

Adriana Rodríguez Pintó

Magnetoestratigrafía del Eoceno
inferior y medio en el frente
Surpirenaico (Sierras Exteriores):
implicaciones cronoestratigráficas
y cinemáticas

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es

Pocoví Juan, Andrés
Pueyo Morer, Emilio L.

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL EOCENO
INFERIOR Y MEDIO EN EL FRENTE
SURPIRENAICO (SIERRAS EXTERIORES):
IMPLICACIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS Y
CINEMÁTICAS

Autor

Adriana Rodríguez Pintó

Director/es

Pocoví Juan, Andrés
Pueyo Morer, Emilio L.

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2013

Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente Surpirenaico (Sierras Exteriores): Implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas.

Adriana Rodríguez Pintó
TESIS DOCTORAL



Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de ciencias. Universidad de Zaragoza
Instituto Geológico y Minero de España.





MINISTERIO
DE ECONOMÍA Y
COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

Zaragoza a 11 de Julio de 2012

Emilio L. Pueyo Morer, Investigador Titular del Instituto Geológico y Minero de España en la Unidad de Zaragoza y en su calidad de director de la Tesis Doctoral de Adriana Rodríguez Pinto, certifica que la Memoria de dicha Tesis titulada "**Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente Surpirenaico (Sierras Exteriores): Implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas**" se ajusta a los objetivos propuestos en el Proyecto de Tesis Doctoral aprobado por el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (diciembre de 2007). Dicha Tesis Doctoral se ha realizado por la modalidad de compendio de publicaciones, sirva pues esta carta para autorizar su presentación en esta modalidad.

Atentamente



Fdo. Emilio L. Pueyo Morer

Instituto Geológico y Minero de España-Unidad de Zaragoza.
c/ Manuel Lasala 44, 9º, 50006 Zaragoza
+34 976 55 51 53, unaim@igme.es,
<http://www.igme.es/internet/zaragoza/>

El abajo firmante, Andrés Pocoví Juan, Profesor Titular de Geodinámica Interna con NRP 4137547735A0504 y destino en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, en calidad de codirector de la Tesis Doctoral de *Adriana Rodríguez Pintó*,
DECLARA:

Que la memoria presentada por dicha doctoranda, titulada "*Magnetoestratigrafía del Eoceno inferior y medio en el frente surpirenaico (Sierras Exteriores): Implicaciones cronoestratigráficas y cinemáticas*", se ajusta a los objetivos planteados en el Proyecto de Tesis Doctoral aprobado en su día por el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Que dicha Tesis Doctoral de ha realizado de acuerdo con la modalidad de COMPENDIO DE PUBLICACIONES y cuenta con la autorización del que suscribe para que se presente a trámite como tal.

Zaragoza, 16 de julio de 2012



Fdo.: Andrés Pocoví Juan

Memoria presentada por Adriana Rodríguez Pintó bajo la dirección de Emilio Luis Pueyo Morer (Científico Titular del Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza) y de Andrés Pocoví Juan (Profesor Titular de la Universidad de Zaragoza), para optar al grado de Doctora en Ciencias Geológicas por la Universidad de Zaragoza.

Este trabajo de tesis ha sido realizado gracias al soporte de una beca para estudios de doctorado de la Universidad de Zaragoza, el Banco Santander Central Hispano y la Fundación Carolina. Los gastos de investigación y parte de la financiación personal han corrido a cargo de los proyectos del Instituto Geológico y Minero de España (Unidad de Zaragoza): Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE MEC, CGL2009-14214 MICINN del Plan Nacional de Investigación) y 3DR3 & GeoPyrDatabases (PI165/09 & CTPP01/07 del Dpto. de Ciencia Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón). Además, algunas estancias de investigación en laboratorios de paleomagnetismo han sido financiadas por el Programa Europa de Estancias de Investigación de la Caja de ahorros de la Inmaculada (CAI).

La tesis que aquí se presenta está conformada como un compendio de trabajos de investigación previamente publicados, aceptados o en revisión para optar a la modalidad la Tesis Doctoral de compendio de publicaciones científicas. A continuación, se hace constar las referencias solicitadas como requisito para la solicitud de este trámite (un número mínimo de 4 artículos con unidad temática, de los cuales 3 habrán de estar publicados en revistas científicas cuyo índice de impacto se encuentre incluido en la relación de revistas del *Journal of Citation Reports*). Adicionalmente, el cuerpo de la tesis esta conformado por estos cuatro artículos y artículos adicionales publicados y/o en fase de revisión.

Artículos publicados para el compendio de publicaciones:

Rodríguez-Pintó, A., Ramón, M. J., Oliva-Urcia B., Pueyo, E. L., Pocoví, A.; *Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors- mathematical models*, 2011. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 186, Issues 1-2, 11-22 p.

Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Pocoví, A., Oliva-Urcia, B., Ramón, M. J. *Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees)*, 2012c. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Accepted (In press).

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; Barnolas, A.; Pocoví, A. *Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section*; 2012a. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334, 107-120p.

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A. *Paleomagnetic analysis in the Balzes anticline (Southern Pyrenees): Vertical-axis rotations and kinematics implications*, 2010. *Trabajos de Geología* 30, 169-175p.

Las referencias de los artículos restantes que conforman la Tesis Doctoral se indican a continuación:

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Sánchez, A.; Calvin, P.; Ramajo, J.; Pocoví, A.; Barnolas, A.; Casas, A. M.; *in review*. *Rotational kinematics of a curved fold: a structural and paleomagnetic study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees)*. *Tectonophysics*.

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A. *The Upper Ypresian and Lutetian in San Pelegrín section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation*; 2012d. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Accepted (In press).

Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Samsó, J. M., Pocoví, A., Gil-Peña, I., Mochales, T., Serra-Kiel, J., 2012b. *Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees)*. *Geotemas (VIII Congreso Geológico de España)*, *Geotemas* 13.

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., 2008. *Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental)*. *Geotemas*, 10, 1207 – 1210.

Zaragoza, 14 de Julio de 2012.

Vengo de todas partes,
Y hacia todas partes voy;
Arte soy entre las artes,
En los montes, monte soy.

(José Martí)



*Historia de la ratita encerrada en un libro.
Por: Monique Felix. Ediciones Maria Di Mase.
Caracas, Venezuela.*

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis tutores Andres Pocoví y Emilio Pueyo toda vuestra confianza, apoyo y esfuerzo en apostar por este trabajo, también por toda la dedicación y enseñanzas que he recibido de vosotros. A Antonio Barnolas por su apoyo y labor durante todo el trayecto de la tesis, por su aporte de conocimientos y datos, sus vitales enseñanzas, consejos y amistad de gran valor. A Pep Serra-Kiel por su dinámica, sus conocimientos y datos aportados a este trabajo en conjunto. A Chema Samsó Escolá por todo el trabajo y esfuerzo en campo y por los datos cedidos. A Javier Ramajo, por la labor y esfuerzo con la cartografía de la zona. A los revisores y editores de las revistas de los artículos de investigación con que se estructura esta tesis. A Elisa Sánchez, Silvia García y Bet Beamud por las medidas realizadas en los laboratorios de paleomagnetismo, de rocas y de fábricas.

A la Universidad de Zaragoza y a la gente de relaciones internacionales por su excelente trato. A los profesores del master y del departamento (Antonio Casas, Teresa Román, Luis Arlegui entre otros), por sus enseñanzas, amistad, por el “escritorio venezolano”. A la gente de la oficina del IGME de Zaragoza y a su jefe Antonio Azcón por su acogida siempre amena. A JuanJo Villalaín y Ángel Carrancho por su buena disposición, y conocimientos aprendidos de técnicas de laboratorio, geología y más, por su atención y amistad. Al grupo de paleomagnetismo de “Fort Hoofddijk” en especial a Cor Lagereis, Tom Mullender y Mark Dekkers por recibirme en Utrecht y por su apoyo y dedicación. Al Grupo de investigación Geomodels de la UB en especial a Josep Antón Muñoz por recibirme en Barcelona y el equipo de trabajo (Daniel, Jordie, Oskar, Oriol, Nuria, Ilenia, Mireia, Pau, Joana; Mark), por ser un libro abierto para aquel que se dispone a entrar en el mundo de los modelos 3D; y a las *magnetonas* y grupo depaleomagnetismo de la UB-CSIC por todos los ratos compartidos (Bet, Elisenda, Miguel).

Por compartir muchos inspiradores días de campo, de trabajo de laboratorio y gajes del oficio durante la tesis: Tania, MariaJo, Carlota, Belén, Elisa, Ángel y Silvia. A mis amigos de estancia en Utrecht: Pietro, Edwin; Marccela & Ellen por los buenos ratos y los conocimientos aprendidos. En el terreno de trabajo recuerdo con especial cariño a Teresa, Alegría y Juan de Casa Piquero (Sieste) siempre nos han hecho sentir como en casa, en cada detalle se siente el amor que le ponéis a todo. A Anselmo, el Sr. Vicente y compañía en Casa Labata (Adahuesca) otra morada superespecial y llena de bonitos momentos y personas. A los pastores: de San Pelegrín (Jesús) y en a los pastores de Las Bellostas (Alejandro y Pablo) por todos los ratos compartidos en vuestra morada con amenas conversaciones en el calor del hogar.

Quiero agradecer a toda mi familia por apoyarme siempre a seguir adelante, incluso aunque eso significara poner un charco de agua de 8000Km de distancia entre nosotros. A mi mamá por saber ser amiga y madre a la vez, por su amor incondicional su dulzura y toda su dedicación de madre. A mi papa por todo su

cariño y su amor, por todo su apoyo siempre y por todas esas veces que me habló y me aconsejó sabia y sutilmente. A los dos por todo el amor, la educación y todo lo que han dado. A mi querida hemanita por todo su amor, su cuidado y su ejemplo, pues desde siempre he seguido tus pasos. A los sobris por llenar de luz el porvenir. A todas esas personas superespeciales de mi familia que ahora ya no están aquí pero han sido muy importantes para mi, mis abuelos Lala, Lolo y Jordie, siempre les siento acompañándome con todo su cariño, también a mi tuti. A ti Sergio por acompañarme de cerca, por todo tu apoyo incondicional, tu amor, comprensión, ayuda y tu buen humor; gracias a ti muchas veces he acabado pensando que un yunque puede pesar lo que una pluma. A todos los primos tias y tios con los cuales hemos compartido muchísimos ratos y por todo el amor e ilusión. A Juana y Miguel por ser muchas veces como unos padres, por su amor y cuidado; a la tia Rafa, el tio Luis, y todo el resto de la familia por todo el amor y calor familiar de siempre.

A los muy apreciados Profesor Roberto Ucar y familia, mentor, conector y puente de buenas obras, amigo incondicional en el tiempo, gracias por recibirnos siempre con el afecto y la sencillez de un amigo en su casa (Sergio firma para extender el cheque). A Jaime y a la familia de Jaime por todo su amor y su buen compartir, y en especial al Sr. Jaime por estar siempre pendiente, por toda su ayuda incondicional. A mis amigos de toda la vida y otros más también muy queridos, compañeros de la vida y de las artes: Belkys y Sra. Belkys, Mariely, Sra. Verónica; Yami, Isabel (la titi), Rosa Maria y Santos, Julián Reyes (ya no recuerdo cómo resolver aquellas integrales pero me he dado cuenta de que tus enseñanzas de orden, raciocinio y tus "planteamientos del problema" siempre resurgen cuando mas los necesito), Gaby, Henry, Aurora, la Sra. Maria y familias incluidas, que al pasar de los años habéis ido quedando siempre cerquita de mi. A gente de la Universidad de Los Andes (Gledys, Tabata, Maria Elisa...). Apreciados amigos compañeros y maestros de este otro lado del charco y más: Tomas y Ali, Anna (yoga), Ana (Tupé), la Belén, la Ruth, Francisco, Manuel, Natalia y David y peques, Germán por estar siempre allí, y a muchas más personas con las cuales también he compartido parte de mi vida y que han influido en mí para mejor.

Gracias a todos por este trabajo que también es vuestro.

Índice

<u>I. CONFIGURACIÓN DE LA TESIS</u>	1
<u>II. CAPÍTULOS</u>	11
<u>CAPÍTULO 1. Introducción general y resumen</u>	11
<u>1.1 Objetivos</u>	11
<u>1.2 Marco Geológico</u>	13
1.2.1 La Cordillera Pirenaica	13
1.2.2 División del Pirineo	17
1.2.2.1 Zona Norpirenaica	17
1.2.2.2 Zona Axial	17
1.2.2.3 Zona Surpirenaica	18
1.2.3 Estructura Cortical del Pirineo	24
1.2.4 Evolución de la Cuenca Surpirenaica Occidental durante el Eoceno	27
<u>1.3 La zona estudiada</u>	29
3.1.1 Estratigrafía	32
3.1.1.1 Triásico	32
3.1.1.2 Jurásico	32
3.1.1.3 Cretácico superior	33
3.1.1.4 Paleoceno	33
3.1.1.5 Ilerdiense	34
3.1.1.6 Cuisiense	34
3.1.1.7 Luteciense	37
3.1.1.8 Bartonense- Priabonense	42
3.1.1.9 Oligoceno – Mioceno	43
3.1.2 Estructura	46
3.1.2.1 El anticlinal del Balzes	48
3.1.2.2 Sector del anticlinal del Pico del Águila (sinclinal de Arguis)	48
3.1.2.3. El anticlinal de Gabardiella	49

3.1.2.4 La estructura en los cortes geológicos	49
3.1.3 Datos pre-existentes en el entorno estudiado	60
3.1.3.1 Datos magnetoestratigráficos	60
3.1.3.2 Datos magnetotectónicos de rotaciones (VAR)	68
3.1.3.3 Estado actual del marco bioestratigráfico	72
<u>1.4 Metodología utilizada y técnica de muestreo, análisis y tratamiento de los datos.</u>	75
1.4.1 Muestreo y preparación de especímenes	76
1.4.1.1 Muestreos con objetivos magnetoestratigráficos y de calibración	79
1.4.1.2 Muestreo para el estudio de rotaciones de eje vertical (VAR)	88
1.4.2 Análisis de Laboratorio	92
1.4.2.2 Medidas de ASM	92
1.4.2.3 Mediciones paleomagnéticas	92
1.4.3 Tratamiento de datos	99
1.4.3.1 Cálculo de direcciones, medias y test de estabilidad	99
1.4.3.2 Filtrado de datos	102
1.4.3.3 Cálculo de VGPs, calibraciones magnetoestratigráficas y rotaciones (VAR)	103
<u>CAPITULO 2. Magnetoestratigrafía y calibraciones bioestratigráficas de macroforaminíferos bentónicos (SBZ) en el Eoceno inferior y medio</u>	105
<u>2.1 Introducción</u>	105
<u>2.2 Artículos de publicación</u>	108
<i>Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section</i>	109
<i>Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees)</i>	165

<i>The Upper Ypresian and Lutetian in San Pelegrín section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation</i>	173
---	-----

**CAPITULO 3. Solapamiento de Componentes magnéticas y desarrollo
de modelos numéricos de solapamiento en diferentes posiciones
estructurales**

<u>3.0 Fuentes de error que afectan a los datos paleomagnéticos</u>	199
<u>3.1 Introducción al problema del solapamiento</u>	201
<u>3.2 Artículos de publicación</u>	205
 <i>Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors - mathematical models</i>	 207
 <i>Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees)</i>	 233

**CAPITULO 4. Aspectos de cinemática y emplazamiento del anticlinal del Balzes
y cronología de la actividad rotacional del sector del
Pico del Águila**

<u>4.1 Introducción</u>	261
<u>4.2 Actividades para la reconstrucción 3D</u>	264
4.2.1 Recopilación de datos disponibles	264
4.2.2 Definición de Escalas de trabajo y resolución de imagen	265
4.2.3 Identificación de superficies de referencia útiles para el modelo	266
4.2.4 Generación de TEMs y MDTs	266
4.2.5. Implementación de datos en el modelo	269
4.2.6 Incorporación de los datos de la Sísmica de reflexión	270

<u>4.3 Artículos de publicación</u>	277
<i>Rotational kinematics of a curved fold: the Balzes anticline (Southern Pyrenees)</i>	279
<i>Paleomagnetic analysis in the Balzes anticline (Southern Pyrenees): Vertical-axis rotations and kinematics implications</i>	311
<i>Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental)</i>	321
<u>CAPITULO 5. Resultados y conclusiones</u>	331
<u>5. 1 Comportamiento magnético de los materiales estudiados</u>	331
<u>5.2 Solapamiento de componentes paleomagnéticas</u>	332
<u>5.3 Implicaciones Cronoestratigráficas</u>	338
<u>5.4 Geometría y cinemática de las rotaciones de eje vertical</u>	341
<u>III. BIBLIOGRAFÍA</u>	349

MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL EOCENO INFERIOR Y MEDIO EN EL FRENTE SURPIRENAICO (SIERRAS EXTERIORES): IMPLICACIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS Y CINEMÁTICAS.

I. CONFIGURACIÓN DE LA TESIS.

En este primer apartado desarrollamos una breve **introducción** general al tema y **presentamos los trabajos** que conforman esta tesis como **unidad temática**.

