

Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, Noroeste de España)

Magnetostratigraphy of the cenozoic successions of the As Pontes basin (La Coruña, Northwestern Spain)

A. HUERTA⁽¹⁾, J. M. PARÉS^{(2)*}, L. CABRERA⁽¹⁾, B. FERRÚS⁽¹⁾ y A. SÁEZ⁽¹⁾

(1) *Dep. de Estratigrafia i Paleontologia, Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques. Univ. de Barcelona, Fac. de Geologia, Campus de Pedralbes. E-08028 Barcelona. e-mail: lluis@natura.geo.ub.es*

(2) *Institut de Ciències de la Terra (Jaume Almera) C.S.I.C., C/ Solé i Sabaris s/n, E-08028 Barcelona*

**Actualmente en: Department of Geological Sciences, University of Michigan, 2534 C.C. Little Building, Ann Arbor, Michigan 48109-1063. e-mail: jmpares@umich.edu*

RESUMEN

La cuenca terciaria de As Pontes (Noroeste de España), asociada a un corredor de fallas transcurrentes de dirección NW-SE, ha sido datada mediante magnetoestratigrafía, para lo cual se han estudiado un total de cuatro sucesiones magnetoestratigráficas. Las litologías estudiadas han sido sobre todo arcillas aluviales y palustres-lacustres, con un contenido variable de materia orgánica. En total se han desmagnetizado unos 900 especímenes, mediante desmagnetización térmica y por campos alternantes. Los minerales responsables de la magnetización en las rocas estudiadas son la magnetita y los sulfuros de hierro. A partir de los datos paleomagnéticos, se puede establecer que la sedimentación en la cuenca comenzó en el cron 10r (parte alta del Stampiense) y se prolongó, como mínimo, hasta el subcron 6AAr.2n (Aquitaniense superior). Así, la duración de la sedimentación en la cuenca fue de unos 6,2 Ma, abarcando desde la última parte del Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano. La correlación magnetoestratigráfica de las diferentes sucesiones de la cuenca ha permitido establecer una correlación cronológica muy precisa a escala de cuenca, determinando la casi total isocronía de la mayor parte de los diferentes niveles de lignito y de las unidades litoestratigráficas de la cuenca. Por otro lado, las declinaciones medias muestran una rotación de $9^{\circ} \pm 4^{\circ}$ para el relleno sedimentario de la cuenca de As Pontes, en sentido horario con respecto a la declinación del Oligoceno-Mioceno, coherente con el movimiento dextrógiro del corredor de fallas transcurrentes de dirección NW-SE. La datación del registro sedimentario de la cuenca de As Pontes permite establecer que los sistemas de fallas transcurrentes de orientación NW-SE del noroeste de la Península Ibérica fueron fuertemente activos desde la última parte del Oligoceno temprano hasta el Mioceno temprano. La finalización del movimiento principal de estos sistemas de fallas coincidió con el fin de actividad del margen entre la microplaca Ibérica y la placa Europea. Esto implicaría que el final de la actividad tectónica principal coincide en el *offshore* y en el *onshore* del NW peninsular.

Palabras clave: Magnetoestratigrafía. Cronoestratigrafía. Oligoceno-Mioceno. Cuenca sedimentaria con carbón. As Pontes. NW España.

ABSTRACT

The Tertiary Basin of As Pontes (Northwest Spain) is associated with an onshore NW-SE dextral strike-slip fault system. A total of 900 specimens from the sedimentary infill have been demagnetized, using thermal and alternating field demagnetization procedures. Paleomagnetic data indicate that the duration of sedimentation in the basin was about 6,2 My, lasting from the latest Early Oligocene until the Early Miocene. The magnetostratigraphy of the basin successions allows us to establish a very precise chronological correlation within the basin. In addition, the overall pattern of declinations shows a clockwise rotation ($9^{\circ}\pm 4^{\circ}$ in the sedimentary infill) with respect to the Oligocene-Miocene reference declination, coherent with a NW-SE dextral strike-slip faults system. The dating of the sedimentary infilling of the As Pontes basin establishes that the NW-SE dextral strike-slip faults system of NW Iberian Plate were highly active from the uppermost Early Oligocene to the Early Miocene. This implies that the end of the main tectonic activity in both NW Iberian offshore and onshore took place during the same time span.

Keywords: Magnetostratigraphy. Chronostratigraphy. Oligocene-Miocene. Sedimentary coal basin. As Pontes. NW Spain.

EXTENDED ABSTRACT

Setting and objectives

Close to La Coruña, NW Spain, there are two NW-SE strike-slip systems and their related basins, including the As Pontes basin (Fig. 1). These onshore strike-slip systems are related to the Atlantic opening and to the relative motion of the European and African Plates (Mauffret et al., 1978; Boillot and Malod, 1988). From the Late Cretaceous to Early Oligocene the convergence between Africa and Europe caused the collision between Iberia and Europe, which resulted in the building of the Pyrenean-Cantabrian Belt. The subduction of oceanic crust below the continental Iberian Plate starting in the Upper Cretaceous was blocked during the Paleogene, the deformation being transferred to the interior of the Iberian Plate with the generation of NW-SE dextral transpressional faults that gave rise to a set of strike-slip basins in the NW part of the plate (Santanach, 1994; Alonso et al., 1996).

The Tertiary basin of As Pontes is associated to one of the two onshore NW-SE dextral strike-slip faults system in NW Spain. The basin, 7 km long and 1.5 to 2.5 km wide, shows a NW-SE orientation, parallel to the strike-slip fault system orientation (Fig. 2). The basin was generated in a complex dextral-slip fault zone (Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1992; Ferrús and Santanach, 1994; Ferrús, 1994 and 1998; Cabrera et al., 1996). The northern margin is bounded by a NW-SE dextral strike-slip fault with a total slip of about 1 km.

The As Pontes basin is one of the better known basins in Galicia thanks to the extensive well exploration and to the open pit coal mining. There are thrust-sheet systems that propagated in a "break-back" sequence and, laterally, follow a NE-SW orientation (Santanach et al., 1988; Ferrús, 1998). Interaction between the north margin compressive structure and a N-S normal fault system resulted in the generation of two asymmetrical sub-basins which acted as main depocentres. In the inner basin zones, the infill is affected by N-S normal faults, folds and small E-W thrusts which involve the basement (Fig. 3). All the major and minor structures described in the basin are coherent with a N-S Cenozoic shortening.

The evolution of the sedimentary infill of the As Pontes basin is controlled by a set of thrusts, faults and folds. The tectonic structures linked to the evolution of the strike-slip fault system controlled the basin evolution and, in the early stages, resulted in the generation of two sub-basins which, subsequently, coalesced and resulted in a single depositional zone (Fig. 3). Thus, a precise chronology of the syntectonic basin infill would lead to a better understanding of the basin evolution and of the offshore tectonic activity.

The syntectonic basin infill consists of alluvial sandstones and mudstones, lacustrine mudstones, and minor dolostones that interleave thin (less than 1 m) to very thick (up to 30 m) swamp-marsh coal seams (Fig. 3). Four major lithostratigraphic units were initially defined on the basis of the coal-terrigenous deposits ratio and on the development of subaqueous lacustrine facies (Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1992; Ferrús, 1994; Cabrera et al., 1996). Units I and IV include the thickest coal seams in the basin, with Unit I recording the largest lacustrine influence. Unit II shows a more

equal coal/terrigenous deposits ratio with minor lacustrine influence. Unit III records a noticeable spreading of alluvial environments with no coal accumulation. Late evolutionary stages were characterized by restriction of strike-slip tectonic activity along the northern basin margin and by the development of a single, wider depositional zone.

There are three main objectives in this magnetostratigraphic work:

- a) The achievement of a continuous dating of the sedimentary infill of the two sub-basins.
- b) The establishment of a chronological and tectonic relation between the two sub-basins and their associated structures.
- c) The determination of the chronology of these strike-slip faults.

Methodology

A total of four local magnetostratigraphic successions have been constructed, including two outcrop successions and two core well successions (Fig. 2). More than 500 sites were sampled at an average of 1.5 m (Huerta, 1995). The studied lithology consisted mainly of mudstones with low organic matter content. About 900 samples have been demagnetized, through thermal and alternating field demagnetization (Fig. 4). The main feature of the sample demagnetization is the low intensity of the magnetization and the combustion of the organic fraction of the samples during the thermal demagnetization. Both thermal and AF demagnetization procedures successfully removed the components of the characteristic directions.

Susceptibility variation during thermal demagnetization (Fig. 5) and IRM acquisition curves (Fig. 6) of typical samples show the same properties that are described for magnetite and ferrimagnetic iron sulfides (Dekkers, 1988 and 1989; Krs et al., 1990 and 1992; Hoffmann, 1992).

Fold test was carried out in order to check whether the characteristic directions are primary. The used fold test (McElhinny, 1964) is based in the comparison of variances to the direction dispersion observed before and after structural correction (Fig. 7). The test calculates the ratio k_2/k_1 and compares this with the confidence limits for k_2/k_1 given in Table 1 for different number of samples (N). Comparing the obtained value with the table we can confirm that the fold test is positive within a 95% confidence limit, indicating that the characteristic directions are previous to the formation of the fold and probably reveal a primary magnetization.

The VGP latitude build the two outcrop magnetostratigraphy successions (W and E successions). The magnetostratigraphy from well core sections is deduced from the inclination of the ChRM direction. Paleomagnetic declination of sample is unconstrained due to core rotation. Thus the correlation to the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) of Cande and Kent (1995) is based on the two outcrop magnetostratigraphic successions and supported by the core results.

Results

Fisher mean directions of normal and reversed characteristic magnetization directions, after structural correction, of all the directions of the As Pontes basin, show a clockwise deviation with respect to the Oligocene-Miocene reference paleomagnetic direction for Iberia (Barberà et al., 1996). The paleomagnetic deviation is $14^\circ \pm 5^\circ$ for the W succession and $6^\circ \pm 6^\circ$ for the E succession (Fig. 9). The mean deviation for all the samples of the As Pontes basin is $9^\circ \pm 4^\circ$ clockwise with respect the Oligocene-Miocene reference declination. The deviation affects all the basin infill and it is interpreted as a tectonic rotation. Therefore, this rotation occurred after the sedimentation of the uppermost sampled level of the basin infill. Though we do not have paleomagnetic evidence, we think that the rotation affects also the Precambrian-Paleozoic basement and thus it is associated with regional dextral strike-slip tectonics.

The magnetostratigraphic correlation of the different successions within the basin has allowed to establish a highly precise chronologic correlation of the two sub-basins and the isochrony or heterochrony of the different lignite seams and the lithostratigraphic units of the basin.

