

Análisis de la dispersión geomagnética registrada por las rocas magmáticas de Iberia durante el Jurásico y datos paleomagnéticos preliminares del volcanismo jurásico del sureste del Sistema Ibérico

Analysis of the Jurassic geomagnetic dispersion recorded by the Iberian magmatism and preliminary palaeomagnetic data of Jurassic volcanic rocks from the southeast Iberian Ranges

Alicia PALENCIA-ORTAS, Vicente Carlos RUIZ-MARTÍNEZ y Maria Luisa OSETE⁽¹⁾

⁽¹⁾Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
F. de CC. Físicas, U. Complutense de Madrid
Avda. Complutense, s/n, 28040 Madrid,
ali@fis.ucm.es
vcarlos@fis.ucm.es
mlosete@fis.ucm.es

Received: 31/04/2010

Accepted: 11/07/2010

RESUMEN

El conocimiento de las características del campo geomagnético disminuye retrocediendo en el tiempo. Las magnetizaciones primarias registradas en rocas magmáticas son registros puntuales y fiables del paleocampo y constituyen la fuente de los estudios de Variación Paleosecular del campo geomagnético (PSV, en inglés), por lo que éstos se concentran en los últimos 5 Ma. Como una estimación de la PSV, se analiza la dispersión angular geomagnética en función de la paleolatitud. En este estudio, la PSV se evalúa en el Jurásico analizando los datos paleomagnéticos disponibles en Iberia para rocas magmáticas de esas edades, que se reducen a los realizados en el dique de Messejana-Plasencia, de edad Jurásico Inferior. Los resultados obtenidos en el dique concuerdan con los provenientes de una selección de datos paleomagnéticos globalmente distribuidos para el periodo Jurásico. Además, se presentan los resultados paleomagnéticos y de magnetismo de rocas preliminares obtenidos en rocas volcánicas jurásicas del sureste del Sistema Ibérico. Se han muestreado 3 sitios de materiales volcanoclásticos y 5 sitios de coladas basálticas en la Sierra de Javalambre, de edad aproximada Toarciense-Aalenense. En los basaltos se observó a menudo la presencia de dos componentes direccionales, siendo la de alta temperatura la que se ha considerado como la Magnetización Remanente Característica (ChRM, en inglés) debido a que exhibía polaridades tanto normales como invertidas. Se ha interpretado que las ChRMs se han adquirido antes de la deformación tectónica que sufrió la región y por tanto las direcciones han sido analizadas tras ser restituidas a la paleohorizontal. Estadísticamente se discute que la presencia de polaridades normales con dirección norte (antes de ser restituidas a su paleohorizontal) registradas por los materiales volcanoclásticos no es motivo para descartar una remanencia primaria en las 8 direcciones medias de las ChRMs. De todas formas, son necesarios más estudios paleomagnéticos en las distintas litologías del vulcanismo del sureste del Sistema Ibérico para poder concluir inter-

pretaciones geodinámicas y geomagnéticas. Los datos de Javalambre presentan una dispersión relativamente alta y no son suficientes en número para representar una distribución de Polos Geomagnéticos Virtuales representativa del paleocampo promediado en el tiempo. Este hecho se resalta cuando los resultados de este estudio se comparan tanto con los datos disponibles de paleolatitud para Iberia como con la dispersión geomagnética obtenida en el dique de Messejana-Plasencia y en la base de datos paleomagnéticos globalmente distribuidos.

Palabras clave: Paleomagnetismo, magmatismo, placa Ibérica, Jurásico, variación paleosecular.

SUMARIO: 1. Introducción. 2. Análisis de la dispersión geomagnética de los datos paleomagnéticos del dique Messejana-Plasencia. 3. Paleomagnetismo del magmatismo jurásico de Javalambre: 3.1. Contexto geológico. 3.2. Tratamiento de laboratorio. 3.3. Análisis estadístico. 3.4. Dispersión geomagnética de los datos de Javalambre. 3.5. Integración de los resultados de este estudio en la curva de paleolatitud de Iberia durante el Jurásico. 4. Conclusiones. 5. Agradecimientos. 6. Referencias.

ABSTRACT

Geomagnetic field characterization is poorly known through the past. Primary magnetizations recorded in magmatic rocks are reliable, spot readings of the palaeofield and the input for palaeosecular variation of the geomagnetic field (PSV) studies, which accordingly are strongly biased to the last 5 Ma. Geomagnetic angular dispersion against the palaeolatitud is used as a measure of PSV. In this study, it is evaluated in the Jurassic period analyzing available Iberian palaeomagnetic data, focused on the Lower Jurassic Messejana-Plasencia dyke. This Iberian results are in agreement with other results from quality selected, worldwide distributed Jurassic data sets. In addition, preliminary palaeomagnetic and rock magnetic results of jurassic volcanic rocks from the southeast Iberian Range (Spain) are reported. Sampled units consist of volcanoclastic materials (3 sites) and basaltic lava flows (5 sites) from the Sierra de Javalambre of around Toarcian-Aalenian ages. Two directional components were sometimes observed in the basaltic rocks, the high-temperature component showing both normal and reversed polarities and therefore being considered as the Characteristic Remanent Magnetization (ChRM). The ChRMs are assumed to be acquired before the tectonic deformation of this area and they are analyzed after their palaeohorizontal restitution. Despite the presence of north oriented (before tilt correction) normal polarities recorded by the volcanoclastic rocks, it is statistically argued that there is no reason to discard a primary origin for all the 8 site mean ChRM directions. More palaeomagnetic results from these both magmatic lithologies from the southeast Iberian Range will be welcomed for further geodynamic and geomagnetic interpretations. Javalambre data set is still relatively scattered and not large enough to conform to a Virtual Geomagnetic Poles (VGPs) distribution representative of the time averaged geomagnetic palaeofield. This fact is highlighted when this study results are compared with both the Jurassic palaeolatitud data set available for Iberia and with the geomagnetic dispersion obtained from the Messejana-Plasencia dyke and from worldwide distributed Jurassic data sets.

Key words: Palaeomagnetism, magmatism, Iberian plate, Jurassic, palaeosecular variation.

SUMMARY: 1. Introduction. 2. Geomagnetic dispersion analysis of palaeomagnetic data from the Messejana-Plasencia dyke. 3. Palaeomagnetism of the jurassic magmatism from Javalambre: 3.1. Geological setting. 3.2. Laboratory experiments. 3.3. Statistical analysis. 3.4. Geomagnetic dispersion from Javalambre data. 3.5. Integration of this study results in the available Jurassic palaeolatitud curve for Iberia. 4. Conclusions. 5. Acknowledgements. 6. References.

1. INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se analiza el campo geomagnético en época Jurásica desde dos vertientes. Por un lado, se evalúa la Variación Paleosecular en esta época a partir del registro existente de rocas magmáticas en Iberia y se compara con la obtenida globalmente en esa época a diferentes paleolatitudes. Por otro lado, se aportan datos paleomagnéticos preliminares en rocas volcánicas jurásicas del sureste del Sistema Ibérico. Estas rocas presentan evidencias de remanencias originales, pero el análisis de la Variación Paleosecular y de la paleolatitud de los resultados obtenidos, y su comparación con las de otros datos jurásicos procedentes de otras placas y de Iberia, reflejan que se necesita un mayor número de sitios para obtener un registro fidedigno de la dirección del paleocampo asociado al momento de erupción de este volcanismo.

Los estudios de Variación Paleosecular (PSV, en inglés) analizan el registro de la variación espaciotemporal (en dirección e intensidad) del campo magnético terrestre durante épocas pasadas, surgida de la dinamo responsable de la generación del campo interno de la Tierra. Para evaluar la PSV se utilizan primordialmente las magnetizaciones originales (sobre todo, la información direccional en declinación e inclinación) de rocas magmáticas de edad conocida, debido a que el proceso de adquisición de estas magnetizaciones (termorremanencia) refleja registros instantáneos y fidedignos del campo geomagnético. Las rocas sedimentarias, por ejemplo, pueden registrar el campo geomagnético con errores de inclinación o retrasos en el tiempo de adquisición con respecto al momento de su deposición. Los últimos 5 Ma es la época en la que la PSV ha sido más estudiada y mejor representada latitudinalmente en ambos hemisferios, dada la mayoritaria presencia de afloramientos magmáticos de edad reciente, y siendo además un periodo de tiempo suficientemente corto como para poder despreciar los efectos de la deriva de los continentes. En cambio, para épocas más antiguas, la PSV del campo geomagnético está mucho más pobremente representada, debido a la decreciente disponibilidad de afloramientos y a otros problemas relacionados con la tectónica o con la presencia de remagnetizaciones, aunque se reconoce su variación relativa en el pasado.

El análisis de la PSV para una época determinada suele realizarse evaluando la dependencia de la dispersión angular de Polos Geomagnéticos Virtuales (VGPs, en inglés) en función de la (paleo)latitud. Aunque es difícil describir la forma de estas curvas de dispersión geomagnética en función de procesos físicos, el así llamado "Modelo G" (McFadden *et al.* 1988) se ajusta a las curvas de dispersión de VGPs observadas durante los últimos 200 Ma (McFadden *et al.* 1991), que solamente en la ventana temporal de los últimos 5 Ma cuentan con abundantes datos uniformemente distribuidos en paleolatitud. Este "Modelo G" describe la dispersión, S , de VGPs en términos de dos distintas contribuciones del campo geomagnético; una simétrica (constante) y otra antisimétrica (dependiente de la latitud λ), de la forma: $S=(a^2+(b\lambda)^2)^{0.5}$. Este modelo sigue actualmente vigente aunque recientemente el aumento de la dispersión a latitudes altas se ha discutido en la ventana de los últimos 5 Ma (Johnson *et al.*, 2008).