En décadas recientes, la investigación geológica del Pirineo ha sido objeto de un interés creciente. Sus bien expuestos y numerosos afloramientos, así como la amplia variedad de facies permiten exhaustivos y multidisciplinarios estudios por medio de los cuales se puede acotar cada vez con mayor certidumbre la configuración y evolución de su cuenca de antepaís. La Cuenca Surpirenaica es un excelente ejemplo análogo de las características del subsuelo con intereses enfocados principalmente a la extracción de hidrocarburos o a la inyección de CO₂. Adicionalmente, el carácter sintectónico de parte de los depósitos permite acotar y correlacionar etapas de formación de estructuras y evolución de las mismas (etapas de sedimentación, plegamiento, rotaciones de eje vertical, entre otros) dando forma y explicación a su actual configuración.

Por medio de la aplicación de diferentes disciplinas el conocimiento del Pirineo se ha ido refinando y enriqueciendo desde los puntos de vista estratigráfico, sedimentológico, bioestratigráfico, cronológico y estructural, entre otros. El paleomagnetismo asociado a otras herramientas como la bioestratigrafía, ha permitido generar numerosos datos para acotar la cronología de gran parte de la cuenca, realizar dataciones con mayor exactitud, hacer correlacionables diferentes puntos (espacio tiempo) de la cuenca y conocer el desarrollo y evolución de estructuras tectónicas presentes en el entorno. Hasta el momento en la cuenca se han realizado más de 70 Km de series magnetoestratigráficas con propósitos de acotar cronología para la cuenca así como más de 1500 estaciones paleomagnéticas de control de la magnitudes de rotación de estructuras asociadas a la deformación (López et al., 2008), como puede verse en la figura 1.

Numerosos trabajos de magnetoestratigrafía del Paleógeno se han realizado en series del Pirineo sur-occidental, central (Pascual et al, 1991 y 1992a y b; Serra-Kiel et al, 1994; Bernaola et al., 2006; Beamud et al, 2003, 2011; Pujalte et al, 2003; Payros et al., 2007, 2009a, 2009b, 2011; Molina et al., 2011); y en la cuenca de Aínsa (Holl y Anastasio, 1993; Bentham y Burbank, 1996; Mochales et al., 2011); así como en la cuenca de Jaca (Hogan y Burbank, 1996 y Kodama et al., 2010), casi todas en series marinas y transicionales (Fig. 2).

El contenido fósil de estas series (nanoplancton calcáreo, dinoflagelados y foraminíferos bentónicos y planctónicos) ha sido estudiado en detalle aunque las zonas de macroforaminíferos bentónicos (también denominadas SBZ por sus siglas en inglés *shallow bethic zones*) sólo lo han sido parcialmente. Muchas de estas secciones comparten un ambiente hemipelágico con facies turbidíticas en el que los macroforaminíferos bentónicos son escasos, o pueden ser fácilmente retrabajados desde su ubicación original, por lo tanto, el registro de macroforaminíferos bentónicos puede tener un efecto de distorsión en la biozonación de SBZs.

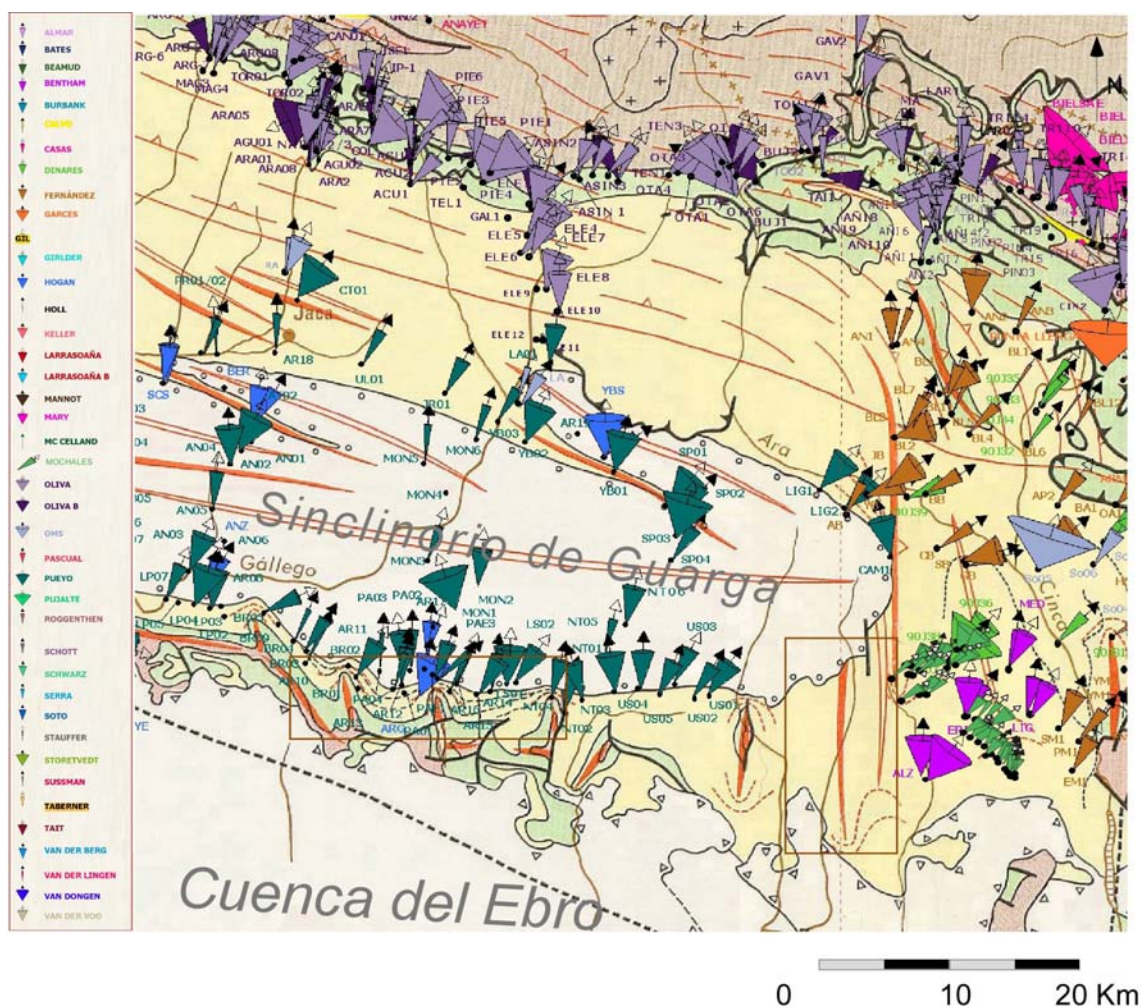


Figura 1 Base de datos paleomagnéticas parcial del Pirineo, proyecto GeoKin3DPyr (López et al., 2008). Sobreimpresa en la "Carte Tectonique del Pyrénées (Choukroune y Seguret, 1973). Recorte del sector correspondiente a las cuencas de Jaca y Aínsa separadas por los anticlinales de Balzes y Boltaña.

A pesar del vasto y continuo desarrollo de plataformas someras carbonatadas durante el Eoceno en el antepaís (Barnolas y Gil, 2001), los estudios en estas facies han recibido insuficiente atención magnetoestratigráfica y aún son limitados. Los cortes del Ara (Mochales 2011); Esera (Bentham y Burbank 1996 reestudiado por

Payros et al, 2009b); y Lizarraga (Payros et al, 2009b) son los únicos puntos de la cuenca donde se encuentran correlaciones directas entre datos magnetoestratigráficos y biozonas de macroforaminíferos bentónicos en facies someras. Aun así las correlaciones son solo parciales y los datos existentes presentan problemas de densidad de muestreo, continuidad estratigráfica y limitaciones de correlación estratigráfica por las facies características de cada uno de los perfiles. Las escalas de biozonación existentes (Serra-Kiel et al., 1998a) podrían ser acotadas de modo más riguroso y exhaustivo (Serra-Kiel et al., in press) debido a la disponibilidad de nuevos datos de secciones extensas en todo el paleógeno (Costa, 2011; Mochales, 2011 entre otros) y adicionalmente en el Cuisiense-Luteciense de plataforma carbonatada y rica en macroforaminíferos bentónicos que son las que abarca este trabajo.

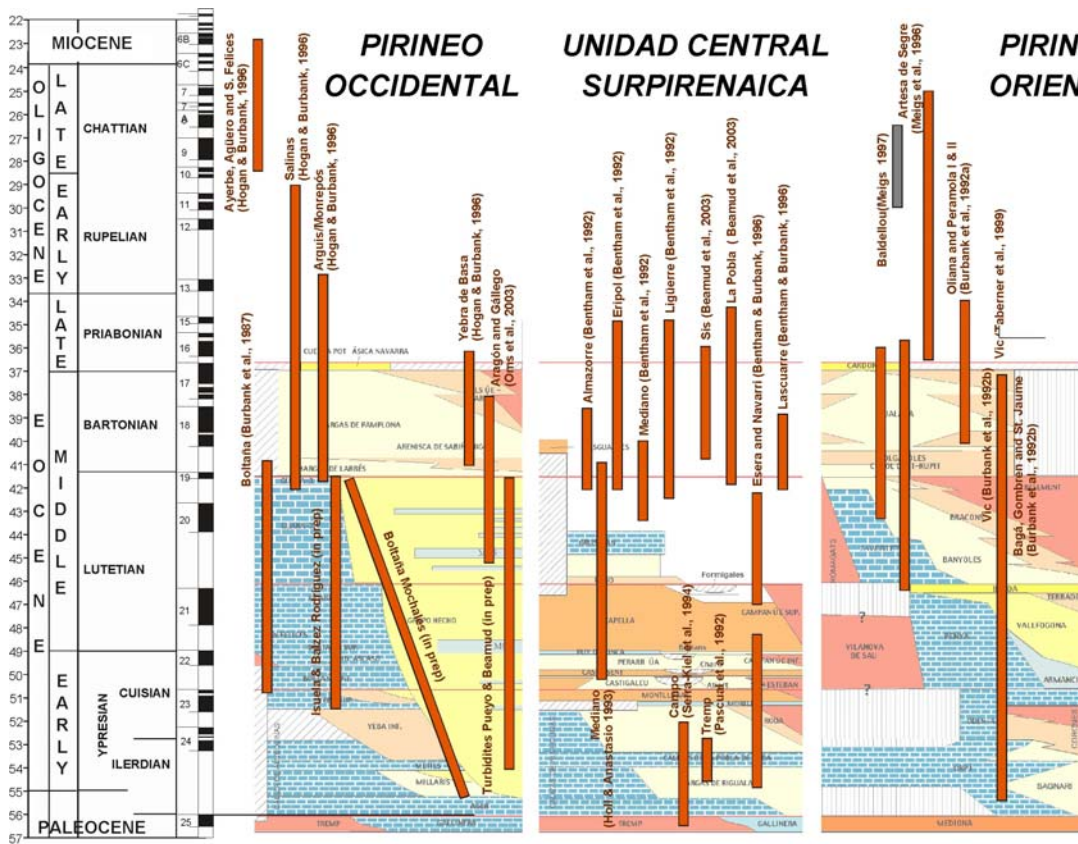


Fig. 2 Panel de correlación de las series magneto-estratigráficas realizadas en la vertiente surpirenaica (Pueyo, 2008).

Este trabajo de tesis tiene un propósito inicial de precisar una nueva cronología del Cuisiense-Luteciense en las Sierras Exteriores, y más específicamente en su parte más oriental (anticlinal del Balzes) y central (entorno de Arguis), donde potentes secciones de edad Cuisiense y Luteciense están bien expuestas. Esta nueva cronología Cuisiense-Luteciense puede ser complementaria con los datos expuestos por Mochales (2011) para la cuenca de Ainsa porque se ubica en una posición más

meridional y en facies de plataforma somera. Más allá de esto también se pretende, en la medida de las posibilidades, recalibrar y mejorar la actual biozonación para las SBZs para ese lapso de tiempo en las potentes series de plataforma carbonatada (Calizas de Boltaña y Guara) ricas en fauna autóctona.

Con una cronología local acotada para el anticlinal del Balzes (estructura N-S con cierto grado de complejidad), también se pretende evaluar por medio del paleomagnetismo las implicaciones cinemáticas y de emplazamiento de la estructura y sus implicaciones en el entorno, así como también se pretende acotar etapas de plegamiento y rotación para la estructura.

El anticlinal del Balzes, donde se localizan dos de las tres series magnetoestratigráficas desarrolladas en esta tesis (San Pelegrín y Santa Marina de Bagüeste), es un excelente ejemplo de estructura oblicua a la dirección principal de deformación de la cadena. Además y frente a otras estructuras similares (Boltaña, Mediano, Pico del Águila), el Balzes presenta un arco de más de 50° que permite estudiar la relación de dichas oblicuidades y las rotaciones de eje vertical.

Sobre este marco, la configuración de esta tesis consta de tres apartados: En este *primer apartado* se presenta una **breve introducción** al tema, se **presentan los trabajos** que abarca esta tesis y su apropiada **justificación como unidad temática**. En el *segundo apartado* se representa el **cuerpo de la tesis en capítulos**: un primer capítulo a modo de **introducción general y resumen** en castellano y tres capítulos adicionales con los **artículos de investigación** y sus diferentes aspectos (Capítulos 2, 3 y 4), y un quinto capítulo también en castellano con un **resumen de los resultados y conclusiones** obtenidas de este trabajo. Posteriormente se presenta un *tercer apartado* con las referencias bibliográficas. A continuación se explica con más detalle el desarrollo del Apartado II, y los 5 capítulos que le componen:

CAPITULO 1: Introducción general y Resumen.

En el CAPITULO 1 se expone la introducción general y resumen que precisa objetivos de la tesis, marco geológico, zona de estudio, metodología utilizada, técnicas de muestreo de campo, análisis de laboratorio y tratamiento de datos. Los resultados y conclusiones obtenidos (a modo de resumen), se han desarrollado con detalle en el último capítulo (Capítulo 5).

En los CAPITULOS 2, 3, y 4, se presenta el cuerpo principal de la tesis constituido por los artículos de investigación derivados y que abarcan tres grandes aspectos que representan el núcleo de este trabajo. En el CAPITULO 2, se desarrolla el aspecto cronológico y de calibraciones bioestratigráficas por medio de los estudios magnetoestratigráficos. En vista de las particularidades que guarda el registro

magnético de parte de estas rocas, en el CAPÍTULO 3, exploramos el problema de los errores causados por el solapamiento componentes paleomagnéticas y un caso real de estudio en la parte N del anticlinal del Balzes (sección de Santa Marina de Bagüeste). Con una base cronoestratigráfica y un control metodológico de errores de solapamiento de componentes paleomagnéticas acotado, en el CAPITULO 4, se presentan numerosas estaciones de control de rotación de eje vertical (VAR) para acotar en el tiempo y el espacio los aspectos geométrico-cinemáticos del emplazamiento del anticlinal curvado del Balzes y del sector del anticlinal Pico del Águila (sector central de las Sierras Exteriores).

El desarrollo de los capítulos 2, 3 y 4 están conformados por una breve introducción en castellano así como por los artículos de investigación que conforman el cuerpo de la tesis y que mencionamos a continuación:

CAPITULO 2: Cronología y calibraciones bioestratigráficas con la integración de datos de macroforaminíferos bentónicos (SBZ).

Abarca la cronoestratigrafía realizada en tres secciones estratigráficas de edad Cuisiense- Luteciense. Dos de ellas se sitúan en el anticlinal del Balzes (Secciones de San Pelegrín y Santa Marina de Bagüeste) y la tercera en el entorno de Arguis y del anticlinal del Pico del Águila (Sección del Isuela). En conjunto forman más de 1.6 Km de nueva serie magnetoestratigráfica. El estudio bioestratigráfico con propósitos de calibración cuenta con más de 270 muestras de macroforaminíferos bentónicos. Los artículos resultantes son:

Rodríguez-Pintó, A; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; Barnolas, A.; Pocoví, A. Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section; 2012a. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 333-334, 107-120p. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.03.012

Rodríguez-Pintó, A; Pueyo, E. L.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A.; Gil-Peña, Inma; Mochales T.; Serra-Kiel, J. 2012b. Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees). Geotemas 13, 367p.

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A. The Upper Ypresian and Lutetian in San Pelegrín section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation, 2012d. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Accepted , in press).

CAPITULO 3: Desarrollo metodológico para el control de errores de solapamiento de componentes paleomagnéticas en el registro magnético de las rocas.

Para poder garantizar la calidad y credibilidad de los datos paleomagnéticos es necesario garantizar el correcto aislamiento de las componentes magnéticas de las rocas cuando éstas son sometidas a los análisis de laboratorio. La desmagnetización simultánea de dos o más componentes paleomagnéticas (solapamiento) durante los procedimientos de laboratorio impide la identificación apropiada de la componente característica, reduce la fiabilidad de los datos (Van der Voo, 1990) y puede incurrir en errores de inclinación y declinación importantes, en cambios de polaridad aparentes y también *test* de estabilidad erróneos.