Correlation to GPTS (Fig. 10) shows that sedimentation in the basin began some time before the end of the Chron 10r (28.7 Ma) and it lasted, at least, until the end of the subchron 6AAr.2n (22.5 Ma). The minimum duration of the sedimentation in the basin is thus about 6.2 My, and it comprises from the uppermost Early Oligocene (upper part of the Stampian) to the Early Miocene (upper Aquitanian). Magnetostratigraphy allows us to determine the duration of the four units defined in the basin (Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1992; Ferrús, 1994; Cabrera et al., 1996). Our precise dating of the syntectonic basin infill allows to date the movement of the thrusts, normal faults and NW-SE dextral strike-slip fault systems that controlled the evolution of the As Pontes basin (Fig. 11). The magnetostratigraphic dating of the deposits allows us to establish that the onshore tectonic activity in the NW Iberian margin took place at least from the Lower Oligocene to the Lowermost Miocene (28.7 to 22.5 Ma).

The magnetostratigraphy of the As Pontes basin enables to determine that the NW-SE dextral strike-slip fault systems of NW Iberian Plate affecting its NW margin were active from the uppermost Early Oligocene to the Early Miocene (Rest and Srivastava, 1991). The end of the movement of this fault system coincided with the end of activity in the NW Iberian Plate offshore boundary according to the sea-floor magnetic anomalies (AM 6). Thus the main tectonic activity ended at the same time in both places offshore and NW Spanish onshore.

Conclusions

The derived results from the magnetostratigraphic study of the sedimentary infill of the As Pontes basin, obtained from four correlated magnetostratigraphic successions allow us to extract the following conclusions:

- 1) The minerals that carry the magnetization are magnetite and iron sulfides. There are no evidences of other magnetic minerals as goethite or hematite.
- 2) There is a clockwise rotation of $9^\circ \pm 4^\circ$ relative to the Oligocene-Miocene declination of the basin infill that probably affected the Precambrian-Paleozoic basement. The rotation occurred after the sedimentation of the uppermost sampled level of the basin infill (Aquitanian).
- 3) The sedimentation comprises from the upper part of the Stampian (uppermost Early Oligocene) to the upper Aquitanian (Early Miocene), and began some time before the end of the Chron 10r (28.7 My) and it lasted, at least, until the end of the subchron 6AAr.2n (22.5 My). The least duration of the sedimentation in the basin is about 6.2 My.
- 4) The main tectonic movement of thrusts, normal faults and NW-SE dextral strike-slip fault system began in the Stampian and finished in the upper Aquitanian-Burdigalian.
- 5) The end of the movement of the onshore and offshore strike-slip faults systems in the NW Spain coincides with the end of the sea-floor spreading in the NW Iberian Plate boundary according to the magnetic anomalies (AM 6), during upper Aquitanian-lower Burdigalian.

The overall data allow to establish the age of the end of the convergence of the NW Iberian Plate boundary at the Aquitanian-Burdigalian (AM 6).

INTRODUCCIÓN

La aplicación de las diferentes técnicas paleomagnéticas en la cuenca de As Pontes se planteó, inicialmente, para obtener la datación continua del registro sedimentario de la cuenca de As Pontes y detectar posibles discontinuidades dentro del mismo. También, para precisar en lo posible las relaciones entre el relleno sedi-

mentario de las dos cubetas que componen la cuenca y sus relaciones, tanto cronológicas como cinemáticas, con las estructuras asociadas a su formación (fallas direccionales, cabalgamientos, fallas normales, pliegues y posibles rotaciones). Establecer un marco cronológico para la cuenca de As Pontes tiene un gran interés para el conocimiento de la evolución cenozoica del noroeste de España.

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

En el noroeste de la Península Ibérica existen dos corredores de cuencas terciarias, asociados a fallas transcurrentes dextróginas de dirección NW-SE (Santanach et al., 1988; fig. 1). Estas fallas están relacionadas con los procesos tectónicos que afectaron al margen nordibérico. Desde el Cretácico tardío hasta el Mioceno temprano, la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática (Mauffret et al., 1978; Boillot y Malod, 1988) generó el orógeno pirenaico. En el NW peninsular la subducción de la placa oceánica Atlántico-Europea bajo la placa Ibérica

generó el prisma tectónico de acreción (Fig. 1). Durante el Paleoceno, quedó bloqueada la subducción nordibérica y se trasladó la deformación al interior de la placa, formándose las estructuras asociadas a la génesis de la Cordillera Cantábrica y de la cuenca del Duero (Fig. 1), entre las que se encuentran los sistemas de fallas transcurrentes de orientación NW-SE (Santanach, 1994; Alonso et al., 1996). El margen NW de la Península Ibérica dejó de ser significativamente activo en el límite Aquitaniense-Burdigaliense, ya que la terminación de la zona de suturación en la vecina región atlántica está fosilizada por la anomalía magnética 6 (Roest y Srivastava, 1991).

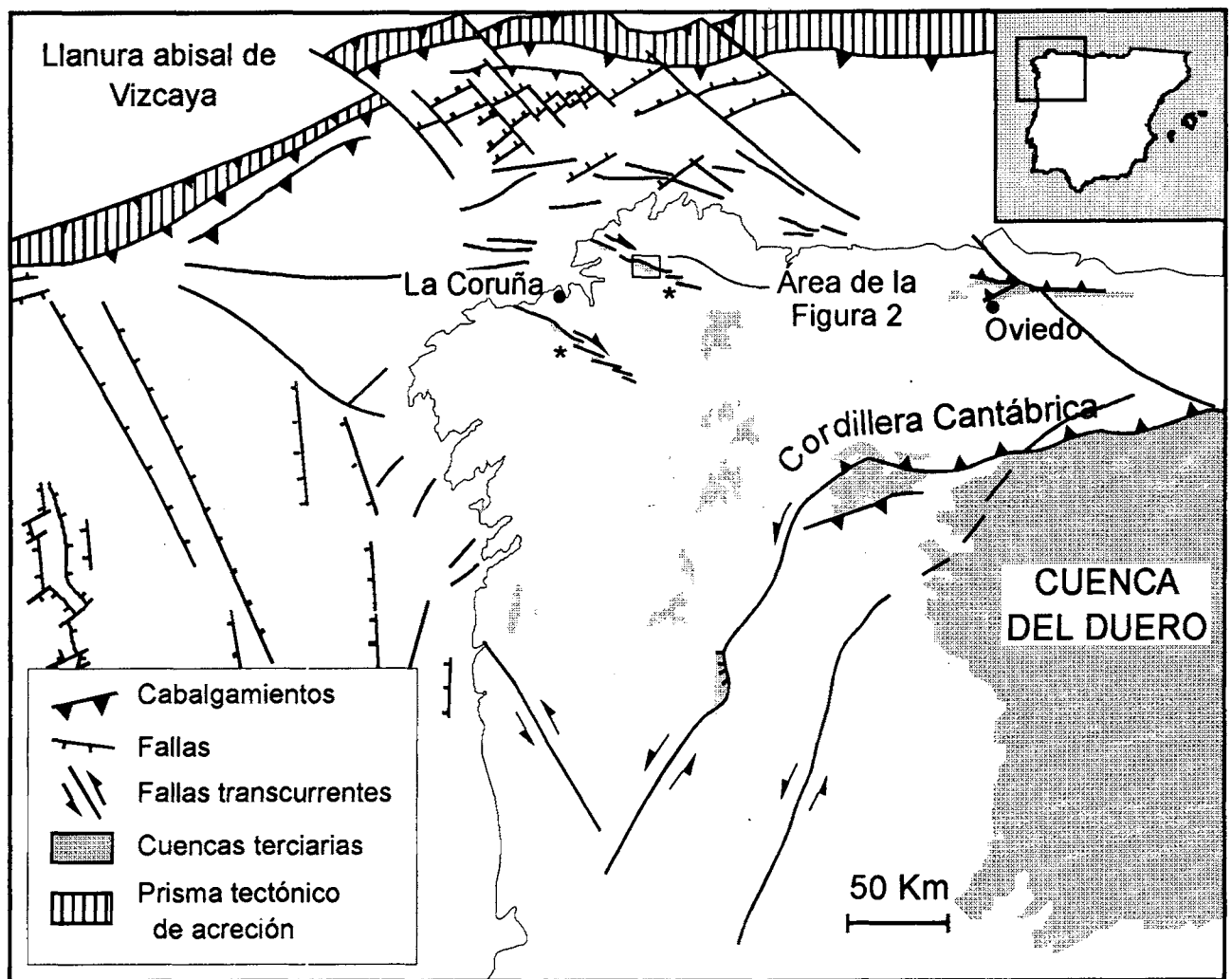


Figura 1. Mapa tectónico simplificado del NW de España, señalando el contexto geodinámico de las cuencas terciarias en esta área (adaptado de Santanach, 1994 y Boillot y Malod, 1988). Los símbolos (*) señalan la posición de los corredores de cuencas terciarias asociados a fallas transcurrentes dextróginas de dirección NW-SE.

Figure 1. Main tectonic features and Tertiary basins of NW Spain (from Santanach, 1994 and Boillot and Malod, 1988). The symbol (*) shows the location of the tertiary basins related to NW-SE dextral strike-slip systems.

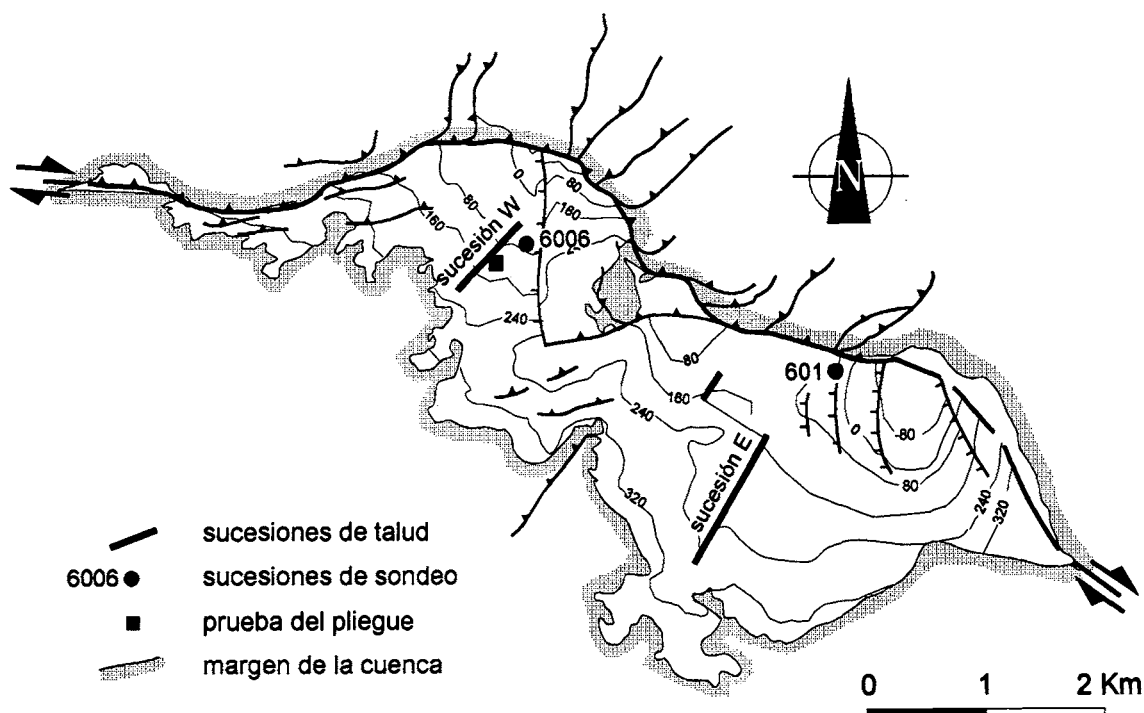


Figura 2. Mapa tectónico simplificado de la cuenca carbonífera de As Pontes, con isobatas (respecto al nivel del mar) y localización de las sucesiones estudiadas (modificado de Bacelar et al, 1992, según Ferrús, 1998).