Diferentes estudios han tratado de analizar la estabilidad geomagnética en el pasado dilucidando la existencia de una relación entre las distintas tasas de inversión del campo geomagnético a lo largo de su historia y las diferentes curvas de dispersión geomagnética observadas, (p.e., Biggin *et al.*, 2008). Estos autores analizan una nueva selección de datos paleomagnéticos correspondientes a dos diferentes periodos, el “supercron” cretácico de polaridad normal (84-125 Ma) y el periodo Jurásico (145-200 Ma) caracterizado por una elevada tasa media de inversión de polaridad, encontrando diferencias entre las respectivas curvas de dispersión de VGP con respecto a los últimos 5 Ma (y también respecto a las previamente analizadas por McFadden *et al.*, 1991, si bien el periodo Jurásico no está completamente representado en latitud).

En este estudio se aborda la dispersión de los VGPs de rocas magmáticas jurásicas de Iberia, para ser a continuación comparada con la de datos paleomagnéticos de otras rocas magmáticas jurásicas globalmente distribuidos. Para ello se analizarán los resultados paleomagnéticos previos existentes, que se concentran en el dique de Messejana-Plasencia. Éste es una intrusión perteneciente a la Provincia Magmática del Atlántico Central (~200 Ma), que atraviesa de forma continua una distancia de unos 530 km, aflorando desde el sur de Portugal en dirección N-NE hasta el borde norte del Sistema Central Español, donde desaparece bajo la cobertera cenozoica de la Cuenca del Duero (figura 1).

Además se analizan los primeros resultados paleomagnéticos obtenidos en los afloramientos volcánicos de edad jurásica del Sistema Ibérico, muestreados en la Sierra de Javalambre (figura 1), presentados en un congreso nacional (Palencia *et al.*, 2000). Estudios paleomagnéticos previos realizados en el Sistema Ibérico en rocas del Triásico superior y del Jurásico medio (Oxfordiense) (Osete *et al.*, 1997; Juárez *et al.*, 1998) indican que, salvo perturbaciones tectónicas localizadas en una región próxima a Sierra Palomera, la mayor parte del Sistema Ibérico puede ser considerada representativa de Iberia estable. Por tanto, los datos paleomagnéticos obtenidos en el volcanismo jurásico de la Sierra de Javalambre podrían en principio ser potencialmente utilizados en la determinación de un nuevo Polo de edad Jurásico inferior-medio para la Placa Ibérica.

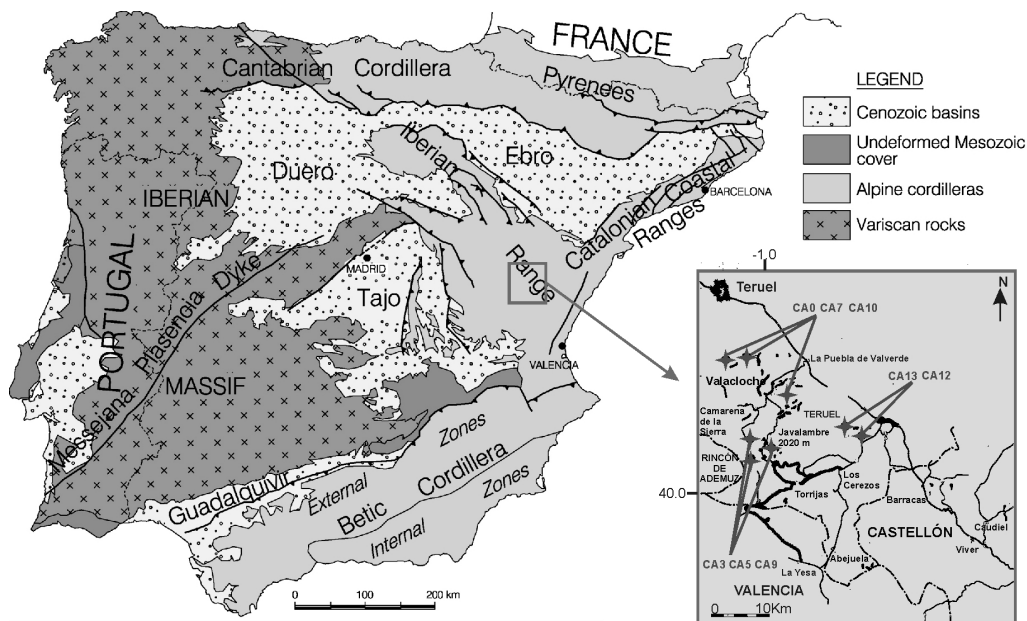


Figura 1. Mapa geológico simplificado de Iberia con sus principales unidades geológicas, mostrando cómo el dique de Messejana-Plasencia, de orientación NE-SW, atraviesa el macizo Ibérico. El recuadro ampliado en el sureste del Sistema Ibérico muestra la localización de los sitios muestreados en el volcanismo jurásico de la sierra de Javalambre (modificado de Osete et al., 2010).

Simplified geological map of the Iberian Peninsula showing the major geological units, showing the NE-SW trending Messejana-Plasencia dyke which traverses the Iberian Massif. Amplified rectangle in the Iberian Ranges shows the location of the jurassic volcanic outcrops sampled at the Sierra de Javalambre (modified from Osete et al., 2010).

En este estudio se describen las características de las remanencias portadas por materiales volcanoclásticos y coladas basálticas en los 8 sitios estudiados y se discute el significado del test de inversión realizado entre las direcciones medias de las diferentes polaridades encontradas. Se rebatirán dos de las conclusiones sugeridas en Palencia et al. (2000): que los materiales volcanoclásticos presentan una remagnetización total relacionada con el campo geomagnético actual y que la edad de las coladas basálticas pudiera ser inferior a la que ha sido tradicionalmente considerada (entorno a los 180-170 Ma).

Los resultados obtenidos en este trabajo preliminar realizado en la Sierra de Javalambre se utilizan para analizar (i) la dispersión geomagnética de los VGP's jurásicos del Sistema Ibérico, comparándose con las obtenidas en el dique de Messejana-

na-Plasencia y en la compilación global de datos jurásicos, y (ii) la paleolatitud del polo correspondiente a los VGPs de este estudio, comparándose con las paleolatitudes de la placa Ibérica para el periodo Jurásico.

Se discutirá por último la relación existente entre las comparaciones arriba indicadas y un promedio insuficiente de la variación secular del paleocampo geomagnético debido al escaso número de sitios volcánicos analizados hasta la actualidad en el vulcanismo jurásico del Sistema Ibérico.

2. ANÁLISIS DE LA DISPERSIÓN GEOMAGNÉTICA DE LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS DEL DIQUE MESSEJANA-PLASENCIA.

El estudio de la Variación Paleosecular (PSV) del campo geomagnético queda caracterizado tradicionalmente por el cálculo de la desviación angular estándar (ASD, en inglés) que presenta una serie de VGPs para una latitud y edad determinadas.

La ASD o dispersión angular total, S_T , de un conjunto de N VGPs, cada uno distando un ángulo Δ_i hasta el polo o dirección media de los VGPs, se calcula (p.e. McElhinny & McFadden, 1997) como:

$$S_T^2 = \sum \Delta_i^2 / (N-1).$$

Para discernir transiciones de polaridad del campo geomagnético y no considerar estas direcciones anómalas en el cálculo de la dispersión geomagnética “normal”, algunos estudios han preferido elegir ángulos de corte fijo, en torno a 40° o 45°, con respecto a la dirección media de los VGPs tratados. En cambio, tradicionalmente los valores de esta dispersión angular total S_T se calculan mediante el proceso iterativo descrito por Vandamme (1994) que encuentra el ángulo de corte óptimo, Θ . Así se ha hecho también en este estudio para facilitar la comparación directa de la dispersión observada con las de otras para el periodo Jurásico en las que también se ha utilizado este ángulo de corte variable.

El método que Vandamme (1994) propuso para determinar el ángulo de corte que caracteriza la PSV de un conjunto de VGPs constituye una herramienta para eliminar con un criterio estadístico aquellos datos que podrían corresponder a transiciones de polaridad o excursiones, pero también aquellos afectados por otros errores, la tectónica regional, etc. En su estudio analizó conjuntos de 100 VGPs sintéticos, pertenecientes a una distribución fisheriana y representativos de una PSV de ASD conocida, a los que añadía un 20-25% de polos aleatoriamente distribuidos, que representaba las transiciones de polaridad o/y excursiones del campo geomagnético. Vandamme (1994) definió así un ángulo de corte crítico obtenido tras un método iterativo y convergente, dependiente directamente de la dispersión angular de cada distribución, S_T , por el cual cada paso de iteración elimina los polos que sobrepasan un ángulo de corte Θ , definido como:

$$\Theta (^\circ) = 1.8 S_T (^\circ) + 5^\circ.$$

Cuando todos los VGPs distan de su dirección media una distancia angular inferior a Θ , se obtiene el mismo valor de la dispersión S_T que en la iteración anterior y por tanto la convergencia del método.