En este trabajo de tesis, ha surgido la necesidad de abarcar el aspecto del solapamiento de forma amplia ya que un grupo de datos de la parte norte del anticlinal del Balzes, en su mayoría de las calizas Lutecienses de la Formación Guara de la sección de Santa Marina de Bagüeste, presentan características de solapamiento de componentes en diferentes grados, algunas totalmente solapadas.

En los artículos que se presentan en este capítulo, evaluamos matemáticamente diferentes parámetros relacionados con errores derivados del solapamiento. Acotamos todas las variables geométricas que influyen en los errores que se derivan del solapamiento de dos componentes (una primaria y una secundaria) partiendo de modelos numéricos en el primer artículo y en el segundo artículo presentamos el caso real de los datos afectados por solapamiento en el anticlinal del Balzes. Estos análisis tanto teórico-numéricos como provenientes de los datos reales nos ayudan a la identificación y filtrado de datos de mejor calidad para los estudios paleomagnéticos de cronología y rotación de estructuras. Los artículos desarrollados en esta línea son:

Rodríguez-Pintó, A., Ramón, M. J., Oliva-Urcia B., Pueyo, E. L., Pocoví, A. Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors- mathematical models, 2011. Physics of the Earth and Planetary Interiors 186, Issues 1-2, 11-22 p. DOI: 10.1016/j.pepi.2011.02.003

Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees), 2012c. Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Pocoví, A., Oliva-Urcia, B., Ramón, M. J. Physics of the Earth and Planetary Interiors. Accepted in press.

CAPITULO 4: Aspectos de cinemática y emplazamiento del anticlinal del Balzes y del Sinclinal de Arguis.

El anticlinal del Balzes es una estructura oblicua pirenaica cuyo desarrollo, en relación con los sistemas de pliegues y cabalgamientos, incide en la distribución de facies y delimitación de las cuencas del Paleógeno. A pesar de ser un ejemplo excepcional de estructura curvada en un frente de pliegues y cabalgamiento, hasta el año 2006 no se había realizado ningún paleomagnético (Fig. 1). Sus peculiaridades estructurales, curvatura en el eje y oblicuidad respecto a la dirección pirenaica, eran un gran atractivo complementario al desarrollo de las serie magnetoestratigráficas que iban a permitir datar con precisión series y eventos de deformación.

Además, con excepción de algún corte compensado aislado que cruzaba su estructura (Millán, 1996; Cámara y Klimovitz, 1985; Seguret, 1973...), ningún trabajo hasta la fecha había abordado la estructura en profundidad del anticlinal del Balzes. Por esta última razón se ha emprendido una tarea adicional durante el transcurso de este trabajo de tesis: sentar las bases para la construcción de un modelo 3D del anticlinal del Balzes. Un modelo 3D de esta estructura, y su vasta red de puntos paleomagnéticos, podrían ser de gran utilidad para comprobar la validez del recientemente desarrollado método de restitución 3D que involucra vectores paleomagnéticos como referencia primaria (Ramón et al., 2008 a, 2012a).

Con esta finalidad, durante el año 2009 se realizaron tareas multidisciplinares para la generación de un modelo 3D. Todas estas actividades preliminares están descritas en la introducción del capítulo 4 y actualmente continúan siendo desarrolladas por Pablo Calvín Ballester entre el Instituto Geológico y Minero de España y el grupo Geotransfer de la Universidad de Zaragoza (Geodinámica Interna).

Para llevar a buen término la mayoría de los objetivos planteados en la tesis en un plazo real hubo que limitar los objetivos centrados en las actividades sobre la geometría y cinemática del anticlinal. Se propuso hacer un muestreo paleomagnético denso y representativo a lo largo y ancho del anticlinal del Balzes, hacer un filtrado de calidad de datos y generar un modelo cinemático del plegamiento y rotación de la estructura basados en datos paleomagnéticos y en análisis estructural clásico. Los resultados de este estudio, que tuvo su evolución en varias etapas, están representados parcialmente en las publicaciones que componen este capítulo.

Adicionalmente y tomando en cuenta la abundante nueva información del perfil magnetoestratigráfico del Isuela (CAPITULO 2), se calcularon valores de rotación a lo largo del Luteciense (Calizas de Guara). En la zona de Arguis (sector Pico del Águila), existen numerosos datos sedimentológicos, cronológicos y estructurales

(Puigdefábregas, C., 1975; Millán et al., 1994; Samsó et al., 1994, Poblet y Hardy, 1995; Pueyo et al.; 1997; Casteltort et al., 2003 y 2004; Casas et al., 2005; Vidal-Royo et al., 2009, 2011a y b, 2012) pero todos los datos paleomagnéticos pre-existentes (Hogan y Burbank, 1996; Pueyo et al., 2002; Kodama et al., 2010) están situados a partir del Bartonense, por lo tanto, hasta el momento no se conocía con certeza si la acumulación total de giro se remonta al Bartonense o si podría ser anterior.

Los datos de las calizas de Guara del perfil del Isuela (sector Pico del Águila), permiten evaluar este aspecto durante el Luteciense. Los resultados permiten proponer una actualización para la cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores.

Todos los aspectos mencionados con anterioridad se reflejan en los siguientes artículos:

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Calvín, P.; Sánchez, E.; Ramajo, J.; Ramón, M. J.; Pocoví, A.; Barnolas, A.; Casas, A. M. Rotational kinematics of a curved fold: the Balzes anticline (Southern Pyrenees). (In review). Tectonophysics.

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A. Paleomagnetic analysis in the Balzes anticline (Southern Pyrenees): Vertical-axis rotations and kinematics implications, 2010. Trabajos de Geología 30, 169-175p.

Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A. Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental), 2008. Geotemas 10, p. 1207-1210.

El artículo publicado en la revista Trabajos de Geología en el 2008, representa un modelo hipotético preliminar del emplazamiento del Balzes tomando en cuenta datos muy limitados y con problemas de solapamiento de componentes paleomagnéticas que en aquel momento no habían sido identificados. El muestreo posterior a esta publicación permitió identificar el problema con mayor claridad (capítulo 3) y descartar hipótesis preliminares. Un modelo posterior con datos contundentes y bases más sólidas se presenta en el artículo de la cinemática rotacional para anticlinal del Balzes (ahora en revisión).

Finalmente, tras el cuerpo principal de la tesis (Capítulos 2, 3 y 4), en el CAPITULO 5, se sintetizan los resultados y conclusiones principales de todos los aspectos abordados en la tesis. En el APARTADO III se incluyen las referencias bibliográficas reseñadas.

Los aspectos que se desarrollan en esta tesis, en conjunto representan una aportación significativa por la novedad y aportan gran cantidad de datos de excelente calidad para el Eoceno medio en especial a los pisos del Cuisiense y Luteciense en las Sierras Exteriores.

Se han logrado ajustes significativos de la cronología que han permitido la recalibración de escalas bioestratigráficas, se han complementado las edades de rotación para el sector central de las Sierras Exteriores y acotado edades de rotación y emplazamiento para el anticlinal del Balzes pese a su complejidad estructural y a la dificultad inherente a la calidad de muestra (control de errores y desarrollo metodológico paleomagnético).

Con este aporte cronológico también es posible completar el "gap" cronoestratigráfico para las facies de calizas de plataforma y evaluar las repercusiones que pueda tener a nivel regional.

II. CAPÍTULOS

CAPÍTULO 1: Introducción general y resumen

En este apartado, a modo de introducción y resumen se exponen los objetivos de esta tesis, un marco geológico general de la Cordillera Pirenaica y en particular de la Cuenca Surpirenaica donde se centran los estudios. Se especifica la zona de estudio, metodología utilizada y síntesis de los resultados y conclusiones.

1.1 Objetivos

- Aportar una nueva cronología de edades absolutas basadas en la escala de tiempo de polaridad magnética para el Cuisiense y Luteciense por medio de datos paleomagnéticos en facies marino-someras de las Sierras Exteriores del Pirineo Altoaragonés.

- Recalibrar biozonas de macroforaminíferos bentónicos del intervalo Cuisiense-Luteciense a partir del estudio de nuevos datos paleomagnéticos y bioestratigráficos.

- Generar nuevos datos paleomagnéticos robustos y de calidad para el control de rotación de ejes verticales (VAR) en la estructura del anticlinal del Balzes.

- Acotar etapas y magnitudes de plegamiento y rotación para el anticlinal del Balzes (extremo oriental de las Sierras Exteriores) y para el sector central de las Sierras Exteriores (entorno de Arguis) para reconstruir su cinemática rotacional y evaluar su repercusión a nivel regional.

1.2 Marco Geológico

1.2.1 La Cordillera Pirenaica.

La cordillera pirenaica constituye la alineación montañosa que bordea el Norte de España y parte del Océano Atlántico. Al Este, abarca desde el Cap de Creus en Cataluña y la baja Provenza en Francia (Archaud y Séguret, 1981), mientras que al W la cadena bordea la costa cantábrica hasta Galicia y se prolonga por la dorsal Atlántica. En corte transversal, las estructuras de la cadena llegan a abarcar una anchura de hasta 200 Km (Williams y Fisher, 1984; Fontboté et al., 1986). La estructura dominante tiene orientación WNW- ESE a lo largo de 425 Km y representa el istmo que une la Península Ibérica con la Placa Europea (Fig. 1A).

Geográficamente, se divide a su vez en dos grandes edificios montañosos: los Pirineos y la cordillera Vasco-cantábrica. Los Pirineos corresponden a la porción de la cordillera pirenaica que se extiende desde el Golfo de Lion en el Mediterráneo hasta el Golfo de Vizcaya en el Océano Atlántico. Sus límites (variables en la literatura así como la denominación de sus unidades), son el Mar Mediterráneo hacia el E como límite físico y la falla de Pamplona como límite estructural hacia su zona occidental meridional (Barnolas y Pujalte, 2004).

Constituyen el Pirineo (Muñoz, 1992; Teixell, 1996; Martínez-Peña y Casas, 2003; Casas y Pardo, 2004), materiales de basamento (previamente afectados por la Orogenia Hercínica), tardihercínicos, mesozoicos y cenozoicos. La cadena montañosa está constituida por un cinturón de pliegues y cabalgamientos flanqueados por las cuencas de antepaís de Aquitania al Norte y del Ebro al Sur. Su origen resulta de la colisión continental y subducción parcial de la Placa Ibérica bajo la Placa Euroasiática durante el ciclo alpino (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune et al., 1989; Muñoz, 1992 entre otros).

El orógeno tiene doble vergencia y es claramente asimétrico. Los principales sistemas de pliegues y cabalgamientos tienen vergencia al Sur y se encuentran en la vertiente meridional sobre la Placa Ibérica (Séguret, 1972), mientras que el sistema localizado en la vertiente septentrional tiene vergencia preferentemente al Norte conlleva un menor acortamiento y se desarrolla por encima de la placa europea (Muñoz, 1992; entre otros).

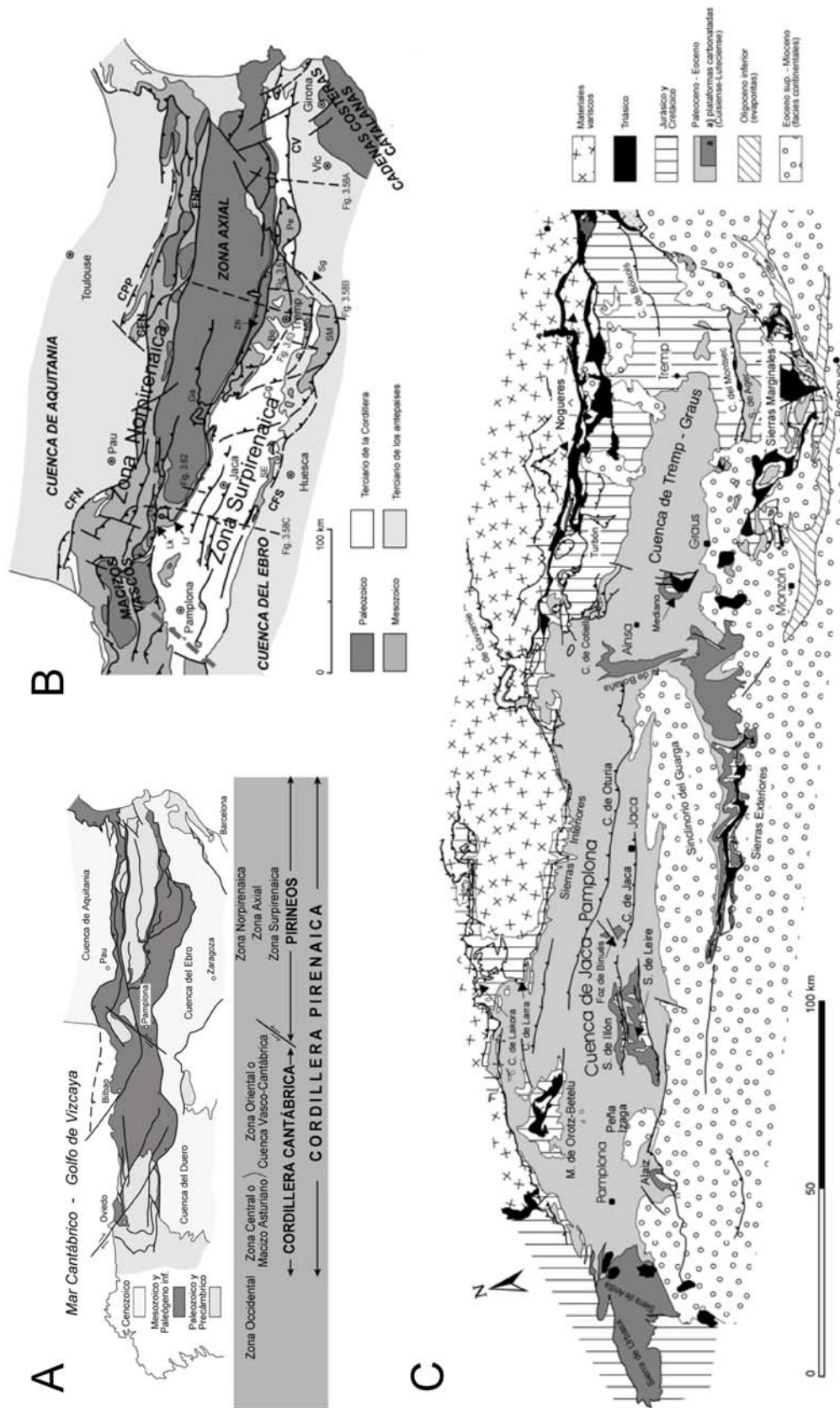


Figura 1. A. La Cordillera Pirenaica, extensión y terminología geológica y geográfica. B. Esquema estructural de los Pirineos (mod. de Teixell, 1996). Principales cabalgamientos: CFS: Cabalgamiento

Frontal Surpirenaico; CFN: Frontal Norpirenaico; CPP: Petites Pyrénées; Lk: Lakora; Lr: Larra; SE: Sierras Exteriores; Ga: Gavarnie; ZN: Nogueres; Bo: Bóixolls; Mo: Montsec; SM: Sierras Marginales; Sg: rampas oblicuas del Segre; Cg: rampas oblicuas del Cinca; PE: manto de Pedraforca; CV: Vallfogona. C. Esquema estructural de la vertiente surpirenaica central y occidental (modificado de Teixell, 1992), tomadas de Barnolas y Pujalte (2004).

Antes de la formación del Pirineo (pero ya iniciado el ciclo alpino), el ámbito pirenaico estuvo sometido a una dinámica distensiva relacionada con distintas etapas de apertura del Atlántico. La apertura del Atlántico Norte da lugar a diferentes periodos de rifting que ocurrieron desde el Pérmico superior hasta el Triásico inferior (Lucas, 1985; Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Ziegler, 1989, Ziegler et al., 2001). La apertura del Atlántico Sur comienza desde el Jurásico hasta el Cretácico superior (Campaniense) (Puigdefàbregas y Souquet, 1986 entre otros).

Este último periodo se caracteriza por la rotación antihoraria de la Península Ibérica. El conjunto de procesos distensivos desarrollados desde el Pérmico superior al Cretácico superior se materializó en la formación de cuencas extensivas, cuya inversión sería la primera manifestación de la compresión alpina (Mason y Milles, 1984; Simó, 1985; Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Berástegui et al., 1990 y Teixell, 1990, 1998 entre otros).

La colisión entre Ibéria y Europa se produce durante el Santoniense tardío- Mioceno (Garrido y Ríos, 1972; Muñoz, 1992; Teixell, 1996) como consecuencia del acercamiento entre las placas Africana y Europea (Fig. 2). La dinámica de placas se mantiene controlada por la apertura del Atlántico Sur y el consiguiente giro antihorario de África y Arabia (Olivet et al., 1984). Al inicio de la compresión la dirección de convergencia de las placas es ligeramente oblicua (N-20 -E) cambiando a una dirección próxima a N-S al final de la misma (Srivastava et al., 1990; Rosenbaum et al., 2002; Sibuet et al., 2004 y 2007); la deformación se inicia en el Este de la cadena migrando a posiciones más occidentales con el tiempo (Puigdefàbregas y Souquet, 1986).