Figure 2. Main structural features of the As Pontes basin, isobath contour (sea level datum) and location of the sampling sections (from Bacelar et al., 1992, by Ferrús, 1998).

Entre las cuencas asociadas a las fallas transcurrentes de dirección NW-SE destaca la cuenca de As Pontes (Fig. 2), por ser la mejor conocida debido a la exploración y a la explotación de lignitos. Gracias a los estudios geológicos allí realizados se conocen con relativa precisión distintos aspectos geológicos de la cuenca como son: el contexto estructural (Santanach et al., 1988; Santanach, 1994), la estratigrafía (Cabrera et al., 1995 y 1996), la paleoclimatología (Médus, 1965) y la relación entre tectónica y sedimentación (Bacelar et al., 1988 y 1992; Ferrús y Santanach, 1994; Ferrús, 1998).

MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA CUENCA

La cuenca de As Pontes (LAT.= 7,8°W, LONG:= 43,5°N) tiene 7 km de longitud y entre 1.5 y 2.5 km de anchura. Muestra una morfología elongada paralela a la falla direccional de orientación NW-SE (Fig. 2). La falla principal presenta dos inflexiones contractivas (*"restraining bend"*; Christie-Blick y Biddle, 1985) que generaron cabalgamientos, fallas normales e inversas y pliegues que controlaron la evolución del relleno sedimentario (Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1992; Ferrús, 1994 y 1998; Ferrús y Santanach, 1994; Cabrera et al., 1996).

En general, la cuenca muestra una forma asimétrica siendo mayor la potencia de los depósitos hacia su margen nororiental (hasta unos 400 m de espesor), donde el límite está definido por fallas inversas que presentan orientaciones E-W, en unos segmentos y NNW-SSE, en otros. Estas fallas inversas forman sistemas de apilamiento que afectan y deforman el relleno sedimentario (Santanach et al., 1988). Hacia la parte sur de la cuenca la potencia de la sucesión, que solapa los materiales del zócalo paleozoico, es cada vez menor.

Tanto en el relleno sedimentario como en el basamento hercínico se reconocen fallas normales de dirección N-S e inversas de dirección E-W. Estas estructuras hacen que el fondo de la cuenca sea irregular. Una de estas irregularidades fue lo suficientemente importante como para constituir un umbral que dividió la cuenca en dos cubetas, situadas una al E (cubeta Oriental) y otra al W (cubeta Occidental), durante las primeras etapas de la sedimentación.

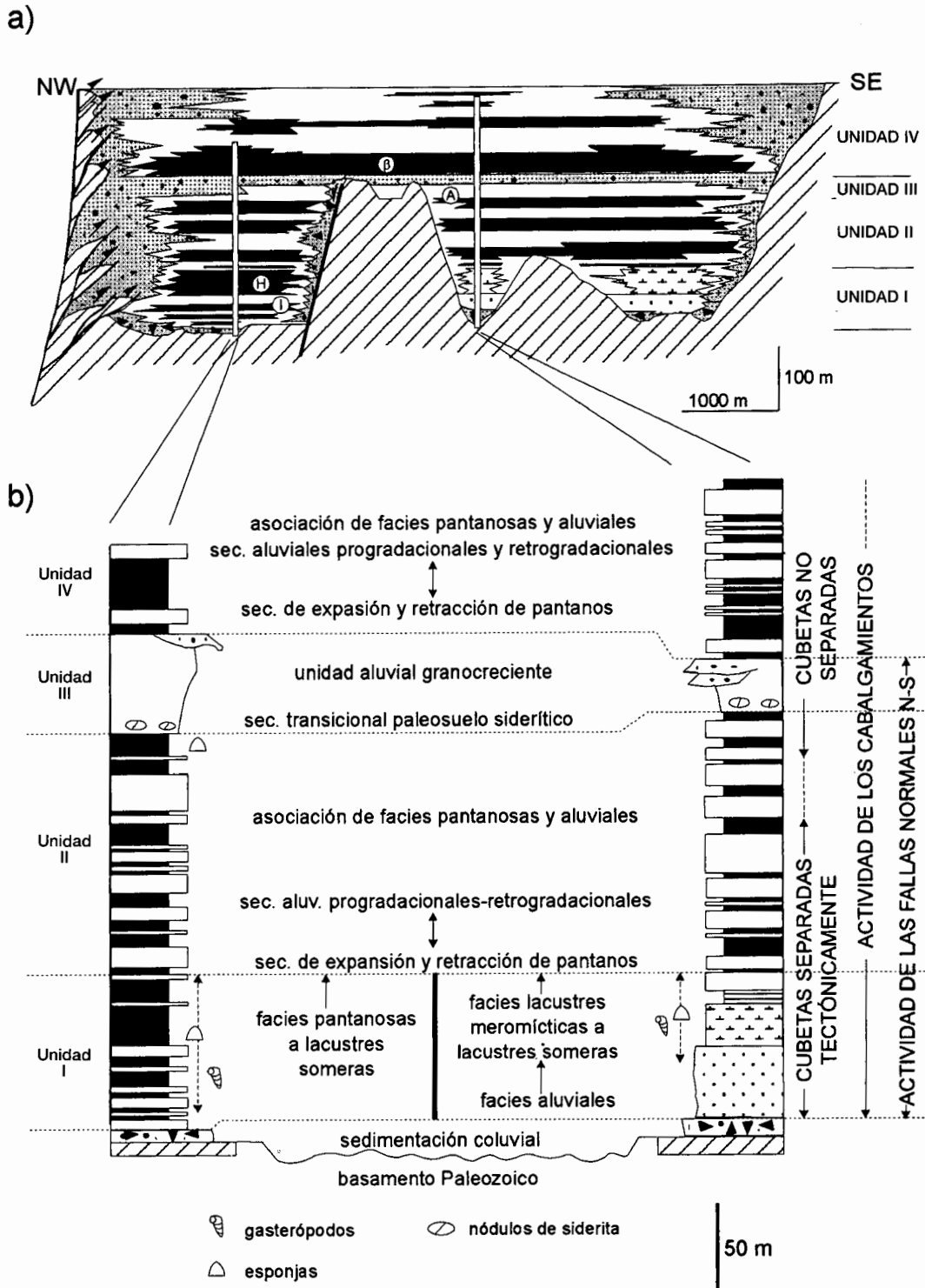


Figura 3. Diagrama estratigráfico del relleno sedimentario de la cuenca de As Pontes señalando sus características más importantes, rasgos secuenciales y las relaciones con las estructuras tectónicas. a) Esquema de corte estratigráfico. b) Columnas estratigráficas sintéticas con los rasgos secuenciales más importantes (modificado de Cabrera et al., 1995).

Figure 3. Stratigraphic framework of the As Pontes basin infill with indications of major features, sequential trends and relations to the main tectonic structures. a) Stratigraphic sketch. b) Simplified sections showing main sequential trends (from Cabrera et al., 1995).

ESTRATIGRAFÍA

El relleno sedimentario de la cuenca de As Pontes es sintectónico de tal forma que los cabalgamientos del margen nororiental de la cuenca son sucesivamente fosilizados por el relleno sedimentario (Fig. 3). De la misma forma, la falla normal N-S y las fallas inversas de dirección E-W, que generan el umbral causante de la división en dos cubetas, son fosilizadas hacia la parte media de la historia sedimentaria de la cuenca (Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1992; Ferrús, 1994; Cabrera et al., 1996).

En general, se observa que los sistemas de cabalgamientos del margen noroccidental y el resto de las estructuras que caracterizan la evolución de la cuenca de As Pontes tienden a disminuir su actividad de forma manifiesta a medida que transcurre la historia de la cuenca (Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1988 y 1992; Ferrús y Santanach, 1994; Santanach, 1994).

El relleno sedimentario está compuesto principalmente por la alternancia de materiales terrígenos (arcillas, areniscas y ocasionalmente conglomerados) y materiales carbonosos (lignitos y arcillas carbonosas), aunque también existen minoritariamente materiales carbonatados. Los materiales terrígenos fueron aportados a la cuenca por sistemas de abanicos aluviales de poca entidad, adosados a sus márgenes septentrionales y más expandidos desde su extremo oriental (Bacelar et al., 1992; Cabrera et al., 1995 y 1996). Los materiales carbonosos y los pocos materiales carbonáticos que hay en la cubeta oriental (Fig. 3) se formaron en sistemas lacustres-palustres. Estas litologías pasan lateralmente hacia los márgenes de la cuenca a materiales terrígenos (Fig. 3).

La correlación litoestratigráfica de la cuenca de As Pontes se conoce de forma detallada ya que para la explotación de los lignitos se ha tenido que estudiar la litoestratigrafía de toda la cuenca, correlacionándose las diferentes capas de lignito con una gran precisión (Bacelar et al., 1992).

Principalmente, en base a las proporciones relativas de los materiales terrígenos y carbonosos (facies aluviales y facies palustres-lacustres), el relleno sedimentario ha sido dividido preliminarmente en cuatro unidades (Bacelar et al., 1988 y 1992; Cabrera et al., 1995 y 1996; Fig. 3), que de forma simplificada son:

- *Unidad I:* con una potencia máxima de 120 m, muestra facies diferentes en las dos cubetas. En la oriental hay facies lacustres más o menos bien desarrolladas (materiales terrígenos y carbonatados) con ausencia total de lignito. Mientras en la cubeta occidental hay una alternancia de materiales terrígenos y lignitos (facies aluviales y pantanosas). Destaca la presencia de un tramo de lignito de unos 30 m de potencia denominado H.

- *Unidad II:* con una potencia máxima de unos 120 m, muestra facies similares en ambas cubetas. Esta unidad está caracterizada por la alternancia de materiales terrígenos y carbonosos, correspondiendo, respectivamente, a diferentes estadios de contracción y retracción de los sistemas aluviales que alimentan la cuenca. Para el equipo de geología de la empresa ENDESA, la correlación de las unidades basales (I y II) en las dos cubetas era considerada imprecisa, al estar separadas físicamente y carecer de niveles de correlación.