La dispersión total de VGPs observada, S_T , debe corregirse por la dispersión existente “en cada sitio”, S_W (producida por las fuentes de error, inherentes al proceso experimental, causadas fundamentalmente por la incertidumbre en la orientación de las muestras individuales), ya que en cada sitio paleomagnético se recogen varias muestras del mismo afloramiento.

El cálculo de esta corrección se realiza a partir de la variación de la dispersión “dentro de cada sitio” de las direcciones (declinación e inclinación) de magnetización s_W (que, a su vez, depende de la media de muestras por sitio, \bar{n} , y del α_{95} medio de los sitios) en función de la latitud λ (Cox, 1970) :

$$S_W^2/s_W^2 = 2(1 + 3 \sin^2 \lambda)^2 / (5 + 3 \sin^2 \lambda)$$

La dispersión geomagnética, S_F , de los VGPs resulta ser entonces:

$$S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / \bar{n}.$$

Por último, los límites inferior y superior de confianza al 95% asociados a la dispersión geomagnética resultante, S_F , han sido obtenidos mediante la técnica de “bootstrap”, que no presupone a priori ninguna distribución paramétrica para los VGPs. En el presente análisis se ha utilizado el programa “Pal_vD_ws” desarrollado en el Laboratorio de Paleomagnetismo Fort Hoofddijk de Utrecht.

Los estudios paleomagnéticos realizados en rocas magmáticas jurásicas de Iberia se concentran en el dique de Messejana-Plasencia (Schott et al., 1981; Perrin et al., 1991; Palencia-Ortas et al., 2006). En la tabla 1 se presenta la compilación de 51 direcciones medias, parámetros estadísticos (Fisher 1953), y VGPs de los datos de estos estudios. Se ha estudiado la PSV de todos estos datos primero sin aplicar a priori ningún filtro de calidad estadístico. Todos los sitios presentan polaridad normal, salvo un afloramiento de polaridad invertida (JU1-R, Palencia-Ortas et al., 2006) cuya dirección ha sido transformada a su antípoda.

La aplicación del método de Vandamme (1994) rechaza solo 3 VGPs, con un ángulo de corte 23.1°, seleccionando otros 48 VGPs de los cuales el más alejado dista 18° de la media. El método apenas altera la dirección media inicial, por lo que la distribución resultante tiene una dirección ($N=48$; *Declinación*= 341.6°; *Inclinación*= 46.0°; α_{95} =2.6°) similar a la observada por Palencia-Ortas et al. (2006) ($N=35$; *Declinación*= 339.9°; *Inclinación*= 46.9°; α_{95} =3.4°). Las distribuciones de Magnetizaciones Remanentes Características (ChRMs, en inglés) y de sus correspondientes VGPs se muestran en la figura 2a y figura 2b. La dispersión de la distribución resultante de VGPs, teniendo en cuenta sus límites inferior y superior de confianza al 95%, es $S_T=10.0^{\circ}_{9.0^{\circ}}^{11.2^{\circ}}$, y tras ser corregida por la dispersión existente “en cada sitio”, S_W , tiene un valor de $S_F=9.6^{\circ}_{8.5^{\circ}}^{10.8^{\circ}}$. Este resultado obtenido para el dique de Messejana-Plasencia se compara (figura 2c) con otras dispersiones obtenidas (aplicando el ángulo de corte variable de Vandamme, 1994) en rocas volcánicas jurásicas en estudios seleccionados en términos de calidad por Biggin et al. (2008). Los datos seleccionados por estos autores provienen de ambos hemisferios de las placas de África, América del Norte y del Sur, India y Asia; aunque debido a la escasez de datos y a que mayoritariamente corresponden a paleolatitudes medias, el ajuste del “Modelo G” a estos datos presenta una incertidumbre considerable. La

dispersión obtenida para el dique de Messejana-Plasencia concuerda (figura 2c) con el límite inferior de confianza al 95% del ajuste del “Modelo G” a las dispersiones seleccionadas por Biggin et al. (2008). Estos autores proponen criterios de calidad estadísticos necesarios para obtener estimaciones fiables de la dispersión geomagnética: número suficiente de sitios, cada uno con 5 o más muestras y parámetros de precisión k (Fisher 1953) mayores de 50. Cuando se rechazan previamente sitios con menos de 5 muestras en el cómputo de su dirección media (5 sitios descartados), los resultados obtenidos son cualitativamente los mismos, aumentando 1° el valor de la dispersión resultante ($N=44$; $S_F=10.6^\circ_{9.1}^{12.1}$).

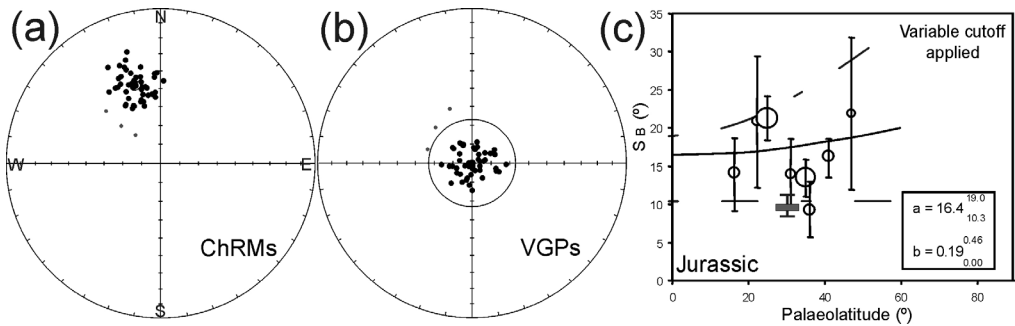


Figura 2. Dique de Messejana-Plasencia: (a) Proyección de igual área de las direcciones de las remanencias características (ChRMs). Los puntos pequeños representan las direcciones rechazadas por el ángulo de corte del método de Vandamme (1994). (b) Proyección de igual área, centrada en la dirección media de los correspondientes Polos Geomagnéticos Virtuales (VGPs), mostrando el efecto del ángulo de corte de Vandamme. (c) Dispersión geomagnética observada (rectángulo), con sus límites asociados de incertidumbre al 95% calculados por la técnica bootstrap, integrada en la curva de dispersión de VGPs para el Jurásico de Biggin et al. (2008). Se muestran en ella también los resultados obtenidos en datos paleomagnéticos de edad jurásica seleccionados a otras paleolatitudes (círculos abiertos), y los parámetros (“a”, “b”) del mejor ajuste de estos datos al modelo G (McFadden et al. 1988) junto a las curvas resultantes.

Messejana-Plasencia dyke: (a) Equal area projection of observed Characteristic Remanent Magnetizations (ChRMs) directions. Small points denote rejected directions far away from the Vandamme (1994) cutoff angle. (b) Equal area projections of corresponding VGPs centred on their mean directions, showing the effect of the Vandamme cutoff angle. (c) Observed VGP dispersion (rectangle), with its 95% bootstrap uncertainty limits, which is integrated in the VGP dispersion curve of Biggin et al. (2008) for the Jurassic, where other results of variable cutoffs applied to ‘high quality’ data sets (open circles) at different palaeolatitudes are shown; the shape parameters (“a”, “b”) of the best-fit Model G (McFadden et al. 1988) with 95% bootstrap uncertainty limits are given in an inset, and the resulting curves plotted.

Tabla 1. Estudios paleomagnéticos previos realizados en el dique de Messejana-Plasencia y compilación de las direcciones medias y polos de los sitios empleados en el análisis de la variación Paleosecular en Iberia para el periodo Jurásico. Sitio: Código del afloramiento; Slat, Slong: Latitud y longitud (°N, °E) del sitio; n: Número de muestras; Dec, Inc: Declinación, Inclinación; k, α_{95} Parámetro de precisión y semiángulo del cono de confianza al 95% de Fisher (1953); Plat, Plon: Latitud y longitud (°N, °E) en el hemisferio norte de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs) correspondientes.

Previous palaeomagnetic studies from Messejana-Plasencia dyke and data compilation used for Iberian PSV analysis for Jurassic times. Sitio: Outcrop code; Slat, Slong: Site latitude and longitude (°N, °E); n: number of samples; Dec, Inc: Declination, Inclination; k, α_{95} : Precision parameter and semiangle of the 95% confidence cone (Fisher, 1953); Plat, Plon: VGP latitude and longitude (°N, °E) in the northern hemisphere.