Durante el periodo compresivo, el peso de la cuña orogénica y la actuación de las fuerzas subcrustales fueron flexionando la litosfera generando en ambas vertientes del orógeno las cuencas de antepaís del Ebro y de Aquitania (Brunet, 1986; Zoetemeijer et al., 1990 y Millán et al., 1995). Durante la orogénesis la compresión se propagó hacia los márgenes pasivos involucrando de manera progresiva los sedimentos de las cuencas, lo que dio lugar a un gran número de estructuras sintectónicas espacialmente visibles en la vertiente meridional. El despegue e imbricación de la cobertera se canalizó, en la mayoría de los casos a favor de los materiales plásticos del Triásico medio y superior.

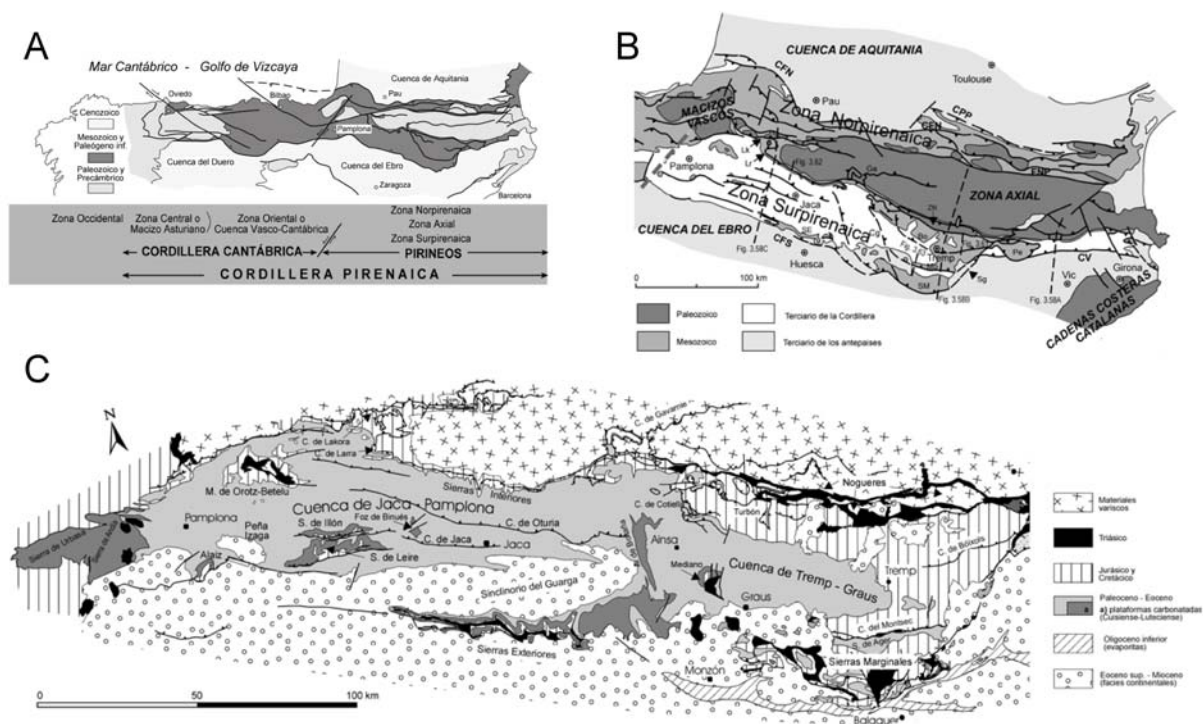


Figura 2. Reconstrucción del Oeste del Tethys a partir del Jurásico medio utilizando parámetros de rotación para África, Iberia y Europa. Rosenbaum, et al. (2002) y referencias en él. Las áreas sombreadas indican el solapamiento entre las placas adyacentes.

Las hipótesis respecto a la formación del Pirineo han ido variando con el tiempo en función del estado de conocimiento aunque la teoría aloctonista/alocronista fue definitivamente aceptada con la tesis de Souquet (1977).

Una serie de trabajos posteriores basados en datos geofísicos más precisos prueban que el Pirineo representó en su momento el límite entre Europa y África puesto que del Campaniense al Eoceno superior Iberia se movía solidaria con la placa Africana (Schouten et al., 1984; Srivastava et al., 1990 y Roest y Srivastava et al., 1991, Sibuet, 2004 y Ziegler y Dèzes, 2006; Van der Voo, 1993; Gong et al., 2009). En este momento, una vez finalizada la estructuración pirenaica, el límite interplacas migra hacia el Sur. Durante esta etapa la Placa Ibérica funciona independiente de la africana con el límite N ubicado en los Pirineos y el Sur en las Béticas.

A partir de Mioceno oligoceno inferior (Rosenbaum et al., 2002), Iberia forma parte de la Placa Europea y el límite de placas se sitúa en las Béticas (Fig. 2), aunque la convergencia entre Iberia y Europa no finaliza hasta el Mioceno inferior tal y como lo documentan los materiales sinorogénicos de esta edad (Arenas et al., 2001).

1.2.2 División del Pirineo

De Norte a Sur en los Pirineos se han delimitado tres zonas principales (según la zonación clásica actualizada (Barnolas y Pujalte 2004, Fig. 1A) originalmente definida por Matauer (1968). Adicional a ellos habría que incluir los antepaíses plegados de una y otra vertiente de las cuencas terciarias (Cuenca de Aquitania y Cuenca del Ebro).

1.2.2.1 Zona Norpirenaica

Se caracteriza por una serie de afloramientos de materiales de basamento varisco, que corresponden a bloques desenraizados conocidos como los macizos Norpirenaicos (Souquet y Peibernè, 1987; Baby et al., 1988). Son característicos también los afloramientos Mesozoicos plegados incluyendo facies turbidíticas del Cretácico superior.

El límite Norte de la Zona Norpirenaica corresponde al cabalgamiento Frontal Norpirenaico (Fig. 1B). En la parte central de la vertiente Norpirenaica, entre el citado cabalgamiento fosilizado por el Maastrichtense superior en facies Garumn (Souquet et al., 1977), y los afloramientos molásicos no deformados de la Cuenca de Aquitania, se reconocen una serie de afloramientos de rocas mesozoicas y paleógenas involucradas en láminas cabalgantes y pliegues vergentes al norte despegados a nivel del Triásico y que algunos autores individualizan como Zona Subpirenaica (Souquet, et al., 1977).

El límite norte de esta zona queda bien definido por el cabalgamiento de los Petites Pyrénées (CPP, Fig. 1B) aunque parte de las estructuras vergentes al norte están fosilizadas por los depósitos molásicos post-orogénicos. El límite meridional es algo más impreciso por el trazado de la Falla Norpirenaica.

La Falla Norpirenaica separa a la Zona Axial de la Zona Norpirenaica y se caracteriza por la existencia de un metamorfismo térmico importante que afecta a rocas pre-albienses, relacionado con el ascenso de las isothermas en los momentos de máxima tensión cortical de este dominio, que tiene relación con la existencia el ascenso de pequeños volúmenes de rocas del manto (Iherzolitas) y por un magmatismo Cretácico (Vielzeuf y Kornprobst, 1984; Goldberg et al., 1986).

1.2.2.2 Zona Axial

Se conoce como Zona Axial al extenso afloramiento de basamento varisco situado inmediatamente al Sur de la Zona de la Falla Norpirenaica, en la que se encuentran algunas de las cumbres más elevadas del Pirineo. Constituye una elevación del basamento con vergencia Sur como muestran los cabalgamientos alpinos que involucran el basamento de la Zona Axial y parte de su cobertera mesozoica como Lakora, Eaux Chaudes, Gavarnie, Rilap; Orri; Freser, entre otras (Muñoz et al. 1986, Casas y Pardo, 2004, Oliva-Urcia 2004).

1.2.2.3 Zona Surpirenaica

Incluye los materiales post- variscos de vergencia Sur, que forman la cobertera de la Zona Axial y que se encuentran entre la Falla Norpirenaica y el frente de cabalgamiento Surpirenaico (FSC). Incluye porciones de basamento varisco incorporadas en alguna de las láminas, tanto en afloramiento (Macizos Orotz-Beteleu, zona de los Nogueres, escamas paleozoicas del Ampurdán), como en el sub-suelo (Cámara y Klimovitz, 1985). En la Zona Surpirenaica se pueden considerar tres sub-zonas de Este a Oeste delimitadas por las alineaciones estructurales del Segre, del Cinca y de Pamplona (Fig. 1B y C).

-Zona Surpirenaica Oriental

Comprendida entre el Mar Mediterráneo y la alineación estructural del Segre (Sg en la Fig. 1B). Al Este del Río Segre, la zona surpirenaica se estrecha considerablemente. En ella podemos distinguir, según la terminología de Muñoz et al. (1986) unos cabalgamientos superiores, formados por un Mesozoico relativamente potente y Terciario, que corresponden a las **Unidades de Pedraforca, Bac Grillera – Biure y de Figueres – Montgrí**, y unos cabalgamientos inferiores que incluyen basamento varisco con una cobertera formada por el Garum y el Paleógeno (**Unidad del Cadí**).

-Zona Surpirenaica Central

Corresponde al sector entre la estructura del Segre y afloramientos mesozoicos y Cenozoicos del límite de la **Unidad Surpirenaica Central (USC)** en el Valle del Río Cinca (Cg en la Fig. 2B). De norte a sur comprende la **Zona de los Nogueres y la USC**. En esta última podemos considerar una unidad superior y septentrional; Unidad de **Bóixols o Bóixols –Turbón, el**

cabalgamiento del Montsec y las Sierras Marginales cuyo frente constituye el cabalgamiento basal Surpirenaico de este sector.

La **zona de Nogueres** se sitúa entre la zona Axial y la USC, se caracteriza por una serie de bloques de basamento varisco, aislados, separados entre sí y de la Zona Axial por una cobertera de materiales del Estephaniense – Pérmico y Triásico, se interpretan con la parte frontal basculada de láminas que implican el basamento (Seguret, 1972, Williams, 1985; Muñoz, 1992) como la parte frontal de láminas que implican el basamento.

La **Unidad de Bóixols** contiene una potente serie Mesozoica (5 Km aprox.), con un Paleoceno y Eoceno inferior delgados y localmente una cobertera de conglomerados del Eoceno Superior- Oligoceno discordantes y posteriores al plegamiento (Beamud et al., 2003). El Mesozoico incluye el Triásico, Jurásico y un Cretácico inferior de grandes variaciones de espesor y facies disminuyendo al W, mientras que el Cretácico superior hace lo contrario a la vez que incorpora turbiditas (García-Senz, 2002). El emplazamiento de esta unidad registra la compresión a partir del Santoniense superior y es sincrónica con la serie turbidítica del Santoniense – Campaniense.

La **Unidad de Montsec** tiene una estructura sencilla con un Mesozoico más reducido que la Unidad de Bóixols, especialmente en el Cretácico Inferior. Su estratigrafía va desde el Triásico como unidad de despegue hasta el Oligoceno en su contacto con la Unidad de Bóixols. El frente de cabalgamiento es un anticlinal de bloque superior que está fuera de secuencia (Teixel y Muñoz, 2000), es posterior a depósitos del Cuisiense y Luteciense inferior (Villalta y Rosell, 1963; Crusafont y Rosell, 1966; Crusafont et al., 1968), y está fosilizado en Comiols por conglomerados marginales oligocenos de edad Estampiense (Pocoví, 1978).

Durante el movimiento de las unidades cabalgantes hacia el Sur, en el margen Sur de la Zona Axial se generaba sedimentación sintectónica, dando paso a una variación de los depocentros de las cuencas en esa dirección. Como respuesta a la inversión al desarrollo de cuenca en margen distensivo, la etapa compresiva en el Cretácico tardío originó una incorporación parcial de la antigua cuenca de antepaís en la Unidad de Bòixols. Un periodo de relativa calma tectónica se mantuvo del Maestrichtiense hasta el Eoceno inferior (Fernández-Bellón, 2004), con sedimentación continental y marina somera en la cuenca. Más adelante con la reactivación tectónica se indujo la migración del depocentro hacia la **Cuenca de Tremp-Graus** más adelante transportada por la lámina del Montsec. Esta cuenca se abrió hacia el Oeste sobre la rampa lateral de la lámina del Montsec, hacia la **Cuenca de Ainsa** (alimentando la Cuenca turbidítica de Jaca-Pamplona). Durante el Bartonense una transgresión regional confiere de nuevo el carácter unitario de la Cuenca Surpirenaica bien probado por evidencias biostratigráficas y

sedimentológicas (Puigdefàbregas 1975; Barnolas et al., 1992; Barnolas y Gil-Peña, 2001).

Hacia el Sur, las **Sierras Marginales** constituyen la lámina inferior más meridional de la USC. Su estructura interna es compleja (Pocoví, 1978; Saula y Samsó, 1996; Millán et al., 2000) y se compone de una serie de escamas formadas por una delgada cobertera de materiales Mesozoicos y Terciarios sobre las evaporitas del Triásico Medio y Superior (nivel de despegue). El emplazamiento de Sierras Marginales (en la Zona Surpirenaica Central) y de Sierras Exteriores (Zona Surpirenaica Occidental), causó el desplazamiento hacia el Sur de las cuencas de Graus-Tremp, Ainsa y Jaca-Pamplona como cuencas de *piggyback* (desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno superior), permitiendo una mayor sedimentación hacia la Cuenca del Ebro.

El desarrollo de ambientes marinos y continentales del Eoceno Inferior y Medio fueron controlados por la propagación hacia el Sur de las láminas cabalgantes en secuencia de *piggyback* dentro de la cuenca antepaís subsidente (Puigdefàbregas, 1975; Nijman y Nio, 1975; Farrell et al., 1987; Puigdefàbregas et al., 1991; Poblet et al., 1998; Teixell y Muñoz, 2000). Una secuencia de rampas oblicuas y laterales de las láminas cabalgantes de la USC controlaban la transición lateral de los sistemas fluviodeltáicos de la Cuenca de Tremp- Graus, hacia ambientes más profundos en la Cuenca de Jaca- Pamplona (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Barnolas y Gil-Peña, 2001). Este control estructural de la sedimentación continuó hasta el Eoceno superior – Oligoceno con depósitos de abanicos aluviales en el bloque superior (*hanging wall*) de la USC a lo largo de las rampas oblicuas en sentido W como resultado de un nuevo levantamiento (Bentham, 1992). A final del Eoceno en el Priabonense se produjo la continentalización total de la Cuenca Surpirenaica (Costa et al., 2009). El cierre de la cuenca a sedimentación marina aunado a una fuerte subsidencia permitió la formación de una cuenca endorreica durante el Oligoceno – Mioceno en la Cuenca del Ebro (Riba et al., 1983; García- Castellanos et al., 2003; Pérez-Rivarés et al., 2002, 2004).

- *Zona Surpirenaica Occidental.*

Se corresponde aproximadamente con la Cuenca de Jaca – Pamplona. Su límite oriental lo constituye la USC mientras que el occidental se sitúa en el límite oriental de la cuenca Vasco- Cantábrica delimitado por la Falla de Pamplona (Brinkmann y Logters, 1968; Larrasoña et al., 2003).

De norte a sur se reconocen diferentes dominios morfoestructurales (Fig. 1B y C): Sierras Interiores, dominio del flysch, con algunas culminaciones antiformes que presentan afloramientos de zócalo (Macizo de Orotz – Betelu) o de Mesozoico y Paleógeno (Sierras de Illón, Leire, Foz de Biniés y Foz de

Fago), las depresiones margosas del Eoceno medio formando la canal de Berdún o Val Ancha y la depresión de Pamplona; el sinclinorio del Guarga con sedimentos continentales del Eoceno superior y Oligoceno; y las Sierras Exteriores.

Las **Sierras Interiores**, situadas en contacto con los materiales variscos de la Zona Axial y/o de la cobertera del Stefaniense –Pérmico, se caracterizan por un Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno inferior (Ilerdiense inferior) y destacan en el paisaje por el colorido de los relieves calcáreos que caracterizan el Parque Nacional de Ordesa, el Collarada en el Valle del Aragón y los puertos de Aragüés-Bisaurín en el Valle de Hecho (Barnolas y Pujalte, 2004). Consisten en un conjunto de láminas cabalgantes que, por lo general, conservan anticlinales de bloque superior asociados, con translación meridional y orientación WNW- ESE (Teixell, 1992, 1996; Alonso y Teixell, 1992).

El conjunto de cabalgamientos se entronca en un cabalgamiento localizado en el Cretácico superior y basculado al Sur (Oliva y Pueyo, 2007a y b). En la zona occidental de las Sierras Interiores el cabalgamiento inferior esta definido por el cabalgamiento de Larra, aquí situado en la base de las areniscas de Marboré (por ejemplo en el Valle de Aragüés). Según Teixell (1992), el cabalgamiento de la unidad de Monte perdido (Souquet, 1967; Van de Velde, 1967; Séguret, 1972, entre otros), ubicado en las posiciones superiores del sistema imbricado de la zona oriental se correspondería hacia el oeste con el cabalgamiento inferior del sistema de Larra que sería de edad Luteciense Medio al Bartonense si se acepta su coetaneidad con el anticlinal de Boltaña (Mochales et al., 2012b).

