 379-404, New York.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R. 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. *Ameghiniana* 7: 57-78.
- Tan, X. y Kodama, K. 2003. An analytical solution for correcting palaeomagnetic inclination error. *Geophysical Journal International* 152: 228-236.
- Tan, X., Kodama, K.P., Gilder, S. y Courtillot, V. 2007. Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the Passaic Formation red beds from the Newark basin and a systematic bias of the Late Triassic apparent polar wander path for North America. *Earth and Planetary Science Letters* 254 (3-4): 345-357.
- 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 60th 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.
- 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.
- Vizán, H., Ixer, R., Turner, P., Cortés, J.M. y Cladera, G. 2004. Paleomagnetism of Upper Triassic rocks in the Los Colorados hill section, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 41-59.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85.
- von Hillebrandt, 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*, 111-157.
- von Hillebrandt, A., Smith, P., Westermann, G.E.G. y Callomon, J.H. 1992. Ammonite zones of the circum-Pacific region. En Westermann, G.E.G. (ed.) *The Jurassic of the Circum-Pacific*, Cambridge University Press, 247-272, Cambridge.
- Westermann, G.E.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: 6-34, Heidelberg.

Recibido: 22 de febrero, 2008
Aceptado: 4 de junio, 2008