- *Unidad III:* con una potencia máxima de unos 60 m, es la primera unidad que solapa claramente el umbral que

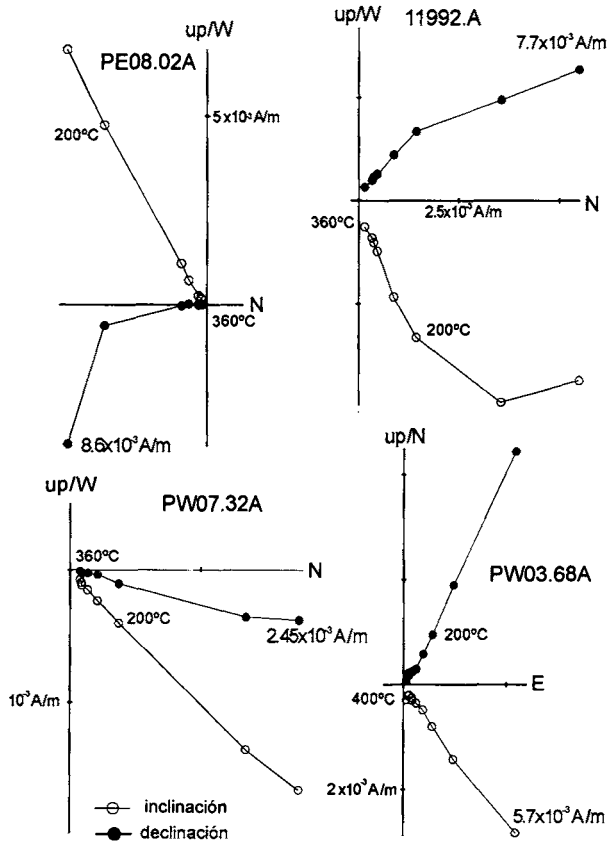


Figura 4. Diagramas ortogonales de desmagnetización en coordenadas geográficas de cuatro muestras representativas de las diferentes sucesiones.

Figure 4. Orthogonal demagnetization plots in-situ (geographic) co-ordinates of four typical samples from the study successions.

separaba las dos cubetas, y se puede seguir claramente en toda la cuenca. Está formada por materiales terrígenos.

• *Unidad IV*: con una potencia máxima de unos 180 m, esta unidad es similar a la unidad II, caracterizada por la alternancia de facies aluviales y pantanosas. Hacia techo el relleno es cada vez más terrígeno. Destaca la capa de lignito denominada β , con unos 30 m de potencia, presente en la mayor parte de la cuenca.

Las potencias de las diferentes unidades, principalmente de la Unidad I, varían según el sector de la cuenca en que se desarrolló la sedimentación.

El registro bioestratigráfico de la cuenca de As Pontes (López Martínez et al., 1993), exceptuando los datos palinológicos, es relativamente pobre. En los tramos inferiores hay restos de organismos límnicos (espículas de esponjas, gasterópodos, ostrácodos, peces). Los gasterópodos (*Hydrobia*, *Planorbarius*, *Potamides*) pueden llegar a formar acumulaciones importantes en la unidad inferior. Los numerosos restos de palinomorfos han permitido el conocimiento de algunos cambios paleoflorísticos (Médus, 1965). Han sido numerosos los intentos de datación biocronológica de la cuenca, siendo los más fiables los datos publicados por López Martínez et al. (1993) que determinan que los materiales estratigráficamente más bajos aflorantes en las explotaciones de la cubeta occidental corresponden al principio del Oligoceno superior (MP 25-26, en la escala biocronológica de Schmidt-Kittler, 1987), en base a la presencia del micromamífero *Issiodoromys* cf. *minor* en una capa de arcillas en la Unidad inferior I, situada bajo la base del paquete H.

MUESTREO PALEOMAGNÉTICO

Para el estudio paleomagnético se han muestreado dos sucesiones en superficie de unos 200 m de potencia, una en cada cubeta de la cuenca (sucesión W y sucesión E; fig. 2). Además, para completar el registro sedimentario no aflorante en las sucesiones muestreadas, se han muestreado dos sondeos, uno en cada cubeta (sondeo MP 6006 en la cubeta Occidental y sondeo MP 601 en la cubeta Oriental; fFig. 2). Los sondeos atraviesan prácticamente todo el relleno sedimentario de la cuenca y llegan al zócalo con unos 270 m de potencia. Adicionalmente, se han recogido 20 especímenes en una estación para realizar una prueba del pliegue en la cubeta Occidental (Huerta, 1995).

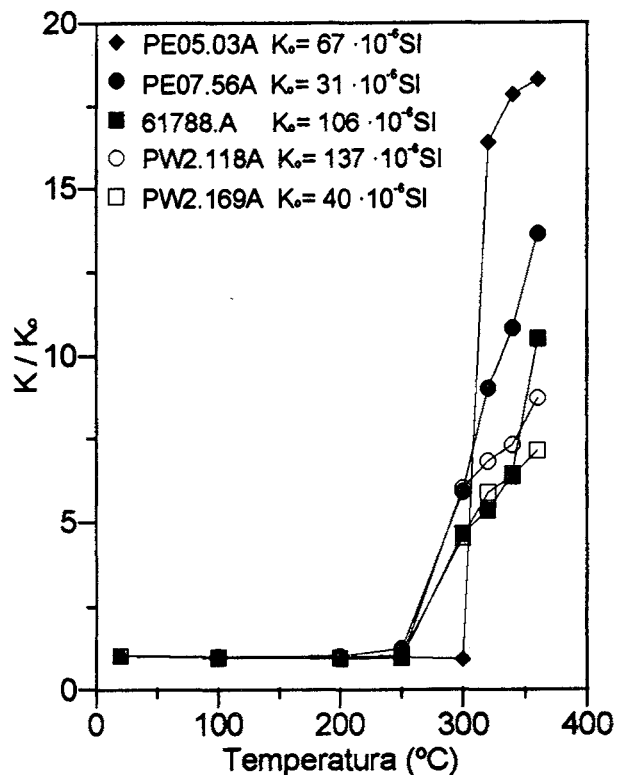


Figura 5. Variación de la susceptibilidad durante la desmagnetización térmica en muestras representativas de la cuenca de As Pontes.

Figure 5. Bulk susceptibility variation during thermal demagnetization from representative samples of the As Pontes basin.

Las sucesiones muestreadas están bien preservadas y sin fallas que eliminen o repitan registro sedimentario. El espaciado de muestreo ha variado entre 1,5 y 2 m según la calidad del afloramiento. Hay algunos tramos sin muestrear, por falta de testigo en el caso de los sondeos o por la existencia de numerosas pequeñas fracturas, que alteran las litologías a muestrear en el caso de la sucesión de superficie de la cubeta Oriental. Las estaciones de muestreo se han situado en afloramientos no alterados con litologías favorables, principalmente lutitas, a veces carbonosas, evitando los materiales de granulometría gruesa y los lignitos debido a que son litologías que generalmente no muestran magnetizaciones remanentes estables (Huerta, 1995). En total se han estudiado 524 estaciones de muestreo en los 964 metros de potencia que suman las cuatro sucesiones muestreadas. En las sucesiones de superficie se han recogido un mínimo de cuatro especímenes por estación. En las sucesiones de sondeo esto no ha sido posible por la escasa cantidad disponible de material del testigo.

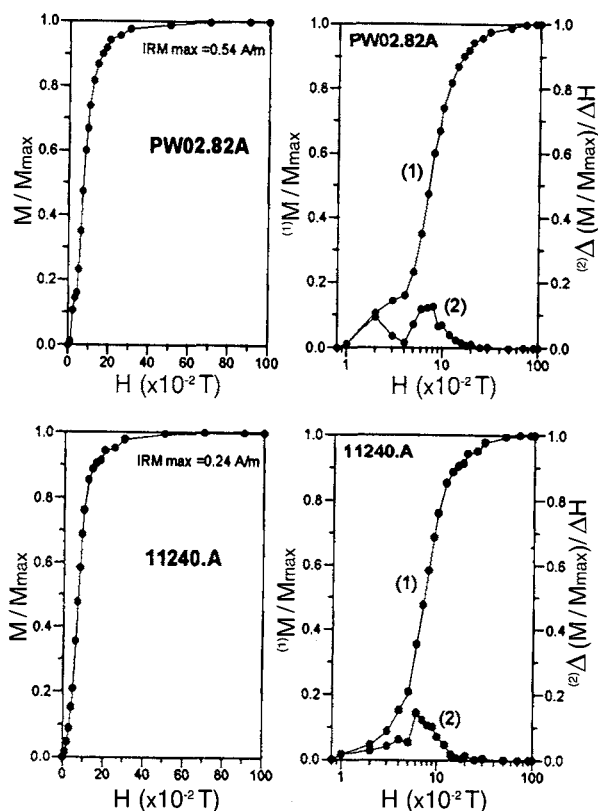


Figura 6. Análisis de la magnetización remanente isotérmica en muestras representativas. A la izquierda: curvas de adquisición progresiva de la MRI (valores de la MRI normalizados). A la derecha: (1) curvas de la adquisición de la MRI normalizada frente al campo magnético (H) a escala logarítmica; (2) espectro de coercitividad obtenido del cociente de incremento de MRI normalizada respecto al incremento de H (escala logarítmica).

Figure 6. IRM acquisition curves of representative samples. Left plots show the normalized acquisition of the IRM. Right plots show the normalized acquisition of the IRM (1) in a logarithmic axis and the obtained coercitivity spectra (2) ratio between normalized increase of the magnetization intensity and the increase of the applied magnetic field (H).

ANÁLISIS Y VERIFICACIÓN DE LA MAGNETIZACIÓN

Proceso de desmagnetización

Prácticamente todos los especímenes se han desmagnetizado térmicamente utilizando el desmagnetizador TSD-1 (Schonstedt), aunque también se ha utilizado el desmagnetizador por campos alternantes GSD-5 (Schonstedt), en las muestras con alto contenido en materia orgánica. La medida de la magnetización remanente

natural (MRN) se ha realizado utilizando un magnetómetro criogénico de tres ejes GM400 (CCL). La medición de la susceptibilidad magnética de las muestras estudiadas se ha realizado con un instrumento tipo Kappabridge KLY-2 (Geofyzika n. p. Brno). Los cambios de dirección e intensidad que se producen en la magnetización remanente durante el proceso de desmagnetización se han representado y estudiado mediante diagramas ortogonales de vectores de desmagnetización (Zijderveld, 1967).

En el caso de la desmagnetización térmica los incrementos de temperatura empleados han sido entre 20° y 100°C. Los intervalos de temperatura se han ido acortando a lo largo de la desmagnetización hasta una temperatura máxima de 400°C. En el conjunto de las muestras desmagnetizadas la principal caída de la MRN se produce entre los 100 y los 250°C (Fig. 4). Entre 300 y 400°C se produce un incremento de la susceptibilidad magnética que a partir de los 340°C ocasionalmente va acompañado de un incremento de la MRN (Fig. 5). Para las muestras desmagnetizadas la intensidad media inicial es de unos 10⁻⁴ A/m (mínimo 10⁻⁶; máximo, 7,3x10⁻² A/m), y la susceptibilidad media es de unos 100 x10⁻⁶ SI (mínimo, -21 x10⁻⁶ SI; máximo, 1200 x10⁻⁶ SI).