En la zona oriental, concretamente en la región de Gavarnie-Lalarri, la existencia de un cabalgamiento existente al Sur sitúa el zócalo Paleozoico sobre rocas Cretácicas.

El dominio del flysch (**Cuenca turbidítica de Jaca**) se sitúa inmediatamente al sur de las Sierras Interiores y se caracteriza por la monótona sucesión de areniscas y margas grises en facies turbidíticas con capas de poco espesor, del Eoceno Inferior y medio que constituyen el Grupo Hecho y entre las que se intercalan capas de carbonatos resedimentados de excepcional espesor (megacapas; Mutti et al., 1985; Mutti, 1988; Labaume et al., 1985; Barnolas y Teixell, 1992; Payros et al., 1999).

En este dominio destacan algunas culminaciones antiformales asociadas a cabalgamientos (Cámara y Klimovitz, 1985, Teixell, 1992 y 1996) como el gran afloramiento de basamento y Triásico del Macizo de Orotz – Betelu o los afloramientos en facies de plataforma, con calizas y areniscas del Cretácico

superior y dolomias y calizas del Paleoceno y Eoceno inferior y medio de las Sierras de Illón y Leire, y de las Fozes de Biniés y Fago (Fig. 1C y Fig. 3).

Al sur del dominio del flysch se extiende una depresión conocida como la Val Ancha en la parte más oriental (Sabiñanigo y Jaca) o la canal de Berdún (entre Jaca y Lumbier) y que forma la extensa depresión morfológica que circunda la ciudad de Pamplona. Esta unidad se corresponde con los afloramientos de las margas azules de Pamplona (Eoceno medio, Bartoniense).

Al Oeste de las Sierras de Leire e Illón destacan la cubeta sinclinal de Aoiz (Peña Izaga), con sedimentos continentales del Eoceno Superior y Oligoceno, y la culminación antiformal a favor de un cabalgamiento que constituye el afloramiento Mesozoico y facies de plataforma carbonatada del Paleoceno y Eoceno inferior y medio de la Sierra de Alaiz.

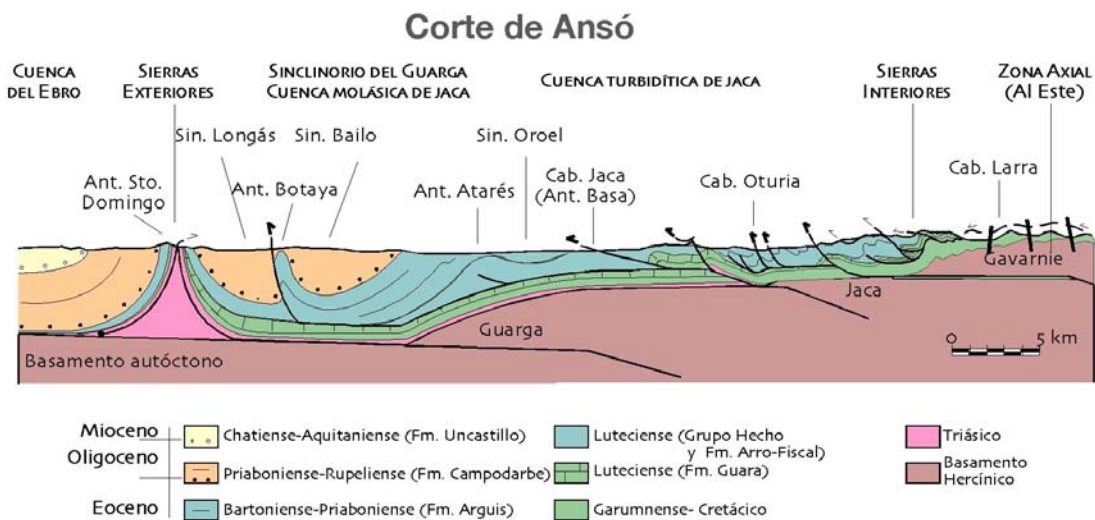
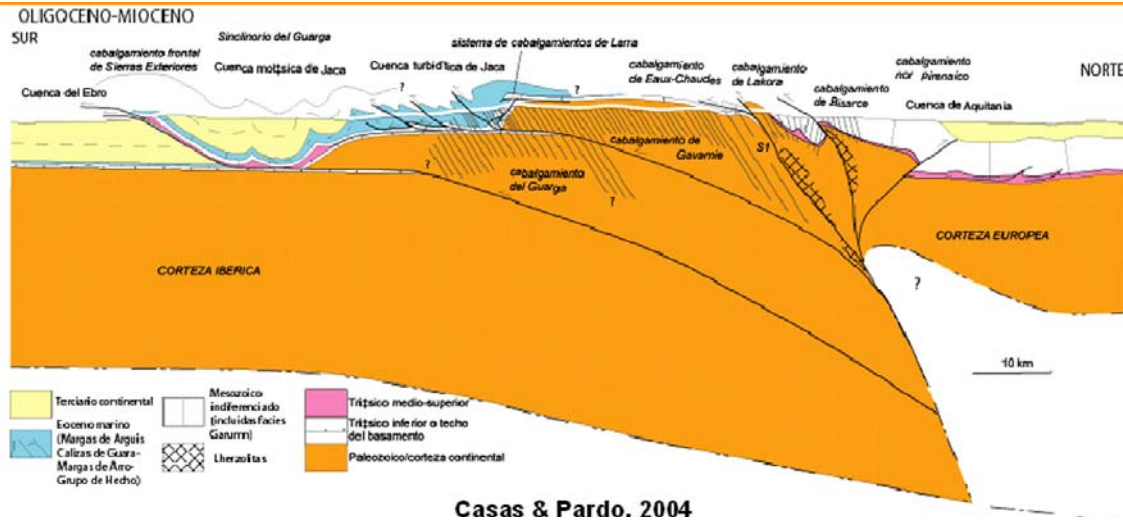
El sinclinatorio del Guarga (**Cuenca molásica de Jaca**) corresponde a los sedimentos continentales del Eoceno superior y Oligoceno que se extienden entre la Val Ancha y las Sierras Exteriores. Las Sierras Exteriores constituyen los relieves asociados al bloque superior de Cabalgamiento Frontal Surpirenaico (Millan, 1996, 2006).

Como tal presenta la interferencia de la deformación asociada al emplazamiento de la USC durante el Eoceno medio y que se manifiesta a través de pliegues N-S aproximadamente (anticlinales de Balzes y Boltaña entre otros), con la deformación asociada al emplazamiento de del Cabalgamiento Frontal Surpirenaico o Unidad de Gavarnie durante el Oligoceno (Séguret, 1972; Puigdefàbregas, 1975) y que presenta una estructura compleja (Millán et al., 2000).

Hacia el Sur, las **Sierras Exteriores** (Fig. 1C y 3), constituyen la alineación de relieves montañosos que separan la cuenca molásica de Jaca de la Cuenca del Ebro y representan la parte aflorante más meridional del frente de cabalgamiento frontal Surpirenaico en el sector aragonés (Millán et al., 1995; Teixell y Sansegundo, 1995; Pueyo et al., 1999).

Su serie se caracteriza por un Triásico incompleto (Muschelkalk y Keuper), un Liásico reducido al afloramiento de San Félices (Comas et al., 1989), un Cretácico Superior reducido a facies de plataforma carbonatada del Eoceno inferior y medio, equivalentes en edad a la potente serie turbidítica del Grupo Hecho y sobre las que se sitúan las margas de Arguís (Bartonienses), equivalentes laterales de las margas de Pamplona. Son, en gran parte de su extensión, el resultado de la superposición de pliegues y cabalgamientos, de

carácter sinsedimentario, en dos etapas sucesivas en el tiempo (Almela y Ríos, 1951; Puigdefàbregas, 1975; Millán, 2004).



MODIFICADO DE TEIXELL, 1992, MILLÁN, 1996, OLIVA, 2000

Figura 3. Corte geológicos generales de la estructura pirenaica en la transversal Huesca-Oloron en la Zona Surpirenaica Occidental (Casas y Pardo 2004) y en el sector de Ansó (modificado de Teixell, 1992; Millán, 1996 ; Oliva, 2000).

Desde el Eoceno medio al Oligoceno Inferior la estructura de las Sierras resulta de la progresión hacia el S y O de un sistema de cabalgamientos

imbricado que se caracteriza por un gran número de estructuras oblicuas de rumbo próximo a NO- SE; las primeras manifestaciones de la compresión están registradas en los depósitos de plataforma Lutecienses del sector oriental. Estas estructuras (algunas prácticamente N-S) son progresivamente más jóvenes en edad y de expresión de afloramiento más pequeña a medida que nos desplazamos hacia el W (Puigdefàbregas, 1975; Cámara y Klimovitz, 1985; Millán, 1996).

Durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior las zonas occidental y central del sistema anterior se ven afectadas por la formación de un gran anticlinal de despegue (anticlinal de Santo Domingo, expresión estructural más occidental de las Sierras Exteriores) que pliega el cabalgamiento basal, así como por una secuencia de cabalgamientos de bloque superior ligada al desarrollo este pliegue. Un aspecto relevante de toda la estructuración de las Sierras Exteriores es que la cinemática de los principales pliegues y cabalgamientos conllevó a una rotación horaria que en términos de deformación supuso una importante reducción del acortamiento hacia el Oeste (Millán et al., 1995, Pueyo et al., 1999; 2002, 2003a y b, 2004).

1.2.3 Estructura cortical del Pirineo.

La cordillera Pirenaica ha sido objeto de numerosos estudios e interpretaciones a escala cortical. Se han realizado varios perfiles sísmicos de reflexión y refracción profundas en el marco de los proyectos: ECORS, ESCIN y MARCONI (Choukroune et al., 1989; Daignières et al., 1994; Pulgar et al., 1996; Álvarez- Marrón et al., 1996; Teixell, 2000; Capote et al., 2002; Pedreira et al., 2003). Los estudios sísmicos muestran un importante engrosamiento de la corteza bajo la cordillera, resultado coherente con la existencia de una marcada anomalía gravimétrica negativa, alargada paralelamente a ella (Casas et al., 1997).

Inicialmente los datos de sísmica de refracción pusieron en evidencia un decalaje de hasta 15Km entre la Zona Axial y la Zona Norpirenaica de la discontinuidad de Mohorovicic (Moho), atribuida al límite entre placas (Gallart et al., 1981 y Daignières et al., 1982). Posteriormente los perfiles de reflexión ECORS (Pirineos y Arzacq) proporcionaron datos geométricos y de profundidad. El techo del zócalo Paleozoico se observa elevado por cabalgamientos en la Zona Axial, también se diferencia un patrón en forma de abanico correspondiente a los grandes cabalgamientos corticales de la cadena. La base de la corteza y la discontinuidad de Moho se ubican a 33 km de la superficie en el frente Surpirenaico buzando al N y hasta 55-60 km en la Zona Axial sumergiéndose por debajo de la corteza Europea de profundidad homogénea entre 28 y 30 km (Choukroune et al., 1989 y Daignières et al., 1994).

Atendiendo a los perfiles sísmicos y otros datos geofísicos se pueden observar las diferentes interpretaciones del Pirineo a escala cortical y sus principales características (Fig. 3 y 4). Se observa que el engrosamiento de la corteza pirenaica se produce mediante cabalgamientos que cortan la toda la corteza y el manto superior. Los cortes tienen en cuenta el acortamiento orogénico y el balance de masas necesario a escala de corteza. En la transversal del perfil ECORS-Pirineos se ha deducido, a partir de la estructura de la corteza superior, un acortamiento de unos 100 km por Roure et al., (1989), y en torno a 150-165 km por Muñoz (1992) y Beaumont et al., (2000) respectivamente.

Para la transversal ECORS-Arzacq, Teixell (1998) calculó de la misma manera un acortamiento próximo a 80 km. A pesar de las discrepancias que en parte surgen de diferentes interpretaciones respecto a la prolongación de la cobertera autóctona bajo los cabalgamientos basales surpirenaicos, así como de una disminución real del acortamiento alpino de E a O (Oliva y Pueyo, 2007b), se constata en todos los casos una diferencia entre el acortamiento calculado y el que se deduce de la geometría simple de la corteza inferior.

Este hecho ha llevado a suponer modalidades adicionales de acortamiento en la corteza profunda no identificadas en los perfiles, entre las que se han propuesto un sistema de imbricaciones intracorticales (Roure, 1989) según se aprecia en la Figura 4, (corte A), o una subducción de la corteza continental ibérica hacia el manto, hasta una profundidad no alcanzada por la sísmica (Muñoz, 1992, Berástegui, 1993; Teixell, 1998) como puede observarse en la Figura 4, (cortes B y C). La viabilidad de la subducción ha sido confirmada por tomografía sísmica (Souriau y Granet, 1995) y de modelos de datos magnetotelúricos y de geoide (Chery et al., 1991; Beaumont y Quinlan, 1994; Beaumont et al., 2000; Ledo et al., 2000). El aparente problema de subducción continental puede explicarse si se considera que fue únicamente la corteza inferior, probablemente la más máfica y densa, la que subdujo (Fig. 4, corte C).

Para resolver el acortamiento y engrosamiento de la corteza media en el perfil ECORS-Arzacq, Teixell (1998) propuso un modelo de indentación (Figura 4, corte C) en forma de cuña de la placa europea en el seno de la corteza ibérica, mientras que Beaumont et al. (2000) proponen para la transversal del perfil ECORS-Pirineos una combinación de deformación dúctil y apilamiento de mantos de corrimiento.

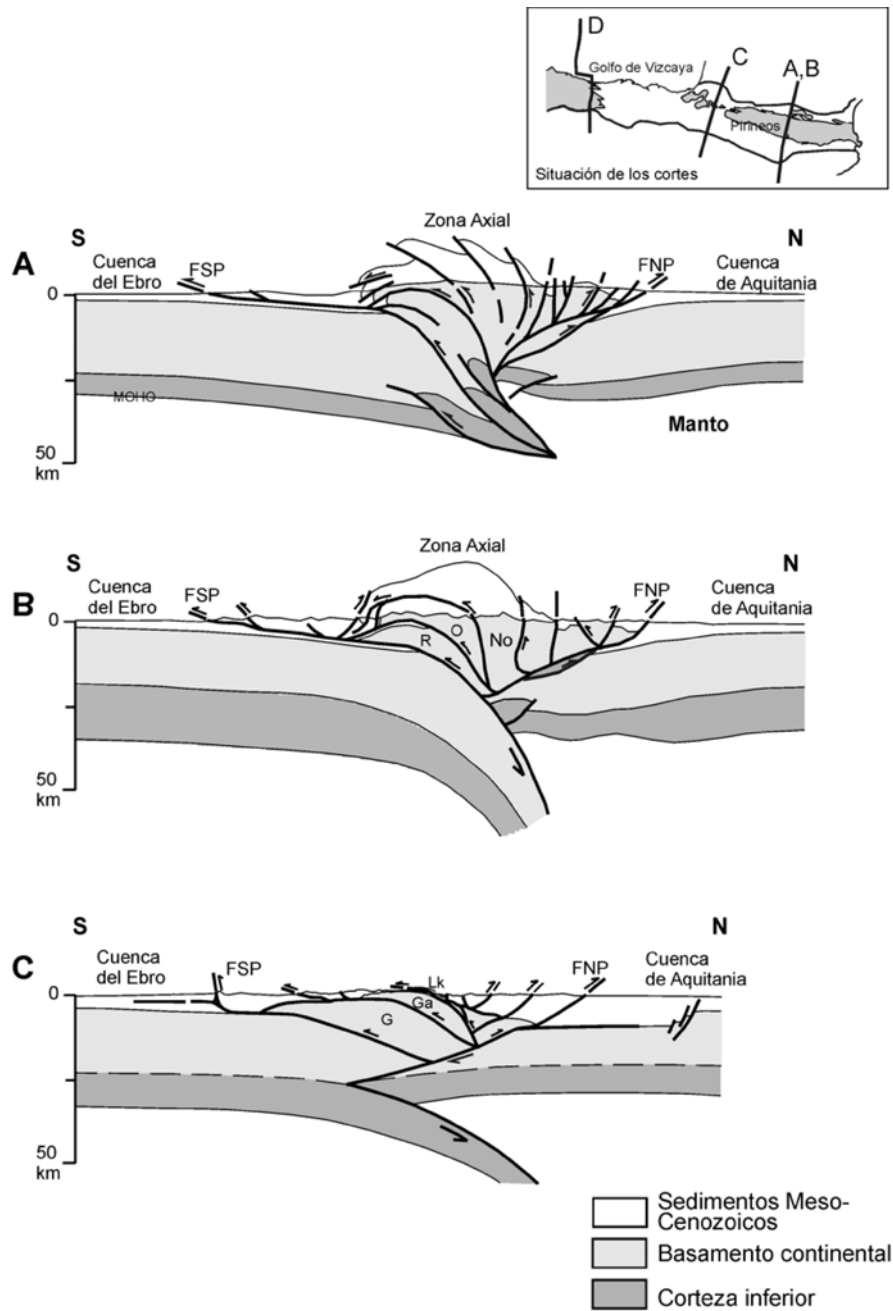


Figura 4. Cortes geológicos a escala cortical de la Cordillera Pirenaica basados en los perfiles sísmicos de reflexión combinados con datos de refracción y gravimetría. A: ECORS-Pirineos, Roure et al., 1989 (FSP, FNP: frentes Surpirenaico y Norpirenaico respectivamente). B: ECORS-Pirineos según Muñoz 1992 y Berastegui 1993 (R, O, No: mantos de Rialp, Orri y Nogueres); C: ECORS-Arzacq, prolongado hacia la zona surpirenaica modificado por Teixell, 1998, añadiendo la posición interpretada de la corteza inferior (G, GA, Lk: mantos de Guarga, Gavarnie y Lakora) tomado de Barnolas y Pujalte, 2004.