Schott et al., (1981)											
Sitio	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	Plat		Plon	
A1	40.7	-4.9	11	341.5	38.5	658	1.8	1.1.	65.5	1.2.	220.5
A2	40.5	-5.2	8	349.5	49.0	64	7.0	1.3.	76.5	1.4.	217.5
P2	40.1	-6.1	11	357.5	41.0	250	2.9	73.4		182.5	
P1	39.8	-6.3	13	335.0	56.5	172	3.2	70.5		264.0	
C1	39.8	-6.3	13	335.0	56.5	172	3.2	71.0		221.5	
C2	39.6	-6.6	11	337.0	32.0	232	3.0	60.5		222.0	
CM	39.1	-7.0	16	328.5	54.0	130	3.2	64.5		263.0	
AL	38.7	-7.4	8	355.5	52.0	89	5.9	83.0		204.5	
POI	38.5	-7.7	8	313.5	49.5	438	2.6	51.0		265.0	
POII	38.3	-7.7	7	342.0	55.5	209	4.2	75.5		259.0	
O2	37.6	-8.6	11	356.0	41.5	316	2.6	76.0		186.5	
OI	37.6	-8.7	14	324.0	42.5	383	2.0	57.0		249.0	
Perrin et al., (1991)											
Sitio	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	Plat		Plon	
P2	40.0	-4.9	5	348.1	36.5	198	5.4	67.8		204.7	
P1	39.9	-6.3	14	334.8	56.0	373	2.1	70.0		262.2	
C1	39.7	-6.5	4	339.7	46.6	205	6.4	69.5		234.6	
O2	37.6	-8.6	13	355.8	43.4	368	2.2	77.2		206.1	
O1	37.6	-8.7	5	328.7	42.6	588	3.2	60.5		261.9	
Palencia et al., (2006)											
Site	Slat	Slong	n	Dec	Inc	k	α_{95}	Plat		Plon	
D1	40.7	-4.5	5	333.5	38.6	286	4.5	60.7		233.3	
D2	40.7	-4.5	3	339.6	35.7	138	10.5	62.8		221.3	
D3	40.6	-4.6	3	344.3	56.0	180	9.2	77.1		252.2	
D4	40.6	-4.6	6	330.4	42.9	90	7.1	60.8		242.1	
MU2	40.6	-4.6	4	342.2	44.5	339	5.0	69.4		226.5	
MU3	40.6	-4.6	12	341.1	30.2	429	2.1	60.6		214.8	
D5-6	40.4	-5.3	11	346.4	45.0	124	4.1	75.2		218.0	
VT	40.4	-5.3	10	352.7	52.8	63	6.1	1.5.	80.9	1.6.	216.7
PT	40.2	-5.7	10	329.2	53.6	79	5.5	1.7.	64.9	1.8.	260.2
PL2	40.1	-6.1	8	318.1	70.0	303	3.2	58.8		304.5	
D7	40.1	-6.1	8	345.3	49.1	97	5.7	74.3		228.4	
CZ	40.1	-5.8	11	343.8	41.7	633	1.8	1.9.	68.9	1.10.	219.3
DV1	39.9	-6.2	12	349.3	53.1	28	8.3	79.4		231.0	
GR1	39.8	-6.3	11	345.4	52.1	95	4.7	76.3		237.1	
GR2	39.8	-6.3	7	355.4	54.7	114	5.7	84.2		213.7	
GR3	39.8	-6.3	8	343.9	58.4	55	7.5	77.6		265.7	

GV1	39.7	-6.6	12	339.9	44.3	264	2.7	68.4	230.3
CV1	39.7	-6.5	11	339.2	34.0	362	2.4	62.3	219.9
CV2	39.7	-6.5	5	331.1	29.9	12	23.4	55.4	228.5
MN2	39.5	-6.8	10	335.4	38.2	19	11.6	62.3	229.8
MN1	39.5	-6.8	8	343.0	25.7	73	6.5	60.0	207.9
EL1	38.8	-7.2	12	342.0	45.5	58	5.7	70.9	230.0
MB1	38.7	-7.3	7	342.9	54.7	263	3.7	75.9	253.7
MB2	38.7	-7.3	20	337.3	51.1	17	8.2	70.3	249.1
JU1N	38.7	-7.3	8	348.5	48.2	78	6.3	76.6	221.2
JU1I	38.7	-7.3	11	133.3	-61.2	681	1.8	54.8	283.8
JU2N	38.7	-7.3	4	346.5	47.9	187	6.7	75.2	225.7
PO2	38.3	-7.7	5	332.6	57.1	228	5.1	68.5	269.3
PO3	38.3	-7.7	11	334.1	47.4	254	2.9	66.4	245.6
PO4	38.3	-7.7	11	333.5	51.3	123	4.1	67.5	254.0
PO5	38.3	-7.7	11	332.9	42.1	106	4.5	63.1	238.9
OD1	37.6	-8.6	11	346.6	42.1	190	3.3	72.5	215.9
AM	37.4	-8.9	15	2.0	45.6	43	5.9	1.11. 79.2	1.12. 161.5
MS2	37.2	-8.9	11	342	43.1	167	3.5	1.13. 70.5	1.14. 227.9

3. PALEOMAGNETISMO DEL MAGMATISMO JURÁSICO DE JAVALAMBRE

3.1. Contexto geológico

El Sistema Ibérico, localizado en el nordeste de la Península Ibérica y de orientación NW-SE (figura 1), constituye un ejemplo de cadena de moderada deformación intraplaca, generalmente mostrando un bajo grado (~20%) de acortamiento (De Vicente et al., 2009). Esta cordillera ha sido tradicionalmente dividida en tres unidades geográficas: (1) la unidad noroccidental, formada por la sierra de La Demanda y Cameros; (2) la unidad central, de orientación NW-SE, subdividida en dos alineaciones montañosas: la Rama Aragonesa al NE y la Rama Castellana al SW, que confluyen en la Sierra de Javalambre; y (3) el sector levantino, de límites difusos y que presenta zonas de unión con la Cordillera Costero Catalana y con las Sierras Subbéticas.

Las primeras citas sobre el volcanismo del sureste del Sistema Ibérico aparecen en los trabajos de carácter general de Bakx (1935) y Martín (1936). Gautier (1968) describe y data los perfiles en la Sierra de Javalambre asignando una edad Toarciense superior para el momento de máxima actividad volcánica. Recientes trabajos indican que el volcanismo jurásico de la Sierra de Javalambre es mayoritariamente volcanoclástico con escasas manifestaciones lávicas de carácter multiepisódico y afinidad alcalina, interestratificado entre el Pliensbachiense al Bajociense (Martínez-González et al., 1996).

Los materiales volcánicos se encuentran intercalados en la serie carbonática marina de edad Jurásico inferior y medio, afectando a las siguientes unidades o "Formaciones": "Calizas bioclásticas de Barahona" (Domeriense); "Alternancia de margas y calizas de Turmiel" (Toarciense); "Calizas nodulosas de Casinos" (Toarciense

medio-Aalenense); y parte media de la “Carbonatada de Chelva” (Aalenense-Calloviense).

La poca información radiométrica de que se dispone, antigua y poco fiable, indica unas edades de 132-138 Ma para los materiales volcánicos de varios afloramientos (K-Ar; Gautier y Odin, 1983). Este rango de edad contrasta con su posición estratigráfica. Si bien hay que indicar que el carácter disperso de los afloramientos y la frecuente falta de exposición de la base dificulta la datación exacta en cada punto. En la mayoría de los casos la edad puede acotarse superiormente mediante los hallazgos fósiles a techo de los materiales volcánicos, o se puede dar un rango temporal cuando estos materiales se intercalan lateralmente con materiales sedimentarios (Martínez-González et al., 1996). Las correlaciones de los materiales volcánicos a partir de las edades de los materiales sedimentarios suprayacentes no son muy exactas, porque éstos forman acumulaciones en los fondos marinos que suponen un relieve positivo, que condiciona el espacio de acomodación disponible y por tanto la propia sedimentación. Por tanto, un mismo nivel volcánico de una determinada edad puede tener a su techo materiales sedimentarios de edades muy dispares dependiendo de muchos factores, entre ellos, el volumen y espesor de la colada o de la acumulación volcanoclástica (Cortés y Gómez-Fernández, comunicación personal). Los niveles volcánicos interestratificados son bastantes y el porcentaje de roca basáltica masiva es absolutamente minoritario.

Se han estudiado un total de 8 afloramientos (figura 1): 3 de material volcanoclástico (CA3, CA5, CA9) de edad pre-Toarciense superior (Valenzuela Ríos et al., 1996) y 5 afloramientos de coladas basálticas, de espesor decimétrico (CA0, CA7 y CA13) y métrico (CA10 y CA12), a las que Martínez-González et al., (1996) asignan edades Bajociense-medio y Toarciense medio-superior, respectivamente. Dataciones bioestratigráficas (Cortés y Gómez-Fernández, comunicación personal) no encuentran grandes diferencias con los datos de Martínez-González et al. (1996) salvo que sugieren una edad Aalenense Superior para los sitios CA-12 y CA-13 (descartándose en cualquier caso una edad Triásico Superior para los afloramientos de vulcanitas de Javalambre).

Se detallan los valores, en grados, de la dirección de la capa y de su inclinación respecto a la horizontal que fueron medidos en calizas que afloran en la base o el techo de los materiales volcánicos, para cuantificar las restituciones por su basculamiento: 163/23 en la base (CA3); 327/15 a techo (CA5); 220/30 a techo (CA9); 200/32 a techo (CA7); 0/11 en la base (CA10); 227/52 en la base (CA12) y 210/27 a techo (CA13).

3.2. Tratamiento de laboratorio

En general los materiales volcanoclásticos mostraron valores similares de susceptibilidad inicial, χ , e intensidad de la remanencia natural (NRM, en inglés) inicial a los de las coladas, aunque en algunas muestras se encontraron valores inferiores a ellas (figura 3a), dependiendo del grado relativo de alteración y la disminución correspondiente de minerales magnéticos por unidad de volumen. Los valores de Koenigsberger, Qn, (Stacey, 1967) que cuantifican la razón entre la magnetización

remanente y la inducida ($Q_n = \text{NRM}/\chi H$, donde $H = 39.8 \text{ Am}^{-1}$ es la intensidad del campo geomagnético actual) son en general los propios de rocas ígneas e idóneos para la preservación de termorremanencias durante escalas geológicas de tiempo.