En general las temperaturas de desbloqueo de la magnetización remanente característica se produce alrededor de los 200-360°C. La magnetización característica es de declinación al nornordeste con inclinación moderadamente alta. La temperatura de desbloqueo junto con el espectro de baja coercitividad de las muestras (Fig. 6) y la variación de la susceptibilidad durante la desmagnetización térmica, son propiedades magnéticas similares a las descritas para la magnetita y para los sulfuros de hierro (Dekkers, 1988 y 1989; Krs et al., 1990 y 1992; Hoffmann, 1992). Así, la magnetización remanente se interpreta como originada por la combinación de magnetita y los sulfuros de hierro. En algunas rocas uno de los dos minerales es dominante. Los sulfuros de hierro de origen diagenético temprano constituyen una magnetización remanente química (MRQ), mientras que la magnetita podría constituir una magnetización remanente deposicional (MRD), representada por una magnetita detrítica aportada por los materiales del basamento hercínico. No es descartable sin embargo un posible origen diagenético para parte de la magnetita (Kirschvink y Chang, 1984). Estudios sobre la mineralogía de la cuenca de As Pontes (Huerta et al., 1997 y 1998) indican que, la gran mayoría de las fases minerales diagenéticas reconocidas en ella, pertenecen a la diagénesis temprana, y son prácticamente sindeposicionales. Este hecho explica que la MRD y la MRQ en la cuenca de As Pontes tengan la misma dirección y polaridad.

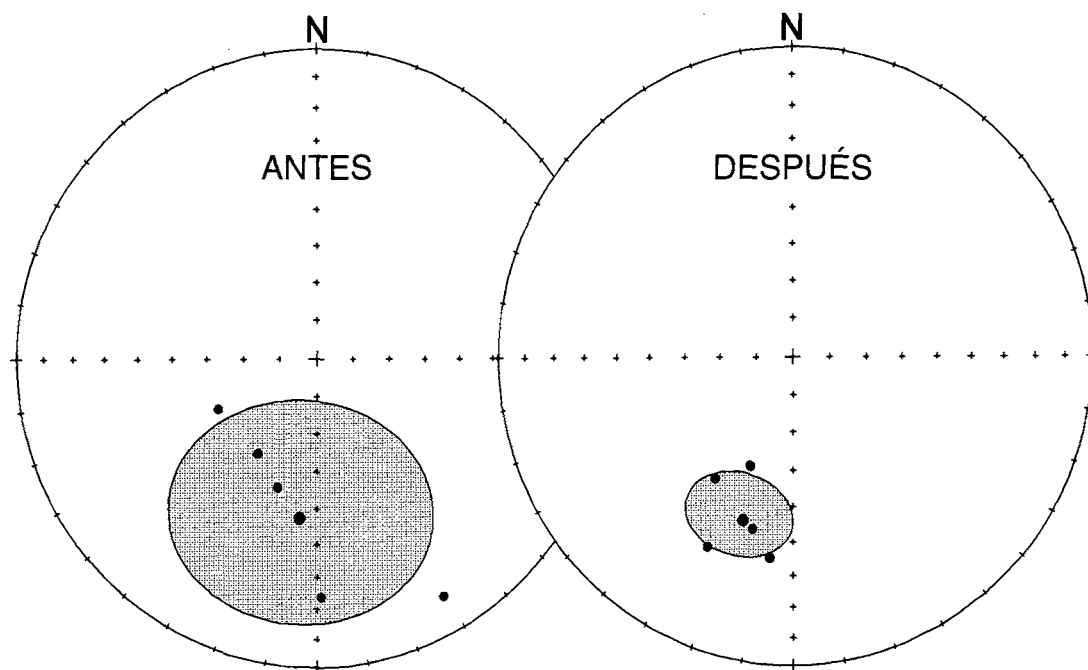


Figura 7. Proyecciones estereográficas de las direcciones características de las muestras empleadas para la prueba del pliegue antes y después de la corrección tectónica.

Figure 7. Equal-area lower hemisphere stereographic projection of the Characteristic Remanent Magnetization directions from the two flanks of the sampled fold, before and after structural correction. See text for discussion.

Verificación del carácter primario de la magnetización

Para comprobar si la magnetización característica obtenida de la desmagnetización de los diferentes especímenes tiene origen primario se ha realizado la prueba del pliegue laxo McElhinny (1964). Para ello se han recogido un total de 20 recogidos en ambos flancos de un pliegue asimétrico a una distancia de 20 metros. Para realizar la prueba del pliegue se ha comparado el parámetro k de Fisher (1953) antes y después de la corrección tectónica (Fig. 7 y tabla 1), para las direcciones de magnetización correspondientes a 3 muestras situadas en un flanco y 2 en el flanco contrario el valor crítico de la relación entre los valores de k es de 5,8 confirmando que las direcciones características son anteriores a la formación del pliegue y presumiblemente primarias con un nivel de confianza del 95%.

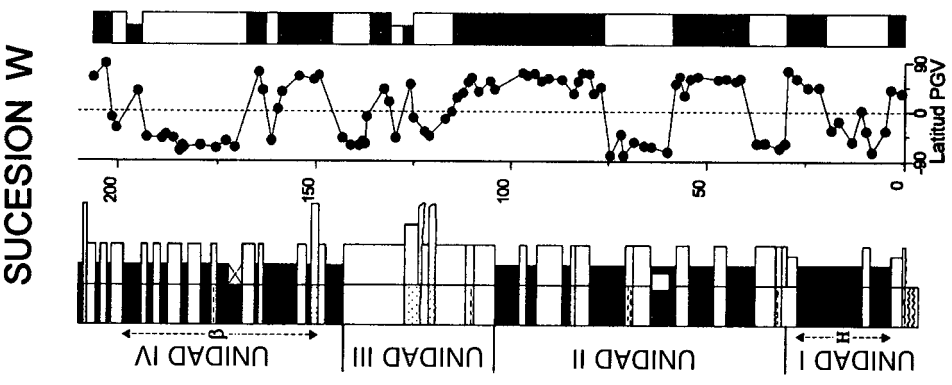
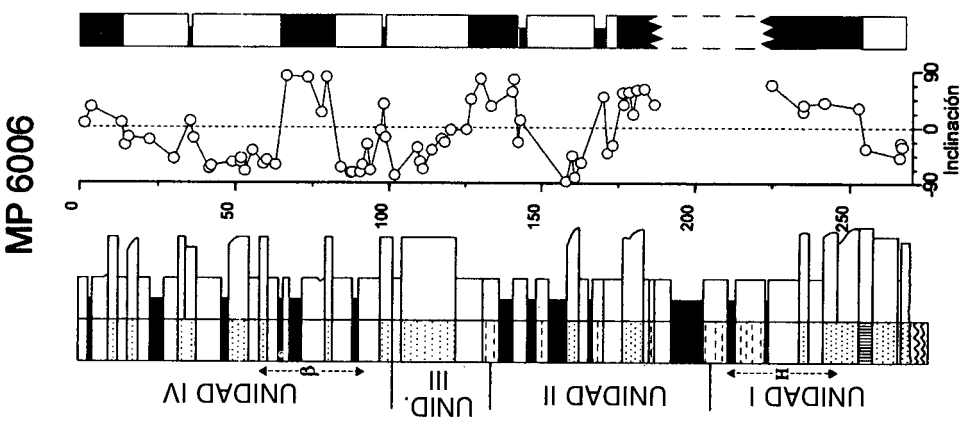
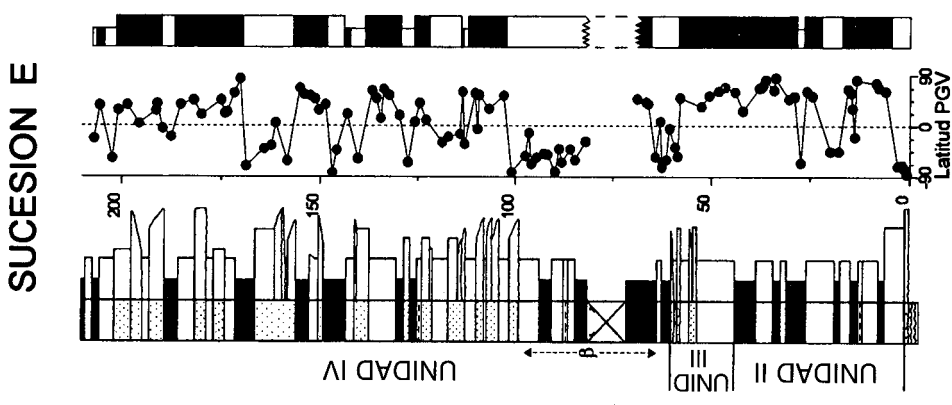
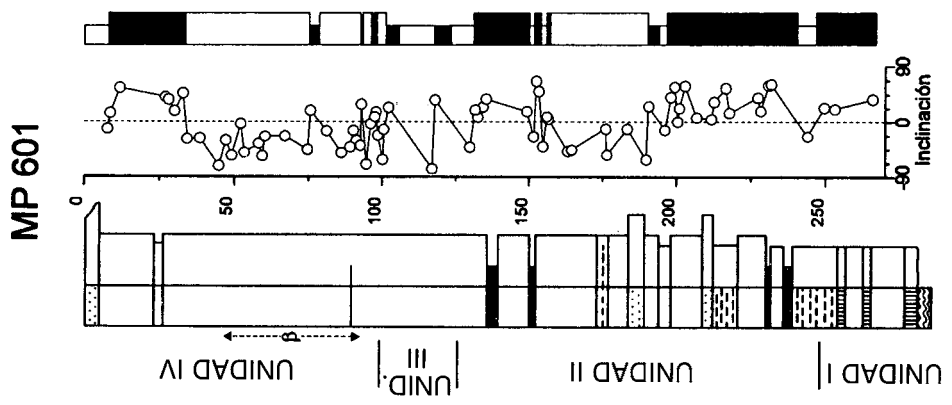
MAGNETOESTRATIGRAFÍA

La distribución estratigráfica de las direcciones características de las diferentes sucesiones estudiadas en la cuen-

ca puede verse en la figura 8. Para obtener la dirección característica (declinación e inclinación) de cada estación se ha calculado la dirección media fisheriana (Fisher, 1953) de los diferentes especímenes, para luego calcular el polo geomagnético virtual (PGV), y así determinar el carácter normal o inverso del nivel estratigráfico respectivo.

Según el parámetro k de Fisher se han distinguido tres clases de direcciones medias: clase 1 con $k > 10$, clase 2 con $k < 10$, para polaridad inambigua, y clase 3 con $k < 10$ y dirección de magnetización ambigua o con una sola muestra. Esta clasificación sólo se ha utilizado para las sucesiones de talud, ya que en los sondeos no se puede calcular la media fisheriana, debido a que se desconoce la declinación real de las muestras, al espaciado de muestreo y a la existencia de un sólo espécimen en numerosas estaciones. Por todas estas limitaciones y por la menor resolución de los sondeos (Fig. 8), la correlación con la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética (GPTS) se basa principalmente en los resultados obtenidos en las sucesiones de talud.

La desmagnetización progresiva ha dado lugar a los siguientes resultados:



Sucesión W: El 40% de las direcciones medias es de clase 1, el 31% de clase 2 y el 29% restante de clase 3. En total se han reconocido catorce cambios de polaridad, sin contar las 3 magnetozonas con una sola estación, representadas escalonadas en la figura 8. La base de esta sucesión, a pesar de situarse en los materiales del basamento, esta unos 60 metros por encima de la base de la Unidad I.