1.2.4 Evolución de la Cuenca Surpirenaica Occidental durante el Eoceno.

Durante el Ilerdiense superior el emplazamiento de la Lámina del Cotiella forzó la compartimentación de la cuenca en tres nuevas cuencas: la cuenca Surpirenaica oriental, la cuenca Tremp-Graus y la cuenca de Jaca. La cuenca Surpirenaica oriental y la de Jaca se mantuvieron aun sin despegue como cuencas marinas de antepaís, mientras que la cuenca de Tremp-Graus se convirtió en una cuenca de *piggy-back* relacionada con el cabalgamiento del Cotiella adquiriendo sedimentación continental.

La cuenca despegó a través de las evaporitas del Triásico trasladándose hacia el Sur. Continuó siendo transportada por cabalgamientos relacionados con el emplazamiento de la Unidad Surpirenaica Central (USC) en secuencia de *piggy back*. Aún en el Cuisiense medio, al S del a cuenca Tremp-Graus, despegó el cabalgamiento del Montsec en secuencia de bloque inferior (*breakback sequence*) hacia el S formando la rampa oblicua de Mediano. El crecimiento de Boltaña al Oeste de la cuenca de Ainsa durante el Luteciense, indica que la cuenca también estaba siendo transportada en *piggy-back* en ese momento de tiempo (Farell, et al., 1987).

Desde el Ilerdiense medio al Luteciense Superior, la Cuenca de Jaca- Pamplona se caracterizó por un patrón de facies asimétrico, con el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas en el margen distal (Formaciones Ager, Boltaña y Guara), como se muestra en Figura 5, y un surco turbidítico al pie del orógeno (Grupo Hecho) en el que se intercalan un buen número de megacapac de carbonatos resedimentados procedentes de las plataformas del margen distal (meridionales) (Barnolas y Teixell, 1992). El margen orogénico erosionado por el levantamientos antiformal de la Zona Axial o canibalizado por el cabalgamiento de Lakora (Eaux-Chaudes), correspondería a facies aluviales coalescentes que fueron resedimentadas en el surco turbidítico dando un aporte conglomerático como consecuencia del levantamiento del orógeno.

La alimentación siliciclástica de los sistemas turbidíticos se produce a partir de los sedimentos de plataforma siliciclástica de la Cuenca de Tremp- Graus y por la intermediación de la zona de talud, donde se reconocen diversas truncaciones erosivas (Atiart, Charo; Besians, Formigales), situada en la transmisión entre ambas cuencas (Nijman y Nio, 1975; Mutti et al., 1985, 1992; Barnolas et al., 1991; Puigdefàbregas et al., 1991).

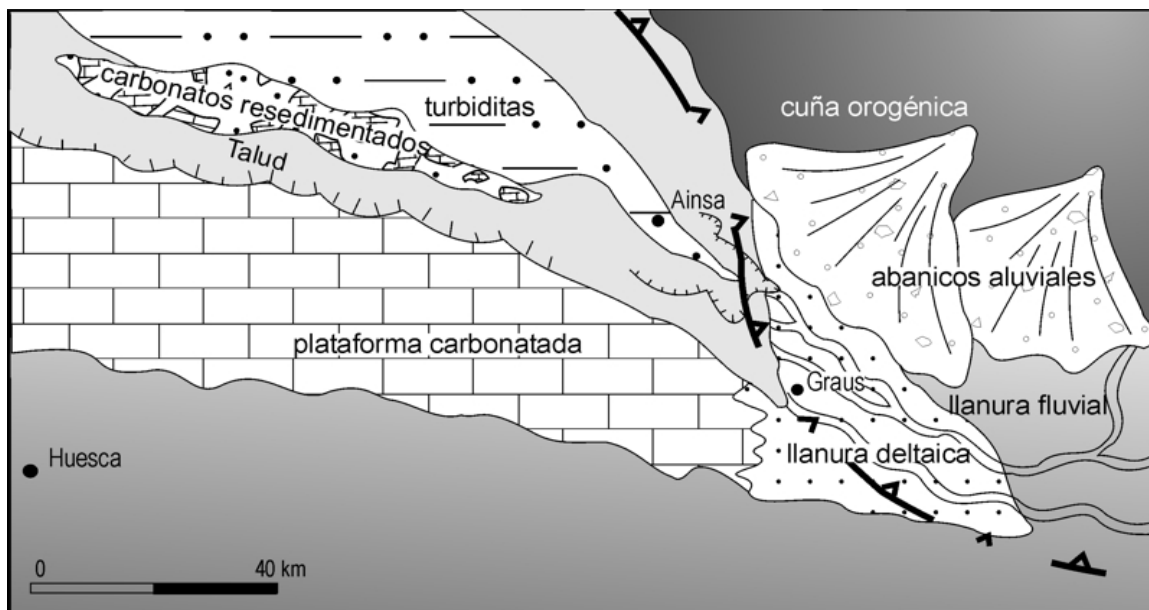


Figura 5. Esquema paleogeográfico de la cuenca Surpirenaica centro-occidental durante el Cuisiense y Luteciense inferior (Barnolas y Pujalte, 2004).

A partir del Bartonense (transgresión Biarritziense según Puigdefábregas, 1975) y hasta el Priabonense inferior, la sedimentación de la cuenca de Jaca adquiere un carácter esencialmente siliciclástico en una cuenca somera, con ausencia de sedimentación turbidítica de importancia. Tanto en la Cuenca Surpirenaica Oriental como en la Jaca-Pamplona, se caracterizan sistemas transgresivos en la base, sistemas deltaicos retrogradantes en la parte inferior de la secuencia y sistemas deltaicos progradantes en la parte superior de la secuencia.

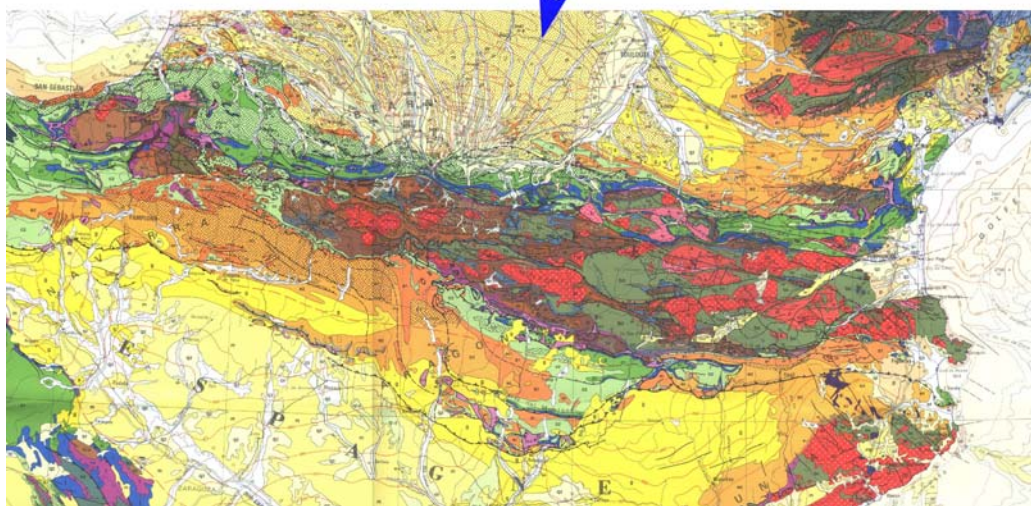
Los carbonatos se restringen a los episodios transgresivos de las secuencias menores con frecuentes arrecifes de corales y algas rojas. La sedimentación marina finaliza con las formaciones salinas de la cuenca (sales sódicas, potásicas de Cardona y Pamplona, yesos de Barbastro) y sus facies marginales. A partir del Priabonense superior la sedimentación es continental y endorreica (Grupo Campodarbe) con continuidad con los sedimentos equivalentes en la Cuenca del Ebro (Barnolas y Pujalte, 2004).

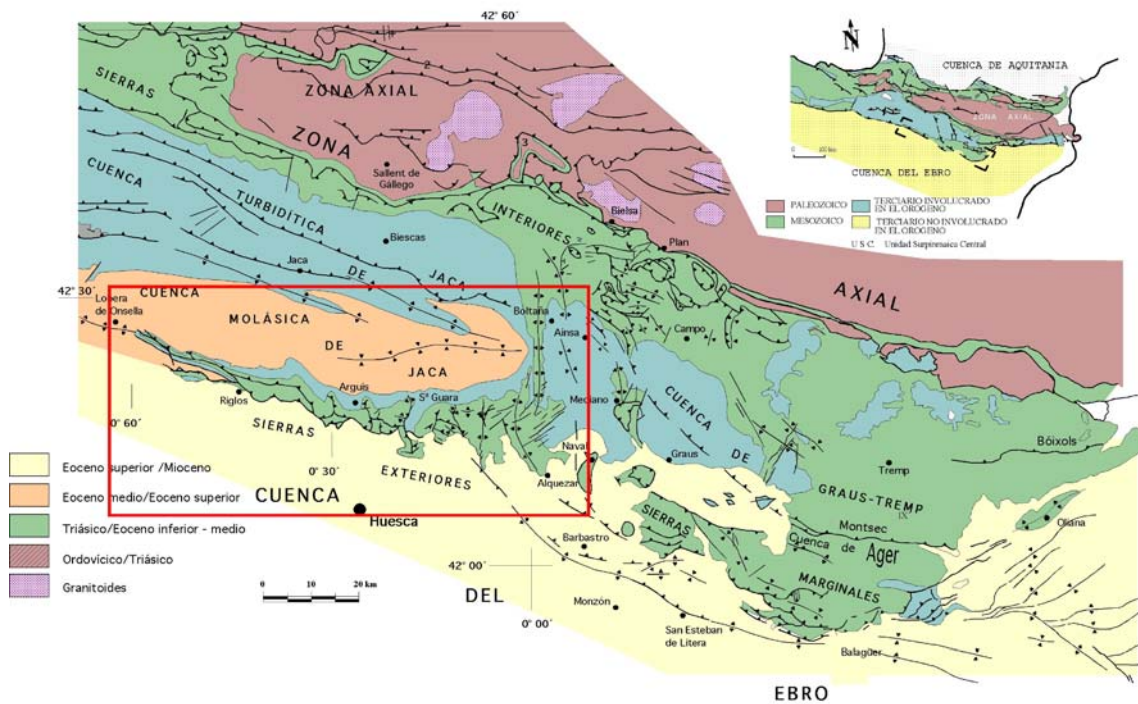
1.3 La zona estudiada

La zona de estudio se encuentra enmarcada en las Sierras Exteriores Altoaragonesas en la cuenca Sur-occidental del Pirineo. Geográficamente la zona de estudio esta incluida en las Comarcas del Sobrarbe, Somontano de Barbastro, y de la Hoya de Huesca en la provincia de Huesca, Comunidad Autónoma de Aragón, España.

Mas específicamente dentro del Parque Natural de la Sierra y Cañones de Guara cerca de las localidades de Alquezar, Rodellar y Sarsa de Surta y en el sector de Arguis/Gabardiella cerca de las localidades de Arguis y Nocito respectivamente en el sector central de las Sierras. Estratigráficamente el estudio esta enmarcado en rocas desde el Ypresiense (Cuisiense) al Bartonense.

A nivel de estructura, el estudio esta enfocado en el anticlinal del Balzes (estructura a gran escala más meridional y oriental de las Sierras Exteriores), en el Sinclinal de Arguis - cañón del Río Isuela (al W del tan nombrado anticlinal del Pico del Águila) y en el anticlinal de Gabardiella (al Este del cañón del Río Isuela).





Sierras Exteriores Altoaragonesas

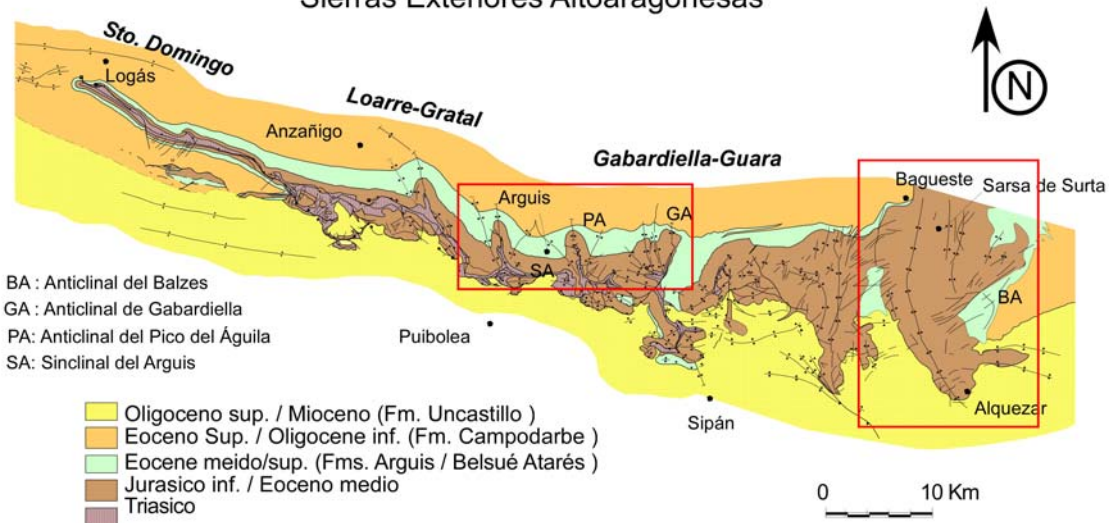


Figura 6. La zona estudiada: En la parte superior, foto satélite de los Pirineos, parcialmente Europa y África separadas por el Mediterráneo. Mapa geológico de los Pirineos 1:400 000 de la Comisión de la carte Geologique du Monde, el Instituto Geológico y Minero de España y el Instituto Francés BRGM. En la parte inferior mapa geológico simplificado de las cuencas de Jaca y Ainsa, y con mayor detalle de las Sierras Exteriores; esquema basado en el mapa geológico Millán (1996), tomado de Pueyo et al., (2002). Enmarcadas en rojo las zonas de interés para este trabajo.

1.3.1 Estratigrafía

La estratigrafía involucrada en las zonas de estudio corresponde a calizas de plataforma de edad Luteciense para la zona de del Isuela y en calizas, margocalizas, margas y niveles detríticos rojos aflorantes (Formaciones Boltaña, Guara, San Vicente, Sobrarbe, Belsué Atarés y Campodarbe), en el anticlinal del Balzes y sus alrededores de edad Cuisiense al Bartonense. Las secuencias de estudio en ambas localidades se encuentran en la cobertera del bloque superior del manto de Gavarnie-Sierras Exteriores que tienen su despegue generalmente sobre las facies Keuper del Triásico superior.

Las secciones estudiadas serán explicadas con mayor detalle, aun así, a continuación se describen brevemente todas las unidades involucradas en el área de estudio. Las unidades pre-tectónicas Alpinas van del Cretácico superior al Paleoceno estudios detallados describen a detalle esta secuencia pre-tectónica para la cuenca (Mey et al., 1968; Van Lunsen, 1970 y Garrido-Megías, 1973; Comas et al., 1989; entre otros).

3.1.1.1 Triásico

En las Sierras Exteriores representa el principal nivel de despegue de los cabalgamientos y en la zona que ocupa la serie estratigráfica comienza con los niveles del Trías germánico. Están constituidos por margas multicolores, evaporitas e interestratificaciones de dolomías, calizas dolomíticas. Desde los primeros trabajos, (Dalloni, 1910; Selzer, 1934-1948; Almela y Ríos, 1951b; entre otros) se han atribuido al Triásico superior en facies Keuper (Formación Pont de Suert, Mey et al., 1968). Tiene una intensa deformación interna y su potencia es difícil de calcular. Se puede aventurar desde la base del despegue unos 500 m de serie aunque en muchas localidades es mucho menor. Es probable que el Muschelkalk también se encuentre involucrado en el despegue y en el sector oriental se han identificado ofitas incluidas en el Keuper.

3.1.1.2 Jurásico

No esta presente en los sectores estudiados pero si aparece en el sector occidental de las Sierras Exteriores (Comas et al., 1989) así como en otras zonas del Pirineo (La Tolva, Mediano y Sierras Marginales). La desconexión existente entre los afloramientos podría estar relacionada por tectónica distensiva y erosionada con posterioridad.