Las intensidades de la NRM inicial varían entre $5.0 \cdot 10^{-3} - 1.0 \text{ A/m}$ en los materiales volcánoclasticos y entre $2.1 \cdot 10^{-1} - 6.0 \text{ A/m}$ en las coladas (los de la susceptibilidad inicial entre $3.8 \cdot 10^{-4} - 4.2 \cdot 10^{-3} \text{ S.I.}$ y $1.0 \cdot 10^{-2} - 4.0 \cdot 10^{-2} \text{ S.I.}$, respectivamente).

Las curvas termomagnéticas fueron realizadas en muestras representativas de los distintos sitios, mostrando temperaturas de Curie próximas a las de la magnetita. En algunos casos mostraron un comportamiento reversible (figura 3b), mientras que en otros se apreció una pérdida relativa de magnetización durante el enfriamiento, con temperaturas de Curie ligeramente superiores (en torno a los 600°C , que podrían sugerir cierta maghemitización en algunas muestras).

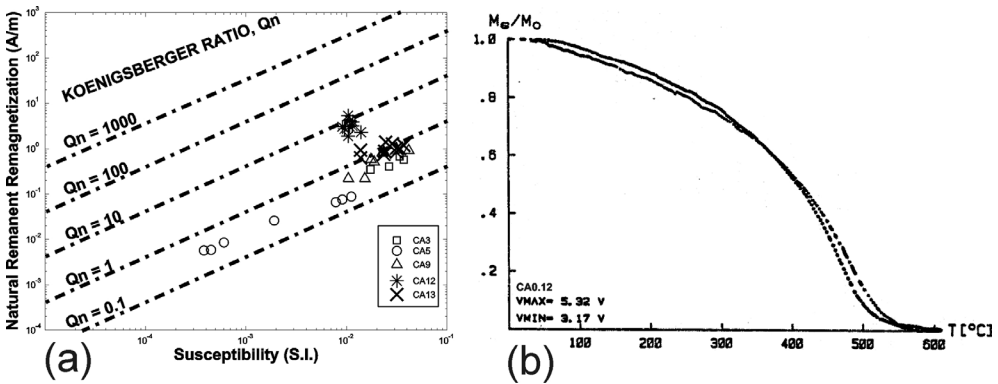


Figura 3. (a) Valores de la intensidad de la magnetización natural inicial (NRM) y la susceptibilidad magnética inicial de sitios representativas de las diferentes litologías (materiales volcánoclasticos y coladas) de la sierra de Javalambre, junto a las isolíneas de valores de Koenigsberger (Q_n) que cuantifican la razón entre la magnetización remanente y la inducida. Símbolos abiertos: muestras volcánoclasticas; cruces y asteriscos: coladas. (b) Curva termomagnética reversible de una colada con temperature de Curie próxima a la de la magnetita.

(a) Initial NRM intensities vs. initial bulk magnetic susceptibility for sites representative of the different lithologies (volcanoclastic material and basaltic flows) from Sierra de Javalambre, together with Koenigsberger ratio (Q_n) isolines which quantifie the ratio between the remanent and induced magnetization. Open symbols: volcanoclastic samples; crosses and asterisks: basaltic flow samples. (b) Reversible thermomagnetic curve (from a basaltic flow) with Curie temperature close to that of magnetite.

Se seleccionaron de dos a cuatro muestras “piloto” en cada sitio para su desmagnetización detallada y progresiva tanto térmicamente (TH) como por campos alternos decrecientes (AF). En esta última, se utilizaron pasos de 2.5mT hasta 20 mT; de 5 mT entre 20 mT y 40 mT; y de 10 mT entre 40 mT y 100 mT. En la desmagnetización térmica el paso de incremento de temperatura fue de 50°C desde 75°C hasta 675°C. Después de cada paso de desmagnetización térmica se midió la susceptibilidad de las muestras con objeto de controlar la posible creación de nuevos minerales durante el calentamiento, pero ésta no experimentó variaciones significativas.

El resto de muestras se desmagnetizaron térmicamente con los siguientes pasos: 100°C; pasos de 50°C hasta 550°C; y finalmente pasos de 25°C hasta alcanzar la completa desmagnetización.

En la figura 4 se muestran, tras la corrección por basculamiento, diagramas ortogonales de desmagnetizaciones representativas de los materiales volcanoclásticos (sitio CA3, de polaridad normal) y de las coladas basálticas (CA12 y CA13, de polaridades normal e invertida, respectivamente), junto a sus respectivas caídas de intensidad (normalizada para una mejor comparación relativa).

En ambas litologías, a veces puede apreciarse una fase de baja temperatura de desbloqueo (en torno a los 250°C) y baja coercitividad (5-10 mT), que en algunos casos lleva asociada una dirección diferente a la que se observa a continuación. La componente direccional correspondiente a temperaturas de desbloqueo y coercitividades altas, claramente lineal hasta los últimos pasos de la desmagnetización y característica de la magnetización (ChRM), es la que se ha considerado la componente primaria (de edad jurásica) de estas rocas volcánicas.

Los campos destructores medios son mayores en las muestras con una sola fase magnética (entre 15 y 25 mT) que aquellos asociados a las muestras en las que se aprecia la primera componente direccional (en las que oscilan entre 7.5 y 12.5 mT), probablemente relacionada con granos magnéticos alterados, que en ningún caso impide el reconocimiento de la componente original, que se aísla generalmente entre los 350°C-450°C y los 550°C-600°C.

Del análisis de las curvas termomagnéticas realizadas y de los espectros de coercitividad y temperaturas de desbloqueo de las muestras estudiadas (figura 3 y figura 4) se puede interpretar que el mineral portador de la remanencia considerada original es magnetita o titanomagnetita de bajo contenido en Ti, que en algunos casos puede estar ligeramente maghemitizada.

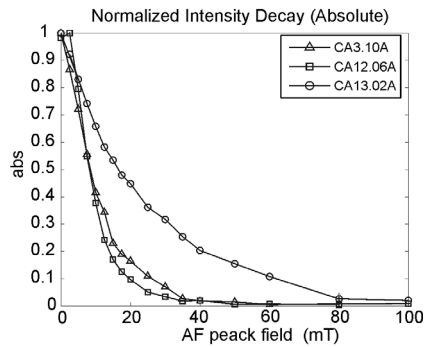
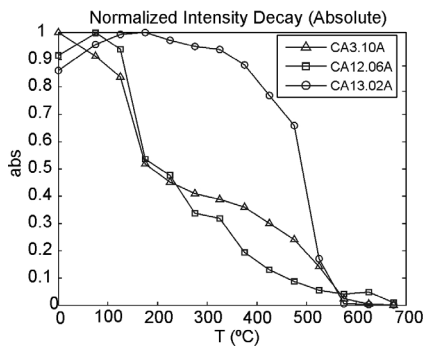
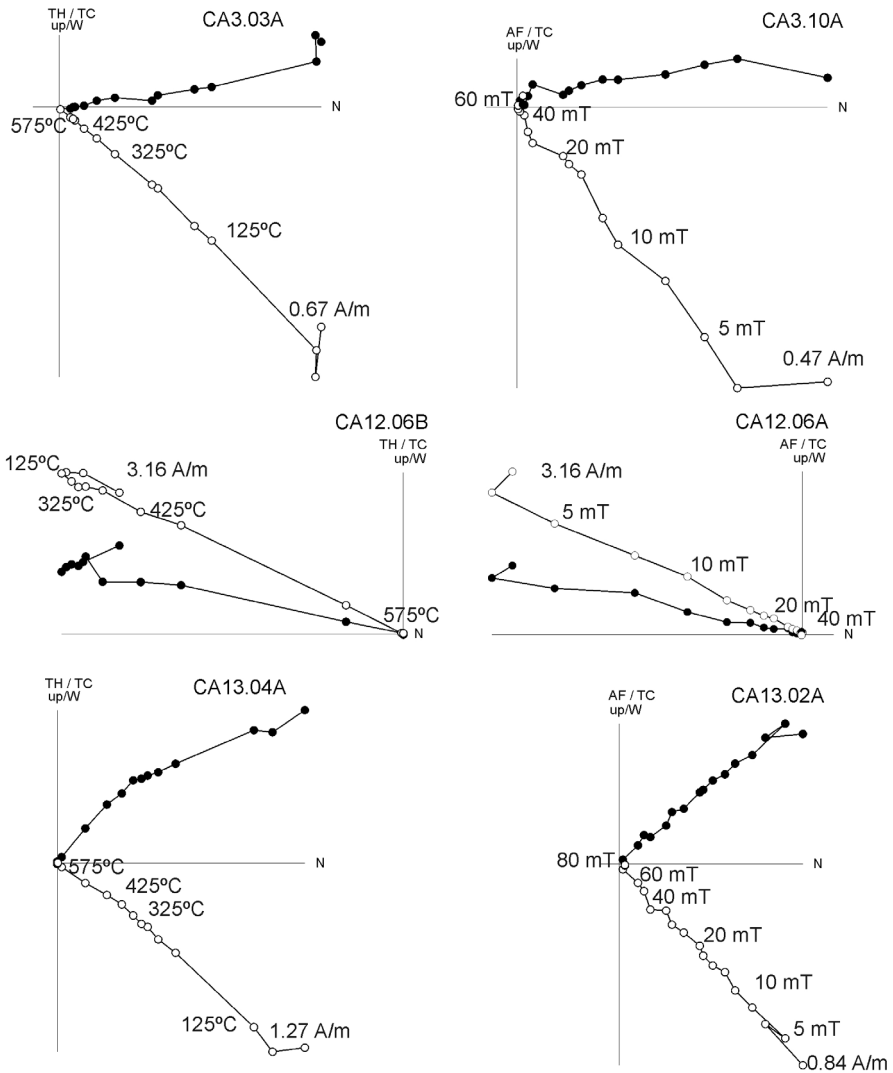


Figura 4. Diagramas ortogonales, tras la corrección por basculamiento (TC) de desmagnetizaciones térmicas (TH) o por campos alternos decrecientes (AF) representativas de las distintas litologías y polaridades (los círculos sólidos/ huecos denotan las proyecciones de la remanencia a cada paso sobre el plano horizontal (orientado W-N)/ vertical). Se indica la intensidad inicial de la NRM y los pasos de desmagnetización (en °C o en mT) junto a los pasos en la proyección vertical. También se muestra la caída normalizada de intensidad de las muestras representadas arriba.