Sucesión E: El 26% de las estaciones es de clase 1, el 19% de clase 2 y el 55% de clase 3. La peor calidad de las medias es debido a la baja intensidad de la imanación de las muestras que dificulta la medida de la dirección característica y por la existencia de numerosas magnetozonas inciertas. Se han reconocido 15 cambios de polaridad, además de 10 magnetozonas con una sola estación. En esta sucesión falta toda la Unidad inferior y es donde la Unidad IV está muestreada prácticamente en su totalidad.

Las direcciones características medias en ambas sucesiones (Fig. 9) muestran un claro antiparalelismo que es una prueba más del carácter primario de la dirección característica. La baja inclinación (39°) que muestra la media total respecto a la del Oligoceno-Mioceno ($\text{dec.} = 005^\circ$, $\text{inc.} = 51^\circ$, $\alpha_{95} = 6^\circ$; Barberà et al., 1996) probablemente se debe a la compactación diferencial, aunque no es descartable un control del medio deposicional de las partículas durante la sedimentación (Garcés et al., 1996; Barberà et al., este volumen). La desviación de la declinación respecto a la declinación esperada para el Oligoceno-Mioceno (5° ; Barberà et al., 1996) probablemente es debida a una rotación de la cuenca, que trataremos en un apartado posterior.

Sondeo MP 6006 (cubeta Occidental): Se han diferenciado 7 cambios de polaridad además de cinco magnetozonas con un sólo espécimen. La media de las inclinaciones positivas es de 44° y de las inclinaciones negativas es de -45° . Existe un tramo sin muestreo por falta de material, de 39 m, en la parte baja de la serie. A ésta le faltan, además, unos 40 metros para llegar a la base de la Unidad I.

Sondeo 601 (cubeta Oriental): Se han diferenciado 6 cambios de polaridad además de 12 magnetozonas con un

sólo espécimen. La media de las inclinaciones positivas es de 30° y de las inclinaciones negativas es de -36° . La parte baja del sondeo se sitúa a unos 90 metros de la base de la Unidad inferior.

ROTACIÓN DE LA CUENCA

A partir de las direcciones características de magnetización obtenidas en las muestras de talud de la cuenca de As Pontes (Fig. 9), se observa que las declinaciones muestran una ligera desviación en el sentido horario respecto a la dirección esperada ($\text{dec.} = 005^\circ$, $\text{inc.} = 51^\circ$, $\alpha_{95} = 6^\circ$; Barberà et al., 1996). La desviación de las declinaciones de la dirección característica es de unos $14^\circ \pm 5^\circ$ hacia el Este para la sucesión de la cubeta W y de unos $6^\circ \pm 6^\circ$ para la cubeta E. La media de la totalidad de las direcciones normales e inversas (Fig. 9b) indica una desviación de 9° hacia el E en los sedimentos de la cuenca de As Pontes. Este giro afecta por igual a todo el relleno de la cuenca (Huerta, 1995) por lo que es posterior al último nivel muestreado.

Esta desviación observada es difícilmente explicable a partir de las relaciones cinemáticas de las estructuras superficiales reconocidas en la cuenca (Ferrús, trabajos en curso), principalmente debido a que los cabalgamientos que definen el margen nororiental y las fallas normales (relacionados con la falla direccional principal, Bacelar et al., 1988 y 1992; Ferrús y Santanach, 1994) están fosilizados por los sedimentos estratigráficamente más altos. Por ello las estructuras se generaron con anterioridad a la rotación, al igual que la falla direccional principal que las generó. La rotación tectónica que podría explicar las direcciones observadas debería de afectar un bloque del zócalo paleozoico-precámbrico de entidad superior a la extensión de la cuenca con posterioridad al Aquitaniense. Hay que destacar también que el sentido horario del giro observado es coherente con el movimiento dextrógiro de las fallas direccionales. Así, no es descartable la hipótesis de un giro dextrógiro de un bloque de magnitud todavía desconocida que incluiría al menos la cuenca de As Pontes.

Figura 8. Magnetoestratigrafía y litología de las cuatro sucesiones estudiadas. Se han señalado los principales tramos de lignito. Las sucesiones se localizan en la figura 2. Las magnetozonas escalonadas respecto al resto son intervalos de polaridad magnética incierta con una sola estación en las sucesiones de talud o un sólo espécimen en los sondeos. En las sucesiones estratigráficas se han señalado las distintas unidades litológicas.

Figure 8. Magnetostratigraphy and lithology of the four studied sections. Left indented intervals correspond to uncertain magnetic polarity sites. In the lithostratigraphic logs the different lithologic units are distinguished.

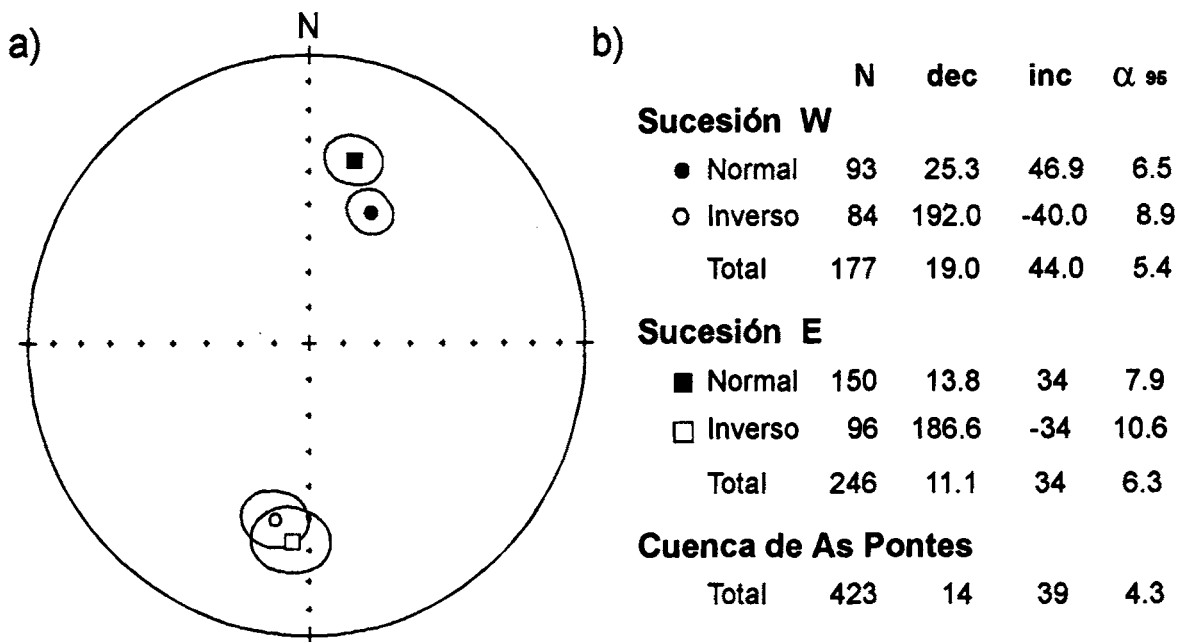


Figura 9. a) Direcciones características medias para cada cubeta en coordenadas geográficas (después de la corrección tectónica). b) Media fisheriana de las direcciones características normales e inversas, corregidas tectónicamente.

Figure 9. a) Equal-area lower hemisphere stereographic projection of the Fisher mean Characteristic Remanent Magnetization direction (after structural correction). b) Fisher mean directions for both normal and reverse magnetization directions, after structural correction.

MAGNETOCRONOLOGÍA DEL REGISTRO SEDIMENTARIO

La correlación entre las diferentes sucesiones magnetoestratigráficas (Fig. 10) se ha realizado en base a las dos sucesiones de talud (dada la baja resolución de los sondeos), comparando la secuencia y desarrollo de las magnetozonas y considerando al mismo tiempo la correlación litoestratigráfica de la cuenca. Además se ha tenido en cuenta que en las zonas centrales de la sucesión de la cuenca de As Pontes, las litologías presentes son similares en ambas sucesiones por lo que la entidad de las magnetozonas (que representan tiempo) debe ser similar (Huerta, 1995; Huerta et al., 1996a). En el límite entre las Unidades II y III hay una magnetozona normal reconocible en ambas sucesiones (W y E) y en la parte baja de la Unidad IV se reconoce en ambas sucesiones una magnetozona inversa de entidad superior a la del resto de las magnetozonas inversas situadas en posiciones estratigráficas similares. Partiendo de la correlación de estas dos magnetozonas apoyada y corroborada por la correlación física de niveles guía, se ha realizado la correlación del resto de las magnetozonas.

Posteriormente, se han correlacionado las sucesiones de talud con la Escala global de polaridad magnética (GPTS de Cande y Kent, 1995). Para ello se ha considerado la situación de las biocrozonas MP 25-26 situadas aproximadamente en el límite Stampiense-Chattienense (Fig. 10), datándose las diferentes isócronas que representan los límites de las magnetozonas locales.

El tramo sin datos entre los crones 6Cr y 8n de la sucesión E ha complicado la correlación; finalmente se ha optado por situar la magnetozona 7n (Fig. 10) en este tramo y dada la existencia de cicatrices erosivas en la parte alta de la Unidad III en la sucesión E se ha interpretado la existencia de un hiato, que incluye los crones 7Ar y 7An, y que abarca un período máximo de 300.000 años, si se incluyen ambos crones, con una edad entre 25,5 y 25,8 Ma.

Los principales resultados obtenidos de la correlación magnetoestratigráfica del registro sedimentario son:

1) Se ha comprobado la isocronía de las diferentes capas de lignito así como de las unidades litoestratigráficas descritas a nivel de cuenca.

2) Se ha establecido que en la cuenca de As Pontes la asociación de mamíferos fósiles allí reconocida (López Martínez et al., 1993) y atribuida a la biocronozona MP 25-26 se localiza muy probablemente dentro del subcron 10n.2n (entre 28,6 y 28,7 Ma).

3) La sedimentación en la cubeta Occidental comienza poco antes de los 28,7 Ma en el cron 10r. Por otra parte, los depósitos más bajos muestreados en el sondeo 601 de la cubeta Oriental se sitúan en el cron 10n (entre 28,3 y 28,7 Ma). Sin embargo la existencia de depósitos más antiguos hacia el depocentro definido por la falla normal N-S (Fig. 2), sugiere que en el caso de existir una heterocronía en el inicio del relleno sedimentario de las cubetas, sería relativamente pequeña, demostrando la práctica isocronía en el comienzo de la sedimentación de las dos cubetas. La sedimentación del último nivel muestreado en la cuenca se produjo hace unos 22,5 Ma en el subcron 6AAr.2n.

4) El registro sedimentario preservado de la cuenca de As Pontes abarca el límite Stampiense-Chattienense, el Oligoceno superior (Chattienense) y parte del Mioceno inferior (Aquitaniense inferior), con una duración entre 6,2 y 6,7 Ma. Aunque debido a la falta de hasta 60 m de registro sedimentario en la parte alta de la sucesión, debido a la erosión post-deposicional, la sedimentación en la cuenca de As Pontes pudo llegar plausiblemente hasta el límite Aquitaniense-Burdigaliense.