3.1.1.3 Cretácico Superior

Inicialmente identificado por Mallada (1878) y Dalloni, (1910) entre otros trabajos posteriores que describen el hiato subyacente (Almela y Ríos 1950a y b 1951a y b, Puigdefàbregas, 1975). Estos materiales serían equivalentes a la Formación Adraén-Bona (Mey, et al., 1968) en el Pirineo catalán. Su edad es Santoniense Maastrichtiense y presenta dos ciclos (uno transgresivo y otro regresivo) en los que se distinguen cinco unidades litoestratigráficas de dentro de un ambiente de plataforma (Arqued et al., 1986; Lobato y Meléndez, 1988). Comienza con facies de conglomerados y areniscas, de forma gradual pasa a rudistas, la tercera unidad se representa con calcarenitas rojizas pasando a margas negras y calizas bioclásticas bioturbadas. La última unidad se caracteriza por calizas y dolomías blanquecinas que en la vertical gradan a facies Garumn. Su espesor puede estar aproximadamente en pocos cientos de metros y se adelgaza localmente en el anticlinal de Guara y en la parte occidental de las Sierras. Todas estas facies pasan lateralmente hacia el Oeste a facies transicionales en las que se han reconocido restos de dinosaurios (Canudo et al., 2010).

Alegret y Aurell (1999; 2002) dividen la serie Cretácica en tres formaciones geológicas que de base a techo son: 1) Fm. **Salinas de Jaca** con dos miembros; a) **Longás** con menos de 20 m de espesor (potencia) de areniscas, arcillas y conglomerados de edad Santoniense inferior. b) Miembro de **Arguis** de casi 50 m y constituido por calizas con gran cantidad de fósiles: con rudistas (moluscos bivalvos muy asimétricos), foraminíferos miliolidos, esponjas, corales, algas, etc. (de edad Santoniense-Campaniense). 2) Calizas bioclásticas de la Fm. **Sta. Eulalia de la Peña** (equinodermos, braquiópodos, algas rodofíceas, foraminíferos, etc.) de edad Campaniense y potencias máximas de 40 m y grandes variaciones laterales. 3) Calizas dolomíticas de la Fm. **Nuño** en la que se diferencian dos tramos; uno inferior (30 m) en el que alternan margas negras y calizas con ostreidos (Campaniense superior) y otra superior (50 m) de calizas y dolomías blanquecinas con restos de algas caráceascarofitas, bioturbación por raíces, huellas de desecación y escasos restos bioclásticos (Maastrichtiense). Este tramo superior se deposita en el continente. Por encima se encuentran las características facies rojas continentales del Garumnense, en las cuales se situaría el famoso límite Cretácico-Terciario.

3.1.1.4 Paleoceno

Este tránsito está representado por limos rojos y areniscas y conglomerados continentales de las facies Garumniense (Leymerie, 1865) también llamada Garum. Su potencia puede llegar a ser hectométrica y se ha definido en el Pirineo Oriental como Formación Tresp (Mey et al., 1968) incluido posteriormente en el Grupo Tresp (Cuevas, et al., 1989). En las Sierras Exteriores han sido inicialmente reconocidas por Mallada (1878) y Selzer, (1934-1948). Sus abundantes tramos arcillosos favorecen el desarrollo de superficies de despegue en otros puntos de la

cuenca. En el sector occidental de Sierras Exteriores rara vez alcanza los 40 m de potencia,

3.1.1.5 Ilerdiense

El Ilerdiense (corresponde al Ypresiense superior) es un estratotipo que no ha llegado a universalizarse (Pascual et al., 1992a y b). Este periodo de tiempo, representa un estadio de quietud debido a una trasgresión generalizada en el dominio pirenaico. En la zona de estudio, la Caliza de Alveolinas (Mey, et al., 1968), representa la primera de tres etapas de desarrollo de grandes plataformas carbonáticas sucesivas (en conjunto con las Formaciones Boltaña y Guara que se explican más adelante). El desarrollo de estas grandes plataformas puede ser reconocido con un patrón de retroceso de plataformas o *backstepping* (Barnolas y Teixell, 1994). La parte superior de la Caliza de Alveolinas aflora en el núcleo del anticlinal del Balzes como Ilerdiense superior (Figura 7). Está representada aproximadamente por 50 metros de roca caliza blanca aflorantes con capas de grandes espesores. Su espesor puede llegar a los 150 m hacia el Norte (Fernandez-Bellón, 2004). El término Caliza de Alveolinas es utilizado localmente y es equivalente a la parte superior de la Formación Gallinera o a la Formación Navarri (Garrido-Megías y Ríos-Aragüés, 1972).

3.1.1.6 Cuisiense

La Formación Boltaña (Barnolas, 1991) de edad Cuisiense representa la segunda gran plataforma carbonatada. Forma la mayor parte de los afloramientos del cañón del Balzes (Río Isuala) y hacia el sur aflora en el núcleo del anticlinal del Balzes al norte de Alquezar (Fig. 7). La Formación Boltaña tiene un carácter heterolítico incluyendo calizas, calizas arenosas, areniscas, limolitas siliciclásticas y margas.

En el anticlinal del Balzes, la parte inferior de la serie se caracteriza por secuencias somerizantes de poca profundidad, 12 - a 20 m de espesor de sedimentos siliciclásticos gris grisáceo-marrón en la base, incluyendo assilinas y nummulites, y calizas arenosas de color amarillento con alveolinas y miliólidos hacia la parte de arriba. Estas secuencias son menos evidentes hacia el sur (cerca de Alquezar y San Pelegrín), debido a un acuñamiento donde la parte inferior de la formación se convierte en una sucesión de calizas arenosas de color amarillento con bioclastos. Estos bioclastos, incluyendo alveolinas, miliólidos y orbitolites abundantes, con frecuencia están fragmentados y presentan señales de haber estado sometidos a rubefacción.

**Parte oriental de las Sierras Exteriores
(Anticlinal del Balzes).**

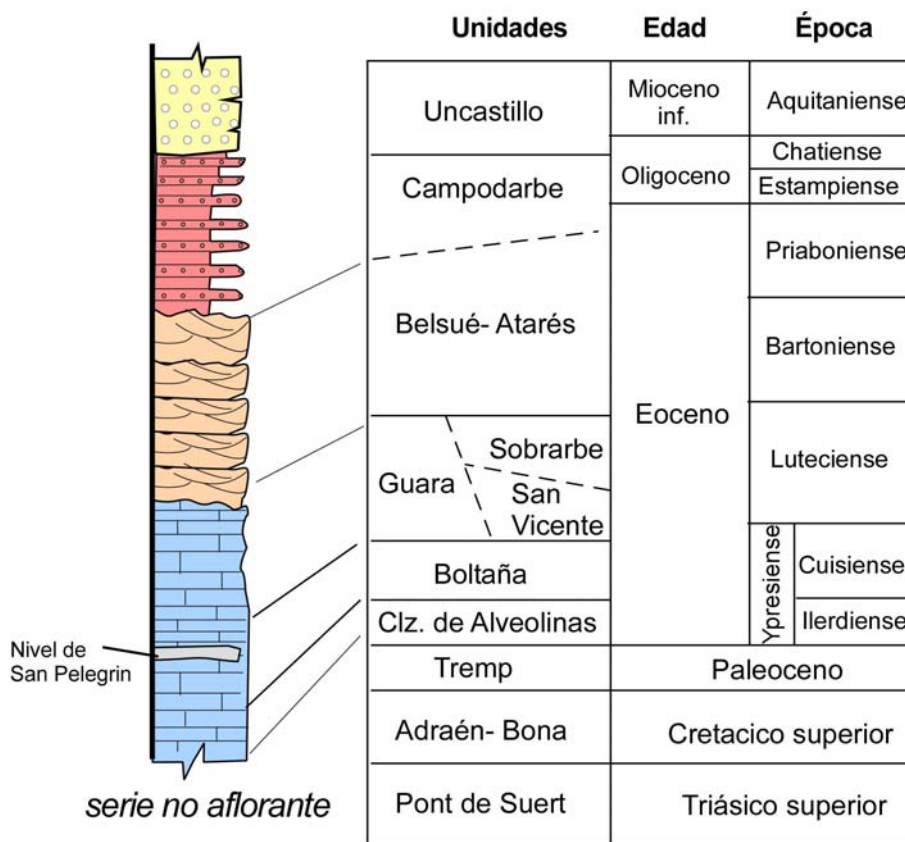


Figura 7. Columna sintética generalizada para el sector oriental de las Sierras Exteriores, anticlinal del Balzes.

La porción superior de la Formación Boltaña se caracteriza por unos niveles transgresivos prominentes de roca caliza, tales como el Miembro Ascaso en el anticlinal del Boltaña (Mochales, 2011; Mochales et al., 2012b), el nivel de la Mentirosa (Fig. 8), cerca de San Pelegrín y niveles prominentes de calizas limosas en la parte superior.

En la parte superior de la formación, también aflora una cuña de sedimentos siliciclásticos a nivel más local (anticlinal del Balzes), proveniente probablemente del sur (el llamado nivel de San Pelegrín; Barnolas y Gil Peña-2001). Esta cuña siliciclástica se compone de areniscas de grano fino y bien ordenado de color marrón-rojizo con estratificación cruzada a gran escala y con ausencia de contenido fósil.

San Pelegrín

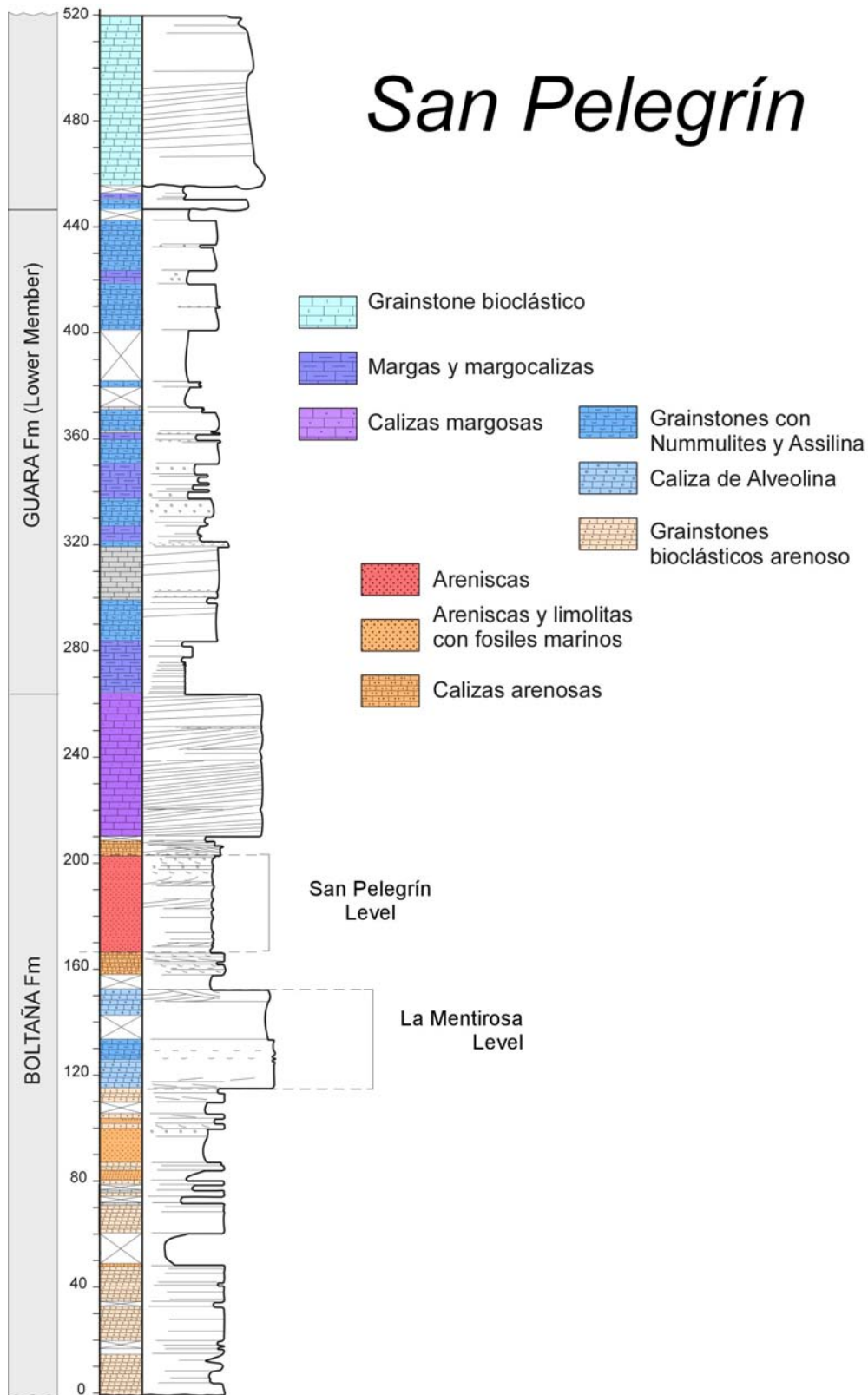


Figura 8. Columna estratigráfica sintética de la parte Sur del anticlinal del Balzes, cerca de las localidades de Alquezar y San Pelegrín (perfil de San Pelegrín).

Su posición estratigráfica podría correlacionarse con el evento regresivo de la incisión fluvial de la Formación Castissent (Marzo et al., 1988) bien conocido en la cuenca de Tremp-Graus. La ausencia de canales fluviales en el nivel de San Pelegrín y su granulometría homogénea y de granos bien ordenados y facies de areniscas con estratificación cruzada podrían indicar un ambiente eólico (del tipo de dunas). El espesor total de la Formación Boltaña en el anticlinal del Balzes puede alcanzar hasta 500 m.

La parte superior de la Formación Boltaña corresponde a una superficie inundación (Barnolas y Teixell, 1994). En la sección de San Pelegrín (Rodríguez-Pintó et al., 2012d), esta superficie inundación está representada por una brusca transición de calizas arenosas a las margas y calizas margosas de la Formación Guara como se enseña en la Figura 8.

3.1.1.7 Luteciense

La Formación Guara (Puigdefàbregas, 1975), representa la plataforma carbonatada del Luteciense con su base aún en el Cuisiense superior (Rodríguez-Pintó 2012d), y corresponde al tercer gran ciclo de desarrollo de plataformas. Está bien conservada en todas las Sierras Exteriores aunque su espesor se reduce críticamente hacia el Oeste.

En el anticlinal Balzes esta representado por calizas de plataforma de poca profundidad que se convierten al norte en facies de rampa distal y a facies de talud en el anticlinal de Boltaña. Originalmente, se han diferenciado hasta cuatro sub-unidades dentro de la formación (Guara inferior, media (1 y 2) y unidad superior) en sector central y oriental de las Sierras (Samsó et al., 1994).

Los límites de dichas sub-unidades están definidos por discontinuidades internas, van de base a techo de condiciones de plataforma restringida a plataforma abierta. En el sector central de las Sierras Exteriores (Zona de Arguis), la Formación Guara representa entre 520 m (perfil de Isuela) y hasta 760 m en el anticlinal del Gabardiella (Rodríguez-Pintó et al., 2012a).

La Formación Guara (Puigdefàbregas, 1975), según la descripción de Canudo et al. (1988 y 1991), Barnolas et al., (1991), Samsó et al. (1994) y Samsó et al. (in press) aflora en los perfiles de Isuela y Gabardiella. En esta parte de las Sierras Exteriores, la Fm Guara se encuentra en discordancia sobre la Fm Boltaña. (Samsó et al., in press) y muestra un adelgazamiento regional hacia el oeste (Rodríguez-Pintó et al., 2012a y b).

De acuerdo a su litología, contenido fósil y la disposición secuencial, se reconocen tres sub-unidades (Samsó et al., 1994 y Samsó et al., in press):

-La sub-unidad Guara-inferior: Se caracteriza por el alto contenido siliciclástico. En la sección de Isuela (Fig. 9), corresponde a 90 m de conglomerados, areniscas, lutitas y margas con un contenido variable de carbonatos bioclásticos. Aquí, la base de la Formación Guara está representada por un nivel transgresivo de 2 m de espesor con las algas rojas, corales y conchas de ostras en su parte superior.

En esta sub-unidad se pueden reconocer cuatro secuencias somerizantes de base a techo. Las dos secuencias inferiores son principalmente siliciclásticas en su parte inferior, con margas, conglomerados y areniscas que se convierten en calizas arenosas bioclásticas, incluyendo abundantes macroforaminíferos aporcelanados como miliólidos (*Idalina*, *Fabularia* y *Pseudolacazina*), alveolinas y orbitolites en su parte superior.

La tercera secuencia se compone de areniscas bioturbadas en su parte inferior y calizas arenosas bioclásticas en su parte superior que incluye abundantes macroforaminíferos aporcelanados.

Finalmente, la última secuencia es menos potente que las otras. Está representada por calizas bioclásticas, incluyendo corales en su parte inferior y calizas arenosas con alveolinas en su parte superior.