Tilt-corrected (TC) orthogonal diagrams of typical thermal (TH) and alternating field (AF) demagnetization behaviour of samples from representative lithologies and polarities (closed/ open circles denote the projection on the horizontal (W-N oriented)/ vertical plane) indicating initial NRM intensity values for each sample. Numbers close to the vertical projections of the demagnetization steps denote thermal steps (in °C) AF peak fields (in mT). Normalized intensity decay during the demagnetization of the samples represented above is also shown.

3.3. Análisis estadístico

La dirección de la ChRM en cada muestra se ha calculado a partir de un tramo lineal de la componente direccional de alta coercitividad / temperatura de desbloqueo, mediante el Análisis de Componente Principal (pca, en inglés; Kirschvink, 1980) e incluyendo en su cómputo un mínimo de cinco pasos de desmagnetización. En el afloramiento volcánoclastico CA9 sólo se pudieron calcular en tres muestras debido a que el resto de ellas (11) presentó un alto grado de alteración observable en la inestabilidad de la remanencia durante la desmagnetización térmica. En cambio, los siete sitios restantes cuentan para el cómputo de la dirección media con entre 8 y 15 muestras. En la tabla 2 se presentan los resultados de las direcciones medias de la ChRM de los sitios muestreados, después y antes de ser restituidas a la paleohorizontal. Cuatro sitios presentaron polaridad normal, y otros cuatro polaridades invertidas (figura 5).

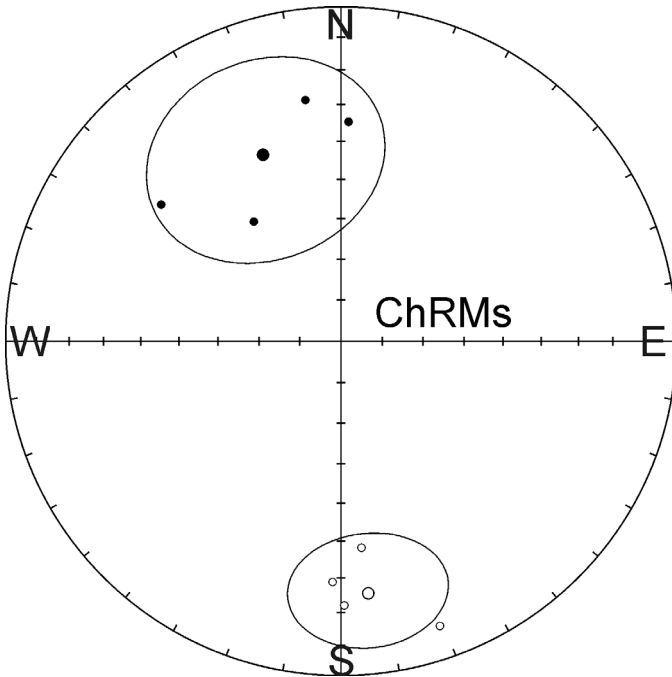


Figura 5. Direcciones medias de las ChRMs de los sitios de la sierra de Javalambre tras la corrección por el basculamiento de las capas sub/ suprayacentes. Se muestra la dirección media de las distribuciones de polaridad normal e invertida, con las que se ha realizado el test de inversión.

Tilt-corrected ChRMs mean directions from the studied outcrops. Mean directions of the normal/ reversed distributions are shown, which have been used for the reversal test.

Tabla 2. Resultados obtenidos en el estudio paleomagnético preliminar realizado en el volcanismo jurásico del sureste del Sistema Ibérico después (*antes) de la corrección por el basculamiento de las capas en las que se encuentra interestratificado. *Sitio*: Código del afloramiento; *n/ N*: Número de muestras/ sitios; *Dec, Inc*: Declinación, Inclinación; *k, α_{95} / K, A_{95}* : Parámetros de precisión y semiángulos del cono de confianza al 95% de Fisher (1953) de las direcciones/ del polo paleomagnético; *Plon, Plat*: Longitud y latitud (°E, °N) en el hemisferio norte de la dirección media de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs) correspondientes.

*Preliminary palaeomagnetic results from the southeastern Iberian Ranges Jurassic volcanism after (*before) tilt correction. Sitio: Outcrop code; n/ N: number of samples/ sites; Dec, Inc: Declination, Inclination; k, α_{95} / K, A_{95} : Precision parameter and semiangle of the 95% confidence cone (Fisher, 1953) of the directions/ the mean pole; Plon, Plat: VGP longitude and latitude (°E, °N) in the northern hemisphere.*

<i>SITIO (S. Javalambre)</i>	<i>n</i>	<i>Dec</i>	<i>Inc</i>	<i>k</i>	<i>α_{95}</i>	<i>Dec*</i>	<i>Inc*</i>
CA3 (m.volcanoclástico)	9	323.9	53.6	74	6.0	356.6	54.8
CA5 (m.volcanoclástico)	9	2.0	34.7	17	13.1	351.6	42.2
CA9 (m.volcanoclástico)	3	351.6	27.9	35	21.1	10.1	47.4
CA0 (colada)	12	179.3	-22.1	29	8.6	186.4	-33.4
CA7 (colada)	8	160.9	-10.8	6	23.0	170.8	-29.1
CA10 (colada)	15	174.3	-38.0	34	6.6	166.2	-35.7
CA12 (colada)	9	182.0	-28.7	79	5.8	226.7	-51.6
CA13 (colada)	12	307.3	33.0	30	8.0	312.1	59.6
	<i>N</i>	<i>Dec</i>	<i>Inc</i>	<i>k</i>	<i>α_{95}</i>		
Polaridad Normal	4	337.4	39.4	12	27.0		
Polaridad Invertida	4	173.8	-25.1	31	16.5		
Todos	8	346.4	32.4	15	14.5		
	<i>N</i>	<i>Plon</i>	<i>Plat</i>	<i>K</i>	<i>A_{95}</i>		
Dirección media VGPs	8	212.3	65.0	15	14.4		

La presencia de estas polaridades invertidas, y la analogía de sus propiedades magnéticas con las muestras de polaridad invertida, apoyan la idea de una magnetización primaria.

Las direcciones “norte” de los materiales volcanoclásticos sin corrección por el basculamiento de las capas sub/ suprayacentes son aproximadamente antipodales a las direcciones invertidas de las coladas analizadas también sin corrección por basculamiento. Por tanto no hay motivo a priori para pensar que las primeras puedan representar direcciones remagnetizadas recientemente, sino que están reflejando esta dirección como resultado del particular buzamiento de las capas.

Se ha realizado un test de inversión, basado en la estadística desarrollada por McFadden & Jones (1981), para analizar el grado de antipodalidad de las direcciones medias de las polaridades normales e invertidas obtenidas tras la corrección tectónica (tabla 2). El test ha aceptado la premisa de que ambas poblaciones compartan un mismo parámetro de precisión, pero dado el escaso número de sitios en cada población (4), se ha elegido realizarlo con simulación sin asumir una precisión común (McFadden, 1990). El test de inversión es positivo dado que el ángulo entre la dirección media normal y la dirección invertida convertida a su antípoda

($\gamma_0=19.9^\circ$) es menor que el ángulo crítico para el cual la hipótesis de una dirección común puede ser rechazada ($\gamma_c=28.1^\circ$). Sin embargo, dado el valor de γ_c ($>20^\circ$), el test es clasificado como positivo indeterminado (McFadden & McElhinny, 1990).

Esta clasificación pone en evidencia que se necesitan más sitios para mejorar la calidad del test de inversión y asegurar que se promedia adecuadamente la variación paleosecular.

Dado que puede resultar problemático evaluar la paleohorizontal del vulcanismo de la sierra de Javalambre con medidas del buzamiento a techo de las capas sedimentarias en las que se encuentra estratificado, se ha estimado si éste podía ser condicionante de la relativa dispersión observada. Sin embargo, no se aprecia diferencia sistemática entre la distancia angular relativa que se observa tras comparar las direcciones (corregidas por el basculamiento) de los sitios que cuentan con las medidas tomadas a techo con las de los sitios con medidas tomadas a la base.

3.4. Dispersión geomagnética de los datos de Javalambre

El análisis de la dispersión geomagnética de las direcciones y polos obtenidos en el vulcanismo del sureste del Sistema Ibérico ha sido realizado con la misma metodología utilizada en los datos del dique de Messejana-Plasencia que fue descrita en el apartado 2.