La cronología del relleno sedimentario de la cuenca de As Pontes, dividida hasta la fecha en cuatro unidades litológicas (Bacelar et al., 1988), en base a la magnetoestratigrafía, quedaría como sigue:

La Unidad I comenzaría en la parte superior del cron 10r, poco antes de los 28,7 Ma y el techo de esta unidad se situaría, aproximadamente, en el límite superior del cron 10n.1n de 28,3 Ma. Así este tramo representa un intervalo de tiempo algo superior a los 400.000 años, con una tasa de sedimentación relativamente rápida y muy variable dependiendo del sector de la cuenca donde nos situemos. Las variaciones en la tasa de acumulación que hay en la base de las sucesiones se debe a que la parte baja de las sucesiones están muestreadas en la parte sur de la cuenca donde el relleno estratigráfico solapa los materiales del zócalo paleozoico.

La Unidad II comprendería desde el límite superior de la Unidad I con una edad de 28,3 Ma, hasta algún punto comprendido entre 25,8 y 26,5 Ma (dentro del cron 8n), con lo que la duración de esta unidad es de entre 1,8 y 2,5 Ma. Debido a que su límite superior se sitúa en la parte

Tabla I

N	k ₂ /k ₁ 95%	k ₂ /k ₁ 99%
2	19.0	99.0
3	6.39	16.0
4	4.28	8.47
5	3.44	6.03
6	2.97	4.85
...		

$$\frac{k_2}{k_1} = \frac{\text{Parámetro k DESPUÉS de la corrección tectónica}}{\text{Parámetro k ANTES de la corrección tectónica}}$$

$$\frac{k_2}{k_1} = \frac{39.5}{6.8} = 5.8 \quad (N=5)$$

Tabla 1. Límites de confianza del valor k₂/k₁ del 95 y 99% para la comprobación evaluación de la prueba del pliegue (extraído de McElhinny, 1964) y el valor calculado para las muestras de As Pontes.

Table 1. 95 and 99% confidence limits of k₂/k₁ for the fold test (from McElhinny, 1964) and the calculated value for the As Pontes samples.

media superior del cron 8n, el intervalo de tiempo podría ser de unos 2 Ma.

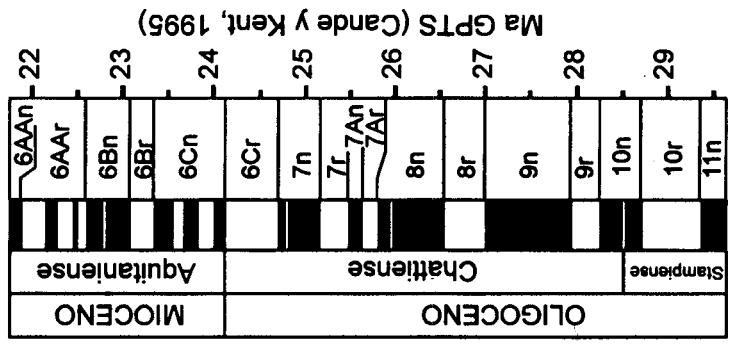
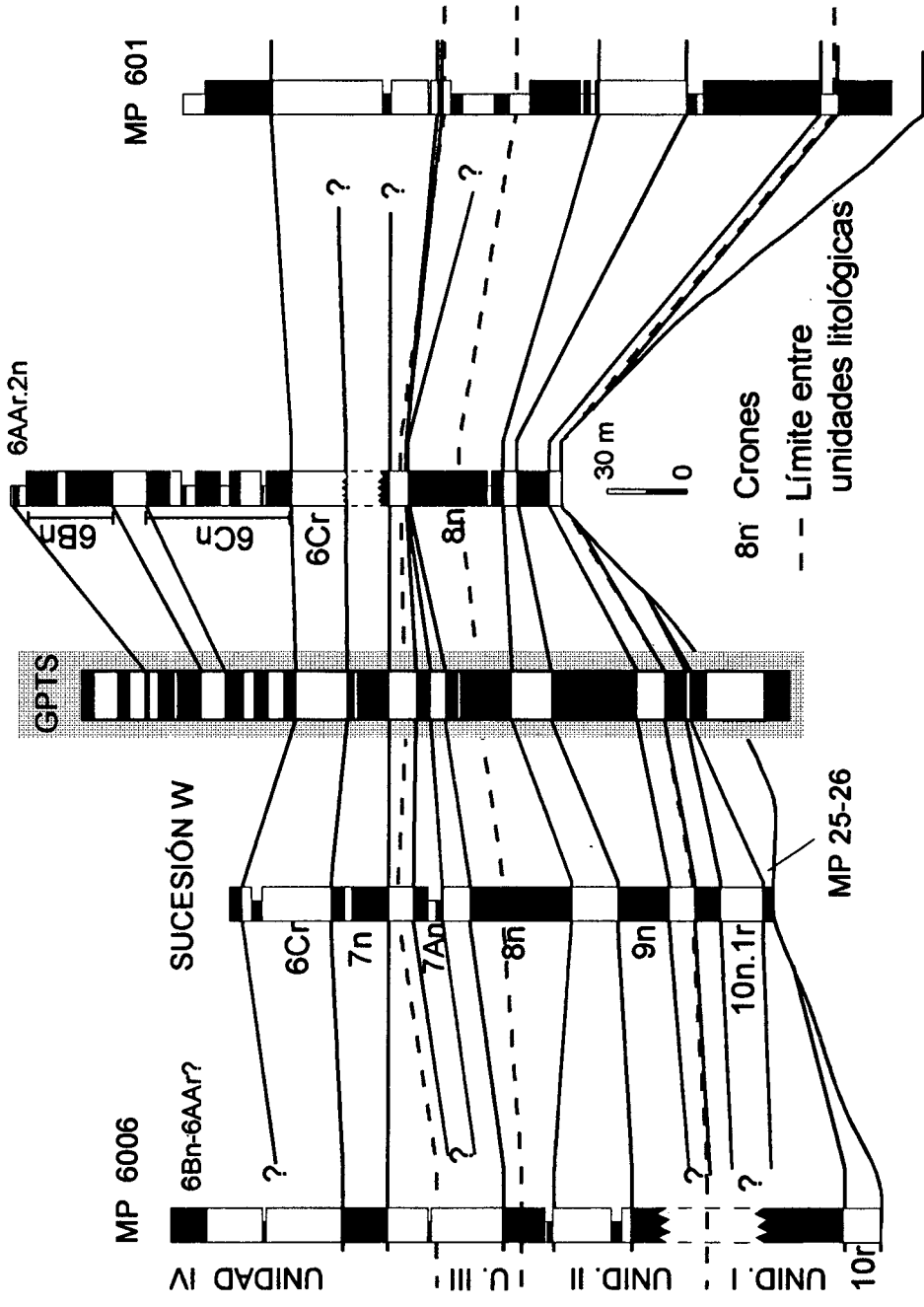
La Unidad III abarcaría desde el límites superior de la Unidad II entre 25.8 y 26.5 Ma hasta algún punto dentro del cron 7r, entre 25,5 y 25.2 Ma, con una duración entre 300.000 y 600.000 años. La precisión de este intervalo de tiempo no puede ser mayor debido a que ninguno de los límites litoestratigráficos de esta unidad coinciden con el límite entre magnetozonas.

La Unidad IV se habría depositado desde entre 25,5 y 25,2 Ma hasta, como mínimo, 22,5 Ma, límite superior del subcron 6AAr.2n, con una duración mínima de 2.7 Ma. Recordemos que no se ha muestreado la totalidad de la Unidad IV, y que, por tanto, la duración de la sedimentación de esta unidad fue algo más prolongada. También hay que tener presente que parte del registro sedimentario de la cuenca ha sido erosionado con posterioridad al cese de la sedimentación.

CRONOLOGÍA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA

A partir de los datos magnetocronológicos (Huerta, 1995; Huerta et al., 1996b) y del carácter sintectónico de los sedimentos que en la parte superior finalmente fosilizan las

SUCESIÓN E



estructuras tectónicas de la cuenca de As Pontes (Bacelar et al., 1988 y 1992; Ferrús, 1994; Ferrús y Santanach, 1994; Cabrera et al., 1996) se ha podido establecer (Fig. 11):

1) Los cabalgamientos, situados principalmente en el margen septentrional de la cuenca, fueron activos desde poco antes del techo del Cron 10r (Stampiense, con una edad de 28.7 Ma según Cande y Kent, 1995) hasta el techo del subcron 6AAr.2n (Aquitaniense, 22.5 Ma), como mínimo. Estos cabalgamientos van atenuando su actividad durante la evolución tectónica de la cuenca.

2) El período de funcionamiento de las fallas normales que estructuraron la cuenca en dos cubetas se extendió entre los cronos 10r y 8n, desde poco antes de 28,7 Ma (Stampiense) hasta 26,5 Ma (Chattienense).

3) En caso de interpretarse como rotación tectónica la desviación de la dirección media de los sedimentos de la cuenca de As Pontes, ésta se produjo después del final de la sedimentación, por lo que tuvo lugar probablemente en el límite entre el Aquitaniense-Burdigaliense.

4) El movimiento principal de la falla transcurrente dextrógrafa de orientación NW-SE que controla la evolución tectónica de la cuenca de As Pontes se inició en la parte alta del Oligoceno inferior (Stampiense) dentro del Cron 10r, y duró hasta el Mioceno inferior (Aquitaniense) en el Cron 6AAr. Aunque pudo funcionar hasta el límite Aquitaniense-Burdigaliense, debido a la rotación que se produjo con posterioridad a la sedimentación y a que falta registro estratigráfico causado por la erosión post-deposicional. Al igual que las principales estructuras que genera en la cuenca (los cabalgamientos del margen septentrional), esta falla transcurrente va atenuando su actividad durante la evolución de la cuenca de As Pontes.

IMPLICACIONES EN LA TECTÓNICA REGIONAL

La datación precisa del relleno sedimentario de la cuenca de As Pontes (y con ella de la actividad de sus estructuras tectónicas, incluyendo la falla transcurrente principal) permiten proponer una cronología más ajustada (desde el Stampiense terminal hasta el Aquitaniense superior-Burdigaliense) para el desarrollo de las fallas di-

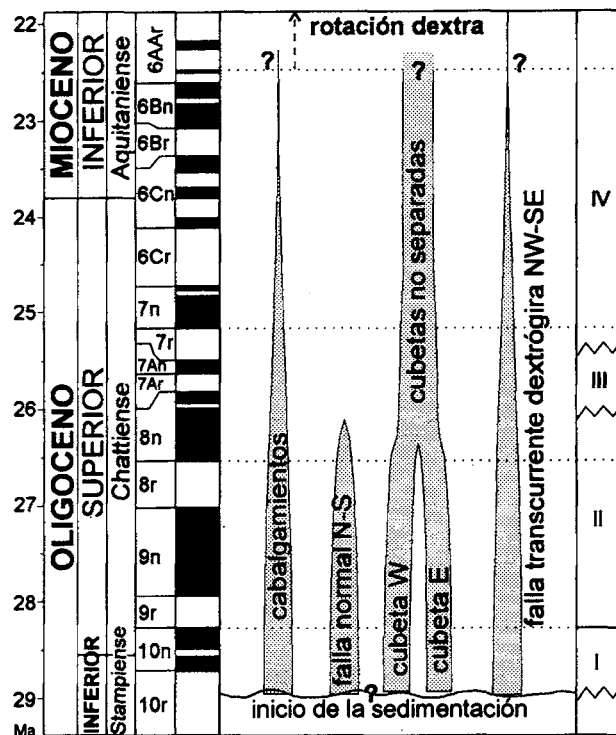


Figura 11. Esquema de la datación magnetocronológica de los principales eventos tectónicos de la cuenca de As Pontes.

Figure 11. Sketch of the magnetochronological dating of the main tectonic events in the As Pontes basin.

reccionales que actuaron en el *onshore* del margen nordibérico. Por extensión, es posible atribuir, al menos parcialmente, una edad similar a las fallas transcurrentes desarrolladas en el *offshore*, con posterioridad al bloqueo de la evolución del prisma de acreción desarrollado al norte de las actuales zonas emergidas (Fig. 1).

El final de la actividad de estas fallas de dirección y la posible rotación de la cuenca se ajustan bien a los datos proporcionados por Roest y Srivastava (1991) sobre el fin de la convergencia del margen activo nordibérico, durante la anomalía magnética 6 (Aquitaniense terminal-Burdigaliense inferior).

Desde este punto de vista, es posible establecer que con posterioridad al bloqueo de la convergencia y a la for-

Figura 10. Correlación de las sucesiones magnetoestratigráficas con la GPTS (Cande y Kent, 1995). Las líneas continuas son los límites isócronos de las magnetozonas.

Figure 10. Correlation of the study magnetostratigraphic sections with the GPTS (Cande and Kent, 1995). The continuous lines correspond to the isochronous boundaries of the magnetozones.

mación del prisma de acreción existente al Norte de la zona Cantábrica (Paleoceno-Eoceno inferior), desde al menos el Stampiense y hasta el Aquitaniense superior-Burdigaliense, el margen nordibérico se vio sometido a la actividad de fallas transcurrentes. La actuación de estas fallas estaría relacionada con las etapas finales de la estructuración del orógeno pirenaico.

CONCLUSIONES

Los resultados derivados del estudio magnetoestratigráfico de los sedimentos que rellenan la cuenca de As Pontes, obtenidos mediante el análisis de cuatro sucesiones estratigráficas correlacionables entre sí permiten extraer las siguientes conclusiones:

1) Los minerales responsables de la magnetización en las rocas estudiadas son la magnetita y/o los sulfuros de hierro. No se han realizado análisis para establecer la proporción de cada mineral, pero cualquiera de las dos mineralogías es posible. Teniendo en cuenta el área fuente es muy probable que haya magnetita detrítica.

2) A partir de las paleodeclinaciones se ha identificado un giro dextrógiro de $9^\circ \pm 4^\circ$ de todo el conjunto de los sedimentos de la cuenca de As Pontes.

3) La magnetoestratigrafía muestra que la sedimentación en la cuenca se inició en la parte alta del Stampiense, Oligoceno Inferior (antes del final del Cron 10r, con una edad de 28,7 Ma) y terminó, como mínimo, en el Aquitaniense Superior, Mioceno inferior (Subcron 6AAr.2n, con una edad de 22,5 Ma).

4) La actividad principal de las estructuras tectónicas (incluida la falla transcurrente principal) se desarrolló desde el Stampiense terminal hasta el Aquitaniense superior-Burdigaliense. Durante las últimas etapas de estructuración se produjo la rotación de los sedimentos de la cuenca.

5) El final de la actividad de las fallas direccionales situadas tanto en el *onshore* como en el *offshore* del NW de la Península Ibérica coincide con los datos existentes sobre la edad del final de la convergencia del margen activo nordibérico, durante la anomalía magnética 6 (Aquitaniense terminal-Burdigaliense inferior).

Los datos aportados en el presente estudio son los primeros sobre la edad de las estructuras situadas en el *onshore* del margen noroeste peninsular, que permiten ajus-

tar la cronología del final del período de convergencia del margen ibérico noroeste, cuya etapa principal duró desde la parte alta del Stampiense (anomalía magnética 10) hasta, aproximadamente, el límite entre el Aquitaniense y el Burdigaliense (anomalía magnética 6).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo resume los resultados de la Tesis de Licenciatura del primer firmante (A.H.), presentada en la Universitat de Barcelona. Los autores expresan su agradecimiento al Dr. Pere Santanach por realizar una revisión crítica de este trabajo. A la dirección y a la sección de Geología de ENDESA Mina As Pontes. Este trabajo se ha realizado bajo amparo de los proyectos AMB92-311, PB091-96 y PB94-826 con la colaboración y soporte de ENDESA, Mina As Pontes, a través de un convenio de colaboración Universidad-Empresa de la Fundación Bosc i Gimpera. La investigación necesaria para desarrollar este trabajo ha sido parcialmente financiada con el soporte del "Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya", grup de qualitat GRQ97 SGR-73.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García Ramos, J.C., Barba, P., 1996. Tertiary basins and Alpine Tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En P. Friend and C. Dabrio (eds.). Tertiary Basins of Spain. Cambridge University Press, 214-227.
- Bacelar, J., Alonso, M., Kaiser, C., Sánchez, M., Cabrera, L., Sáez, A., Santanach, P., 1988. La cuenca terciaria de As Pontes (Galicia): su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. II Congr. Geol. España, Granada 1988. Simposios, 113-121.
- Bacelar, J., Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P., 1992. Control tectónico sobre la acumulación de lignitos de la cuenca terciaria de As Pontes (A Coruña, NW de España). III Congr. Geol. España y VIII Cong. Latinoamericano de Geología, Salamanca 1992. Simposios (2), 227-238.
- Barberà, X., Cabrera, L., Gomis, E., Parés, J.M., 1996. Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. Geogaceta, 20(5), 1014-1016.
- Barberà, X., Parés, J.M., Cabrera, L., 1999: Errores de inclinación en materiales aluviales del Oligoceno superior de la Cuenca del Ebro. Acta Geologica Hispanica, 32 (3-4), 221-235.
- Boillot, G., Malod, J., 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. Rev. Soc. Geol. España, 1(3-4), 295-316.

- Cabrera, L., Hagemann, H.W., Pickel, W., Sáez, A., 1995. The coal bearing Cenozoic As Pontes Basin (NW Spain): Geological influence on its coal's characteristics. *International Journal of Coal Geology*, 27, 201-226.
- Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P., Bacelar, J., 1996. Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. Friend, P. and Dabrio, C. Eds. *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, 247-254.
- Cande, S.C., Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- Christie Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: K.T. Biddle, N. Christie Blick (eds.). *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. S.E.P.M. Spec. Publ., 37, 1-34.
- Dekkers, M.J., 1988. Magnetic properties of natural pyrrhotite Part I: Behavior of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 52, 376-393.
- Dekkers, M.J., 1989. Magnetic properties of natural pyrrhotite. II. High- and low-temperature behaviour of Jrs and TRM as function of grain size. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 266-283.
- Ferrús, B., Santanach, P., 1994. Análisis de la fracturación en la Cuenca Cenozoica de As Pontes (La Coruña). *Geogaceta*, 15, 154-156.
- Ferrús, B., 1994. Estructura de la cuenca de As Pontes (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 19, 73-89.
- Ferrús, B., 1998. Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la cuenca de As Pontes (Galicia). Tesis Doctoral. Univ. Barcelona.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 217, 295-305.
- Garcés, M., Parés, J.M., Cabrera, L., 1996. Further evidence for inclination shallowing in red beds. *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 16, 2065-2068.
- Hoffmann, K.A., 1992. Greigite (Fe₃S₄): magnetic properties and first domain observations. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 70, 288-301.
- Huerta, A., 1995. Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, NW de España). Tesis de licenciatura. Universitat de Barcelona. 151 p.
- Huerta, A., 1998. Petrografía, mineralogía y geoquímica de los lignitos de la cuenca Oligo-miocena de As Pontes (A Coruña): Control geológico sobre la calidad del carbón. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 344 p.
- Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., 1996a. Datación magnetoestratigráfica de la cuenca terciaria de As Pontes (Galicia, NW de España). *Geogaceta*, 20(5), 1021-1024.
- Huerta, A., Parés, J.M., Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., 1996b. Deformación contractiva del margen noroeste ibérico: Implicaciones tectónicas del estudio paleomagnético de la Cuenca de As Pontes (NW de España). *Geogaceta*, 20(4), 939-942.
- Huerta, A., Querol, X., Sáez, A., Cabrera, L., 1997. Mineralogy and geochemistry of the As Pontes lignites (NW Spain): Relation with palaeohydrological basin evolution. In J. Hendry, P. Carey, J. Parnell, A. Ruffell, R. Worden (eds.). *GEOFLUIDS II'97: Contributions to the Second International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basins and Orogenic Belts*. Belfast (Northern Ireland), 370-373.
- Kirschvink, J.L., Chang, S.B.R., 1984. Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments: possible bacterial magnetofossils. *Geology*, 12, 559-562.
- Krs, M., Krsová, M., Pruner, P., Zeman, A., Novák, F., Jansa, J., 1990. A petromagnetic study of Miocene rocks bearing micro-organic material and the magnetic mineral greigite (Sokolov and Cheb basins, Czechoslovakia). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 63, 98-112.
- Krs, M., Novák, F., Krsová, M., Pruner, P., Kouklíková, L., Jansa, J., 1992. Magnetic properties and metastability of greigite-smythie mineralization in brown-coal basins of the Krušné hory Piedmont, Bohemia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 70, 273-287.
- López Martínez, N., Fernández Marrón, M.T., Peláez Campomanes, P., de la Peña Zarzuelo, A., 1993. Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, 6(3-4), 19-28.
- Mauffret, A., Boillot, G., Auxietre, J., Dunand, J., 1978. Évolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la péninsule Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7(20-4), 375-388.
- McElhiny, M.W., 1964. Statistical Significance of the Fold Test in Palaeomagnetism. *Geophys. J.*, 8, 338-340.
- Médus, J., 1965. L'évolution Biostratigraphique d'une lagune néogène de Galice (Espagne). *Pollen et Spores*, VII(2), 381-393.
- Roest, W.R., Srivastava, S.P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- Santanach, P., Baltuille, J.M., Cabrera, L., Monge, C., Sáez, A., Vidal-Romani, J.R., 1988. Cuenas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. II Congr. Geol. España, 1988, Simposios, 123-133. Granada.
- Santanach, P., 1994. Las cuencas terciarias gallegas en el marco tectónico regional. *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 18, 57-71.
- Schmidt-Kittler, N., 1987. International Symposium on Mammalian biostratigraphy and palaeoecology on the European Paleogene. *Münchner Geowiss. Abh.*, A 10, 13-19.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. Demagnetization of rocks: analysis of results. In D.W. Collinson et al. (eds). *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, New York, 254-286.