La aplicación del método de Vandamme (1994) selecciona todos los 8 VGP's estudiados, con un ángulo de corte 42.1° , el más alejado a una distancia angular de 36.6° de la media. En la figura 6a y figura 6b se muestran las distribuciones de ChRMs y de sus VGP's asociados. La dispersión de la distribución resultante de VGP's, teniendo en cuenta sus límites inferior y superior de confianza al 95% calculados por la técnica de "bootstrap", es $S_T=20.6^\circ_{12.5^\circ}^{28.7^\circ}$, y tras ser corregida por la dispersión existente "en cada sitio", S_W , tiene un valor de $S_F=19.8^\circ_{11.1^\circ}^{19.8^\circ}$. Este resultado obtenido en la sierra de Javalambre concuerda con el límite superior de confianza al 95% del ajuste del "Modelo G" a las dispersiones obtenidas aplicando el ángulo de corte variable a los datos de calidad seleccionados para el periodo Jurásico por Biggin et al. (2008) (figura 6c). Asimismo, es notablemente superior a la dispersión calculada en el dique de Messejana-Plasencia (que a su vez concuerda con el límite inferior de confianza al 95% del mismo ajuste, figura 6c). Si se aplica previamente el filtro estadístico de contar con sitios de al menos 5 muestras se rechazaría un sitio, y el método converge con los 7 sitios restantes resultando una dispersión todavía ligeramente superior, con una incertidumbre igualmente considerable: $S_F=21.6^\circ_{13.8^\circ}^{29.8^\circ}$.

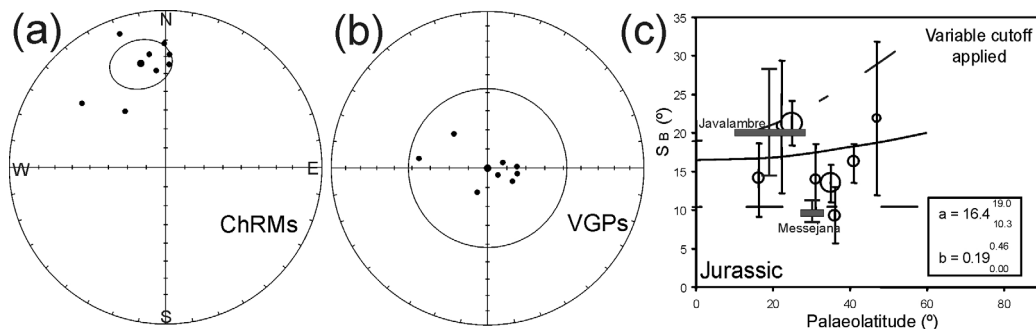


Figura 6. Volcanismo del sureste del Sistema Ibérico: (a) Proyección de igual área de las direcciones de las remanencias características (ChRMs), donde las invertidas se han transformado a su antípoda. Los puntos pequeños representan las direcciones rechazadas por el ángulo de corte del método de Vandamme (1994). (b) Proyección de igual área, centrada en la dirección media de los correspondientes Polos Geomagnéticos Virtuales (VGPs), mostrando el efecto del ángulo de corte de Vandamme. (c) Dispersión geomagnética observada (rectángulo), con sus límites asociados de incertidumbre al 95% calculados por la técnica bootstrap, integrada en la curva de dispersión de VGPs para el Jurásico de Biggin et al. (2008), donde se compara con la obtenida en el dique de Messejana-Plasencia. Resto de símbolos como en figura 2.

Volcanism from sotheastern Iberian Ranges: (a) Equal area projection of observed Characteristic Remanent Magnetizations (ChRMs) directions (reversed ones were transformed to their antipode). Small points denote rejected directions far away from the Vandamme (1994) cutoff angle. (b) Equal area projections of corresponding VGPs centred on their mean directions, showing the effect of the Vandamme cutoff angle. (c) Observed VGP dispersion (rectangle), with its 95% bootstrap uncertainty limits, which is integrated in the VGP dispersion curve of Biggin et al. (2008) for the Jurassic, where it is compared against the observed Messejana-Plasencia dyke dispersion. Same symbols as in Figure 2.

Al analizar estos resultados, hay que tener en cuenta el escaso número de VGPs del que se parte, y de que estos no promedian adecuadamente la variación paleosecular. Este hecho implica que el método de Vandamme (1994), además de proporcionar una notable anchura de la incertidumbre al 95%, puede alterar significativamente la dispersión geomagnética resultante de la PSV.

Se necesitan más datos para poder realizar una estimación de la PSV para el intervalo aproximado de 180-170 Ma en Iberia. Parece de todas formas que los datos sugieren que, durante el periodo Jurásico, el volcanismo del sureste del Sistema Ibérico registra una dispersión geomagnética mayor que el dique de Messejana-Plasencia, lo que podría estar relacionado con las características específicas de los distintos registros de las rocas extrusivas e intrusivas.

3.5. Integración de los resultados de este estudio en la curva de paleolatitud de Iberia durante el Jurásico

Recientemente se ha realizado una revisión de los estudios paleomagnéticos existentes para Iberia en el periodo Jurásico (Osete et al., 2010). Los autores seleccionan sitios que no son sospechosos de estar totalmente remagnetizados entre los que se incluyen datos del dique de Messejana-Plasencia y otros de secuencias sedimentarias del Sistema Ibérico y la Cordillera Bética. Debido a la existencia de rotaciones sobre ejes verticales que no afectan a la inclinación registrada, Osete et al. (2010) han podido con estos datos construir el segmento de la curva de la evolución de la paleolatitud de Iberia durante el Jurásico (figura 7; datos de Osete et al., 2010). De acuerdo con esta curva, Iberia se mueve aumentando su paleolatitud durante el intervalo Hettangiense –Toarciense; momento en el que se observan los valores máximos de la inclinación (Toarciense-Aaleniense), mientras que a partir de entonces la paleolatitud decrece (unos 15°) hasta edades del Kimmeridgiense.

En la figura 7, se puede apreciar los valores de paleolatitud referidos a Madrid que se obtienen en este estudio a partir de los 8 sitios del volcanismo del sureste del Sistema Ibérico ($19.1^\circ \pm 9.5^\circ$), anómalamente bajos respecto a la curva de paleolatitudes jurásicas de Iberia de Osete et al. (2010). El valor medio de la paleolatitud obtenida, aunque cuenta con unos márgenes de incertidumbre muy amplios que permiten su solapamiento, es sensiblemente inferior al de las paleolatitudes inferidas a partir del polo paleomagnético de edad Toarciense obtenido para Iberia ($Plat=77.4^\circ$, $Plon=241.3^\circ E$, $dm=5.4^\circ$, $dp=6.0^\circ$) por Osete et al. (2007) en un estudio magnetoestratigráfico realizado en el Sistema Ibérico, en las secciones expandidas de Sierra Palomera y Ariño ($32.3^\circ \pm 5.1^\circ$ y $36.3^\circ \pm 6.4^\circ$, respectivamente). Aún en el caso de que el registro de las rocas sedimentarias se viera afectado por un “aplamiento de inclinación”, ello implicaría una discrepancia aún mayor de paleolatitud con respecto a la observada en este estudio.

No hay motivos paleomagnéticos para creer que la edad de la magnetización observada pueda ser más reciente, ya que la presencia de polaridades normales e invertidas parece claramente descartar la presencia de una remagnetización. Las discrepancias observadas en los valores medios de las paleolatitudes se debe asociar, dado el escaso número de sitios volcánicos analizados, a un registro del campo geomagnético insuficiente para promediar la variación paleosecular durante el periodo de emplazamiento del volcanismo.

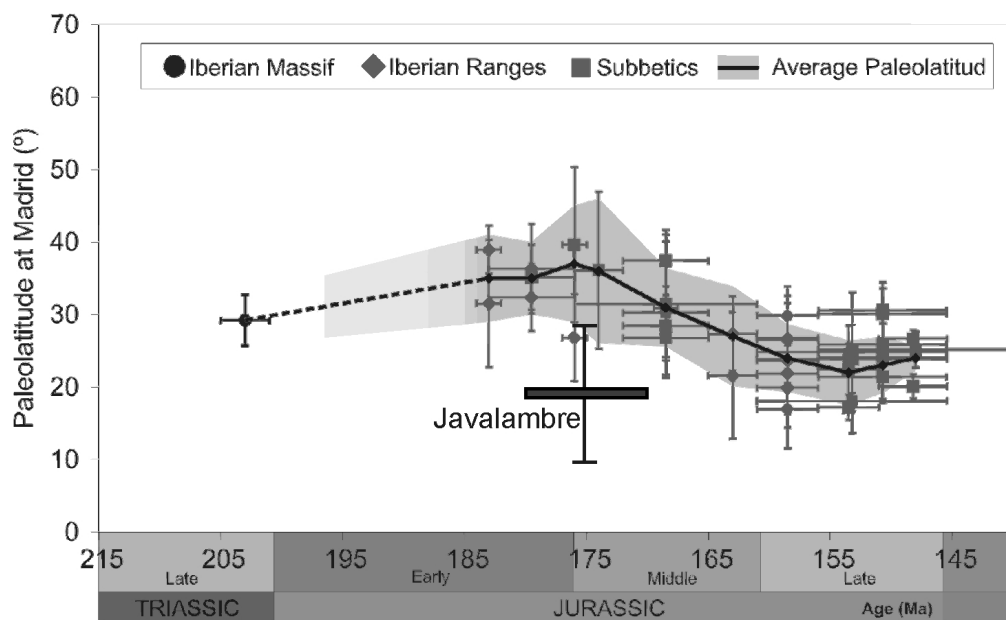


Figura 7

Curva de paleolatitudes de Iberia durante el Jurásico (referidas a Madrid) resultante de sitios seleccionados por Osete et al., 2010 (círculos: Macizo Ibérico; rombos: Sistema Ibérico; cuadrados: Cordilleras Béticas). En ella se integra el resultado de la paleolatitud observada en la sierra de Javalambre (rectángulo, este estudio) con sus límites de confianza. Modificado de Osete et al. (2010).

Observed palaeolatitude at the volcanic units from “Sierra de Javalambre” is compared, with corresponding uncertainties, to those derived from selected jurassic sites by Osete et al., 2010 (circles: Iberian Massif; diamonds: Iberian Ranges; squares: Subbetic Zone; call palaeolatitudes are referred at Madrid) Modified from Osete et al. (2010).

4. CONCLUSIONES

La dispersión geomagnética registrada por las rocas magmáticas jurásicas de Iberia, concentradas por ahora en el dique de Messejana-Plasencia, concuerda, al 95% de confianza, con el ajuste del “Modelo G” (McFadden *et al.* 1988) a las dispersiones obtenidas en una selección de datos paleomagnéticos de calidad provenientes de rocas magmáticas jurásicas globalmente distribuidas (Biggin et al., 2008), confirmando que las características del campo geomagnético en esta periodo difieren de las observadas en época histórica o en los últimos 5 Ma.

La dispersión geomagnética que registra el volcanismo jurásico del sureste del Sistema Ibérico también parece apoyar este hecho. Aunque la incertidumbre en los resultados obtenidos es muy alta debido al escaso número de datos existentes, esta dispersión parece ser mayor que la registrada por el dique de Messejana-Plasencia.

Esto pudiera deberse a la diferencia de edad entre ambos magmatismos o quizá a sus diferentes características específicas, dado que las rocas de la Provincia Magmática del Atlántico Central intrusivas poseen una tasa de enfriamiento más lenta y un pulso de actividad más rápido que el posterior volcanismo del Sistema Ibérico.

El análisis estadístico de los primeros resultados paleomagnéticos preliminares obtenidos en el volcanismo del sureste del Sistema Ibérico (muestreados en la Sierra de Javalambre) no sostiene las sospechas previamente sugeridas de una remagnetización de los materiales volcánoclasticos o de una edad del volcanismo más antigua a la edad geológicamente asignada.

Los resultados preliminares obtenidos refuerzan en cambio la idea de la idoneidad paleomagnética de este volcanismo para el registro de remanencias asociadas a la época de su emplazamiento, así como que el número de sitios estudiados no es suficiente para promediar adecuadamente la variación paleosecular, por lo que las implicaciones que aportan su registro magnético no son por el momento concluyentes.

A pesar de la dificultad de la corrección por el basculamiento de las capas en las que se encuentra estratificado, este estudio paleomagnético preliminar demuestra la potencialidad del registro magnético del volcanismo jurásico del sureste del Sistema Ibérico (también incluyendo los materiales volcánoclasticos), para aportar una valiosa información tanto tectónica como geomagnética. Son de agradecer en este sentido los esfuerzos que se están realizando en el refinamiento de las dataciones de este volcanismo. Del mismo modo, más estudios paleomagnéticos son necesarios en este volcanismo para poder promediar la variación secular y reducir la incertidumbre al 95% tanto de su polo paleomagnético como de la dispersión geomagnética que se deduzca de su registro. Desde el punto de vista tectónico, el contraste del registro magmático con el sedimentario permitiría una evaluación más precisa de la evolución de la placa Ibérica durante el periodo Jurásico. Atendiendo a las implicaciones geomagnéticas, se contribuiría a un mejor conocimiento de la dispersión del paleocampo correspondiente a esta época asociada a una alta tasa de inversiones.

5. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Juan José Villalaín su asistencia geológica en el muestreo en la sierra de Javalambre, y a Fátima Martín-Hernández sus trabajos preliminares que impulsaron el estudio posterior en la Sierra de Javalambre aquí analizado. Fátima Martín-Hernández y un revisor anónimo han contribuido con sus correcciones y sugerencias a una mayor claridad en la exposición de los resultados de este trabajo.

6. REFERENCIAS

- BAKX, L.A.J. (1935). La Géologie de Cascante del Río et Valacloche, Espagne. *Leids. Geol. Med.*, 7 (2), pp. 157-220.
- BIGGIN, A.J., VAN HINSBERGEN, D.J.J., LANGEREIS, C.G., STRAATHOF, G.B., DEENEN, M.H.L. (2008). Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169, 3-19, doi:10.1016/j.pepi.2008.07.004.
- COX (1970). Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20, 253-269.
- DE VICENTE, G., VEGAS, R., MUÑOZ-MARTÍN, A., VAN WEES, J.D., CASAS-SÁINZ, A., SOPENA, A., SÁNCHEZ-MOYA, Y., ARCHE, A., LÓPEZ-FISHER, R.A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 217, 295-305.
- GAUTIER, F. (1986). Sur l'existence et l'âge d'un paléovolcanisme dans le Jurassique sud-aragonais (Espagne). *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, 3, pp. 74-75.
- GAUTIER, F. y ODIN, G.S. (1983). Volcanisme Jurassique du Sud de l'Aragon (Espagne). *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, 2, 73-77.
- GÓMEZ, J., OLAIZ, A., FERNÁNDEZ-LOZANO, J. (2009). Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470, 224-242.
- JOHNSON C.L., CONSTABLE, C.G., TAUXE, L., BARENDREGT, R., BROWN, L.L., COE, R.S., LAYER, P., MEJIA, V., OPDYKE, N.D., SINGER, B.S., STAUDIGEL, H. & STONE, D.B. 2008. Recent investigations of the 0-5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04032, doi:10.1029/2007GC001696.
- JUÁREZ, M.T., LOWRIE, W., OSETE, M.L., MELÉNDEZ, G. (1998). Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 729-743.
- KIRSCHVINK, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- MARTÍN, R. (1936). Die Geologie von Camarena de la Sierra und Riodeva (Provinz Teruel, Spanien). *Leids. Geol. Mededel*, 8, pp. 55-154.
- MARTÍNEZ -GONZÁLEZ, R., LAGO SAN JOSÉ, M., VALENZUELA RÍOS, J.I., VAQUER NAVARRO, R., y SALAS, R. (1996). El magmatismo alcalino jurásico del sector SE de la Cadena Ibérica: Composición y estructura. *Geogaceta*, 20(7), 1687-1690.
- MCELHINNY, M.W. & MCFADDEN, P.L. (1997). Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, 131, 240-252.
- MCFADDEN, P.L. (1990). A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International*, 103, 163-169.
- MCFADDEN, P. L., MERRILL, R. T., MCELHINNY, M.W. & LEE, S. H. (1991). Reversals of the earths magnetic-field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research*, 96, 3923-3933.
- MCFADDEN, P.L. & JONES, F.J. (1981). The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67, 19-33
- MCFADDEN, P.L. & MCELHINNY, M.W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103, 725-729.

- MCFADDEN, P.L., MERRILL, R.T. & MCELHINNY, M.W. (1988). Dipole quadrupole family modelling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B10), 11583–11588, doi:10.1029/JB093iB10p11583.
- OSETE, M.L., GIANANELLA, P.R., GÓMEZ, J.J., VILLALAÍN, J.J., GOY, A., HELLER, F. (2007). Magnetostratigraphy of Early–Middle Toarcian expanded sections from the Iberian Range (central Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 259, 319–332. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.048.
- OSETE, M.L., GÓMEZ, J.J., PAVÓN-CARRASCO, F.J., VILLALAÍN, J.J., PALENCIA-ORTAS, A.; RUIZ-MARTÍNEZ, V.C.; HELLER, F. (2010). The evolution of Iberia during the Jurassic from palaeomagnetic data. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2010.05.025.
- OSETE, M.L., REY, D., VILLALAÍN, J.J. Y JUÁREZ, M.T. (1997). The late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geologie en Mijnbouw*, 76, 105–119.
- PALENCIA-ORTAS, A., OSETE, M.L., VEGAS, R., SILVA, P. (2006). Paleomagnetic study of the Messejana Plasencia dyke (Portugal and Spain): a lower Jurassic paleopole for the Iberian plate. *Tectonophysics*, 420, 455–472.
- PALENCIA, A.; OSETE, M.L.; MARTÍNEZ-GONZÁLEZ, M.R. Y MARTÍN-HERNÁNDEZ, F. (2000). Estudio Paleomagnético del volcanismo jurásico de la región de Javalambre. *2ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 333–334. Ed.: Instituto Geofísico do Infante D. Luís. Portugal. ISBN: 0870-2748.
- PERRIN, M., PREVOT, M., MANKINEN, E.A. (1991). Low intensity of the geomagnetic field in early Jurassic time. *Journal of Geophysical Research*, 96 (9), 14197–14210.
- SCHOTT, J.J., MONTIGNY, R., THUIZAT, R. (1981). Paleomagnetism and potassium–argon age of the Messejana dyke (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457–470.
- STACEY, F.D. (1967). The Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 2, 67–68.
- VALENZUELA RÍOS, J.I.; MARTÍNEZ GONZÁLEZ, R.M.^a y LAGO, M. (1996), «Nota preliminar sobre la edad del paleovolcanismo jurásico de Javalambre (Cordillera Ibérica, Teruel)», *Geogaceta*, 19, pp. 39–40.
- VANDAMME, D. (1994). A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85(1–2): 131–142.