En la sección de Gabardiella (Fig. 9), la sub-unidad Guara- inferior es más potente (hasta 210 m), con mayor contenido de carbonato. En dicha sección, las dos secuencias más bajas son claramente más profundas que en el Isuela con abundantes nummulitidos (*Nummulites* y *Assilina*).

Las dos secuencias superiores están formadas por margas siliciclásticas, areniscas y conglomerados incluyendo calizas bioclásticas de macroforaminíferos aporcelanados (*Miliólidos*, *Alveolinas* y *Orbitolites*).

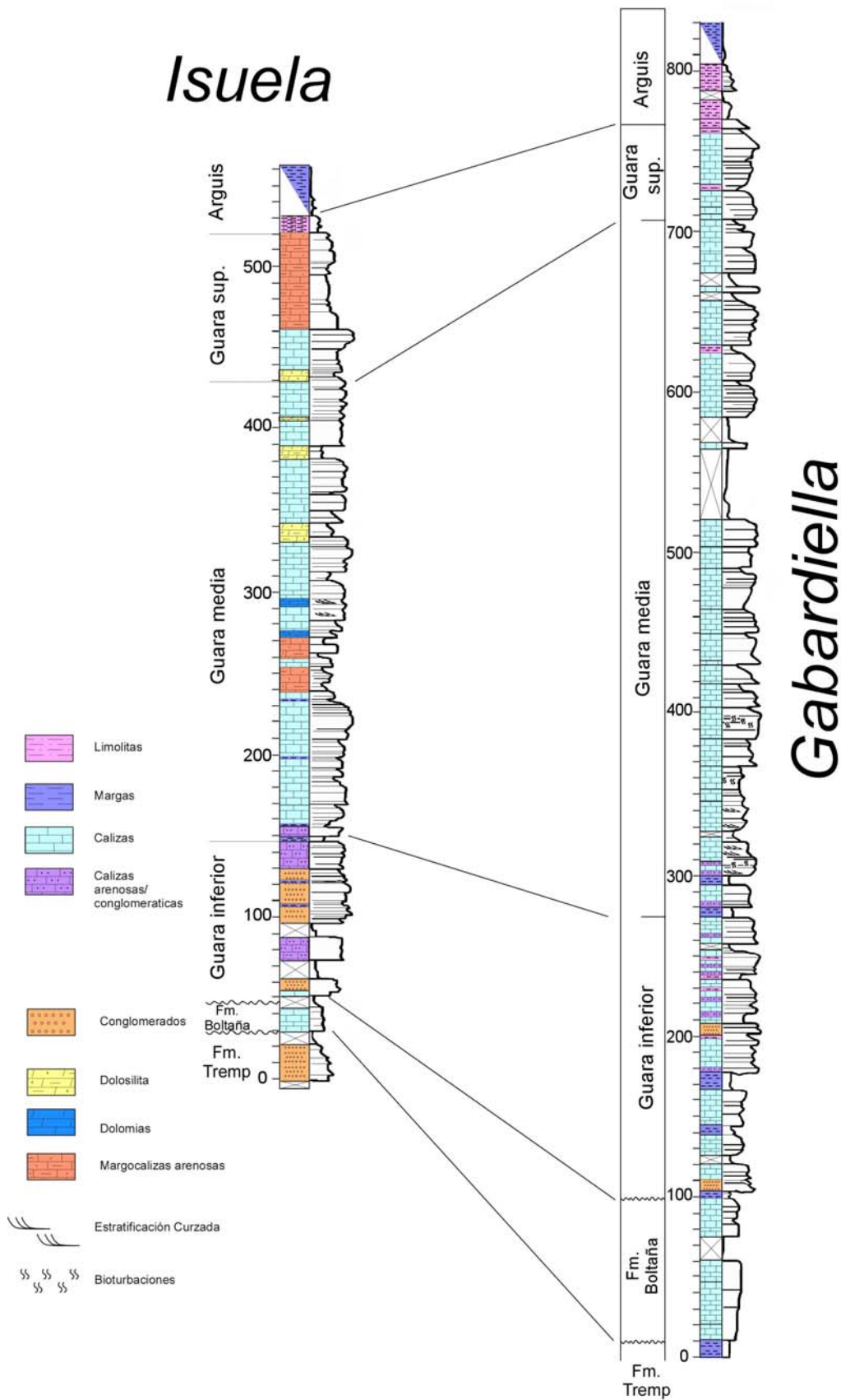


Figura 9. Columnas estratigráficas sintéticas del Luteciense de las localidades de Arguis y Nocito (perfiles de Isuela y Gabardiella) y su correlación.

-La sub-unidad Guara-Media se caracteriza por calizas bioclásticas blancas relativamente más someras con material con poco material siliciclástico. El contacto basal es una superficie transgresiva sobre la unidad previa. Tanto en Isuela como en Gabardiella (Fig. 9), esta sub-unidad se caracteriza por la agradación de secuencias de *grainstone* y *packstone* bioclásticos con miliólidos, alveolinas y orbitolites como el componente dominante de macroforaminíferos. Las assilinas, nummulites y algas rojas son sólo relativamente abundantes en la secuencia más baja.

Algunas de estas secuencias exponen contactos de erosión en su base y están formadas por la agradación de barras bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Estas secuencias pueden ser atribuidas a barras bioclásticas desarrolladas a lo largo del margen de una plataforma carbonatada muy somera.

-La sub-unidad Guara-superior está representada por calizas limolíticas grises con abundantes Nummulites en su parte inferior. A nivel regional, su contacto basal es erosivo, especialmente en la parte superior de los anticlinales N-S de del sector oriental de las Sierras Exteriores. Su carácter sinsedimentario también se manifiesta con el engrosamiento de la serie en los sinclinales lejos de la charnela de los anticlinales (Millán et al, 1994). En la sección de Isuela, correspondiente a la charnela del sinclinal Arguis, su espesor alcanza hasta 90 m mientras que en la sección Gabardiella, en la extremidad occidental del anticlinal Gabardiella, el grosor es de tan sólo 50 m (Fig. 9).

En ambas secciones la sub-unidad Guara-superior muestra una profundización progresiva hacia el techo, evidenciada por la reducción progresiva en el tamaño de grano, la desaparición de macroforaminíferos y aparición de glauconita. La parte superior de la Formación Guara corresponde a una superficie de inundación seguida por el soterramiento de la plataforma carbonatada por las margas de la Formación Arguis (de edad Bartonense) dispuestas en *onlap* (Puigdefábregas, 1975).

En la sección de San Pelegrín (Rodríguez-Pintó et al., 2012d), como se enseña en la Figura 8 aflora la parte inferior de las calizas de Guara, con su base aún Cuisense. Está compuesta esencialmente de calizas bioclásticas con macroforaminíferos. Los primeros 180 m corresponden a una sucesión de calizas bioclásticas y calizas margosas bioclásticas con equinoideos irregulares, y macroforaminíferos (*Nummulites* y *Assilina*). Sobre estas, afloran unos 70 m de calizas blancas bioclásticas y con estratificación cruzada con foraminíferos aporcelanados más grandes como alveolinas y miliólidos (*Fabularia*, *Idalina* y *Pseudolacazina*).

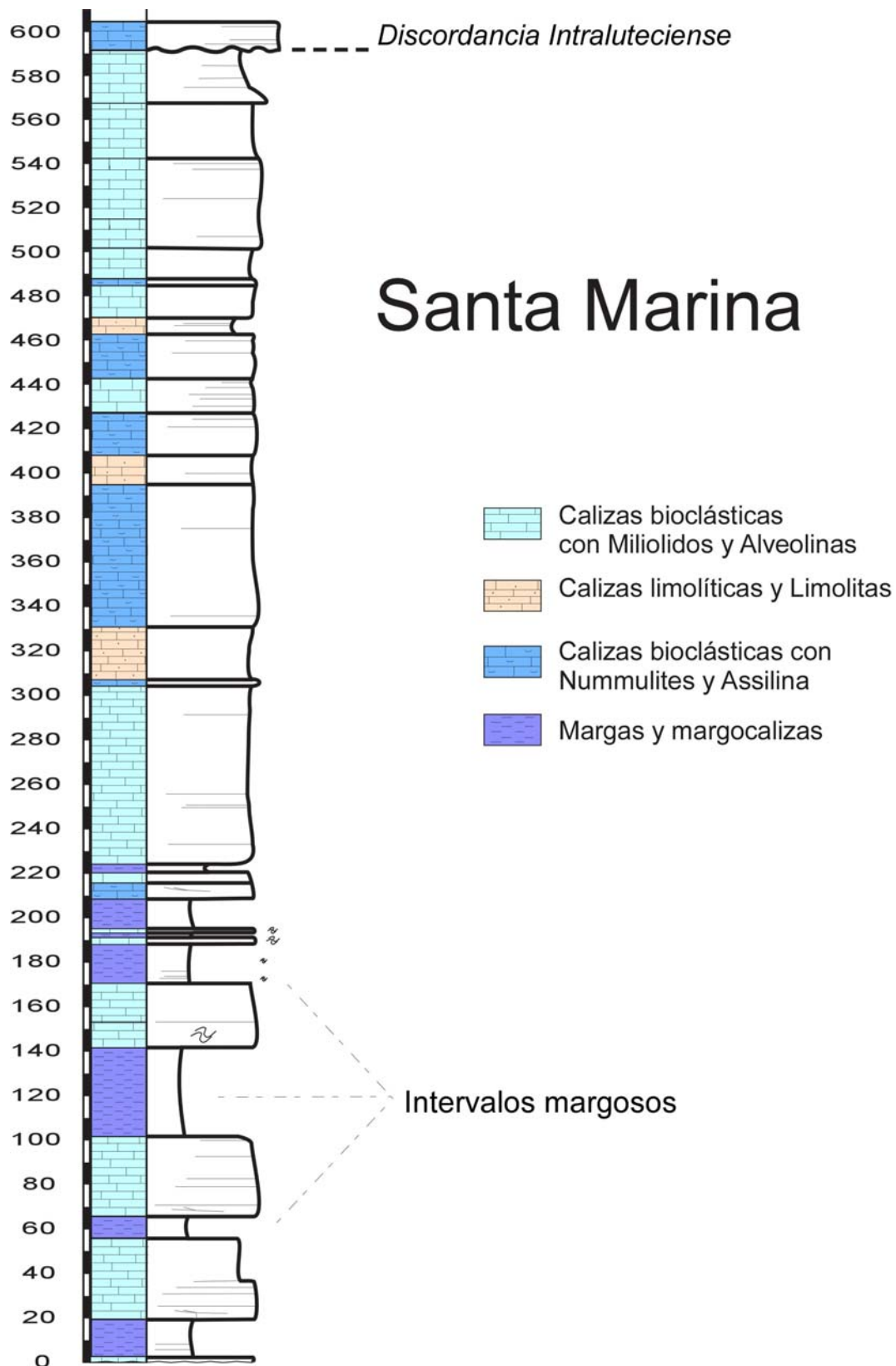


Figura 10. Columna estratigráfica sintética de la parte norte del anticlinal del Balzes, cerca de las localidades de Bagüeste y Las Bellostas (perfil de Santa Marina).

En el flanco Oeste del anticlinal del Balzes en su parte norte, se evidencia el final de la etapa de plegamiento de la estructura con una discordancia progresiva intra-luteciense (Millán et al, 2000; Barnolas y Gil, 2001). Dominan en la serie calizas y algunos niveles margosos de hasta 40 m de extensión (Fig. 10).

Hacia el Este del anticlinal (sector de Sarsa de Surta y Coscollar), como se muestra en la Figura 11, se observa un cambio lateral de facies a su equivalente, la Formación San Vicente (Van Lunsen, 1970), Luteciense inferior y medio (Mochales et al., 2012b). La Formación San Vicente es utilizada en este trabajo en el sentido propuesto por De Federico, (1981), quien diferencia dos miembros: Miembro Paules (el inferior), y La Patra (el superior). Se caracterizan en general por margas de rampa carbonática distal y margocalizas nodulares (Barnolas y Teixell, 1994). En el sector de Almazorre y Eripol, afloran los sedimentos siliciclásticos de la Formación Sobrarbe (De Federico, 1981; Mochales et al., 2012b). Estos depósitos deltaicos se disponen abruptamente sobre el nivel anóxico del Miembro La Patra (Barnolas et al., in press) y rellenan también el sinclinal de Buil con su cuña progradante dirección N-NW. El delta del Sobrarbe representa el inicio de la continentalización para la cuenca de Ainsa en ese momento, su edad es Luteciense medio a superior (Muñoz et al., 1998; Barnolas et al., in press).

3.1.1.8 Bartonense- Priabonense

En el sector central de Sierras Exteriores los materiales que comprenden la Formación Arguis (Puigdefábregas, 1975) representan un episodio de profundización de las plataformas. Se extiende desde el límite Luteciense-Bartonense al Priabonense inferior (Canudo et al., 1988 y 1991; Hogan y Burbank, 1996; Kodama et al., 2010; Costa et al., 2010).

La litología dominante son las margas azules con foraminíferos planctónicos en la base de la secuencia y escasa bioturbación y niveles arenosos al Oeste y al Este con niveles de glauconita. Se distinguen cuatro secuencias de depósito dentro del intervalo Luteciense superior- Priabonense inferior (Millán et al., 1994): (I) Margas azules y margas arenosas con glauconita, (II) plataforma de Briozoos, (III) plataforma de pectínidos y (IV) plataforma siliciclástica y de corales.

Su espesor varía dramáticamente: sus máximos (400m en las cercanías de Lusera), se encuentran en las charnelas de los sinclinales y la serie se condensa a unas decenas de metros o se hace ausente en las charnelas de los anticlinales (como en Pico del Águila y Gabardiella). En la parte occidental de las Sierras Exteriores la Formación Arguis pasa en la vertical a niveles transicionales que enlazan con la potente serie molásica de la cuenca de Jaca.

En la cuenca de Jaca, la Formación deltaica Belsué-Atarés (Puigdefàbregas, 1975) indica la transición a condiciones más continentales. Se reconocen dos progradaciones sucesivas (Barnolas et al., 1992; Millán, et al., 1994) que pasan lateralmente hacia el Oeste y Sur a las margas de Arguis y de Pamplona (Barnolas y Pujalte, 2004).

3.1.1.9 Oligoceno -Mioceno

Los materiales del Terciario continental en la zona de estudio (Figura 11), están representados por los sedimentos continentales del Grupo Campodarbe (Soler y Puigdefàbregas, 1970), aflorando al norte del Balzes y en todo el Sinclinorio de Guarga en la Cuenca de Jaca, Priaboniense – Oligoceno superior en edad (Puigdefàbregas, 1975; Hogan y Burbank, 1996). Esta formada por areniscas y lutitas rojas de origen fluvial, se engrosa hacia el Norte y hacia el Oeste. Presenta unos 3500m de serie al N de la Sierra de Guara. En el dominio nororiental (zona de Arcusa), estos materiales se conocen como la Formación Escanilla (Garrido, 1968), datados como Bartoniense (Crusafont et al., 1966 y Cuevas-Gonzalo, 1989; Bentham y Burbank, 1996; Mochales et al., 2012b). En la cuenca del Ebro se asume que los niveles basales pasan lateralmente al Sur a las evaporitas de la Formación Yesos de Barbastro (Millán, 2006).

Sobre la Formación Campodarbe se depositan dos secuencias molásicas adicionales: La Formación Uncastillo (Soler y Puigdefàbregas, 1970) en la cuenca del Ebro y la Formación Bernués (Soler y Puigdefàbregas, 1970) en el sinclinorio de Guarga. En todas ellas se reconocen dispositivos sintectónicos (Millán, 2006). La Formación Uncastillo fosiliza al anticlinal del Balzes en su parte meridional, tiene una potencia mínima de 600 m (Arenas, 1993; Luzón, 2005). Su edad es Oligoceno superior- Mioceno inferior (Hogan, 1993) y esta formada por conglomerados calcáreos, areniscas y limos de un medio de abanicos aluviales. Orla el borde Sur de las Sierras Exteriores y es contemporánea con los últimos episodios compresivos (McElroy, 1990; Millán, et al., 1995).

A modo de síntesis, la secuencia estratigráfica aflorante en superficie para el sector del anticlinal del Balzes está conformada por: 50 m de calizas de alveolinas aflorando en el núcleo del anticlinal, 260 m de calizas y areniscas de la Formación Boltaña (en su parte Sur) y sobre ésta, hasta 630 m de calizas y margas de la Formación Guara (perfil de Santa Marina). Las calizas de la sub-unidad Guara-superior fosilizan incluso niveles de la Guara- inferior en la parte norte del anticlinal. Por encima de las calizas de Guara. En su parte Norte las calizas de la Guara-superior pasan a los sedimentos deltaicos de la Formación Belsué – Atarés y más al Norte a la Formación Campodarbe. En el flanco W las calizas pasan a sedimentos del delta de Belsué-Atarés y hacia la cuenca de Ainsa pasan a las margas de la Formación San Vicente y el delta del Sobrarbe. En su parte Sur, las calizas de Guara son fosilizadas por los sedimentos de la Formación Uncastillo (Figs. 7 y 11).

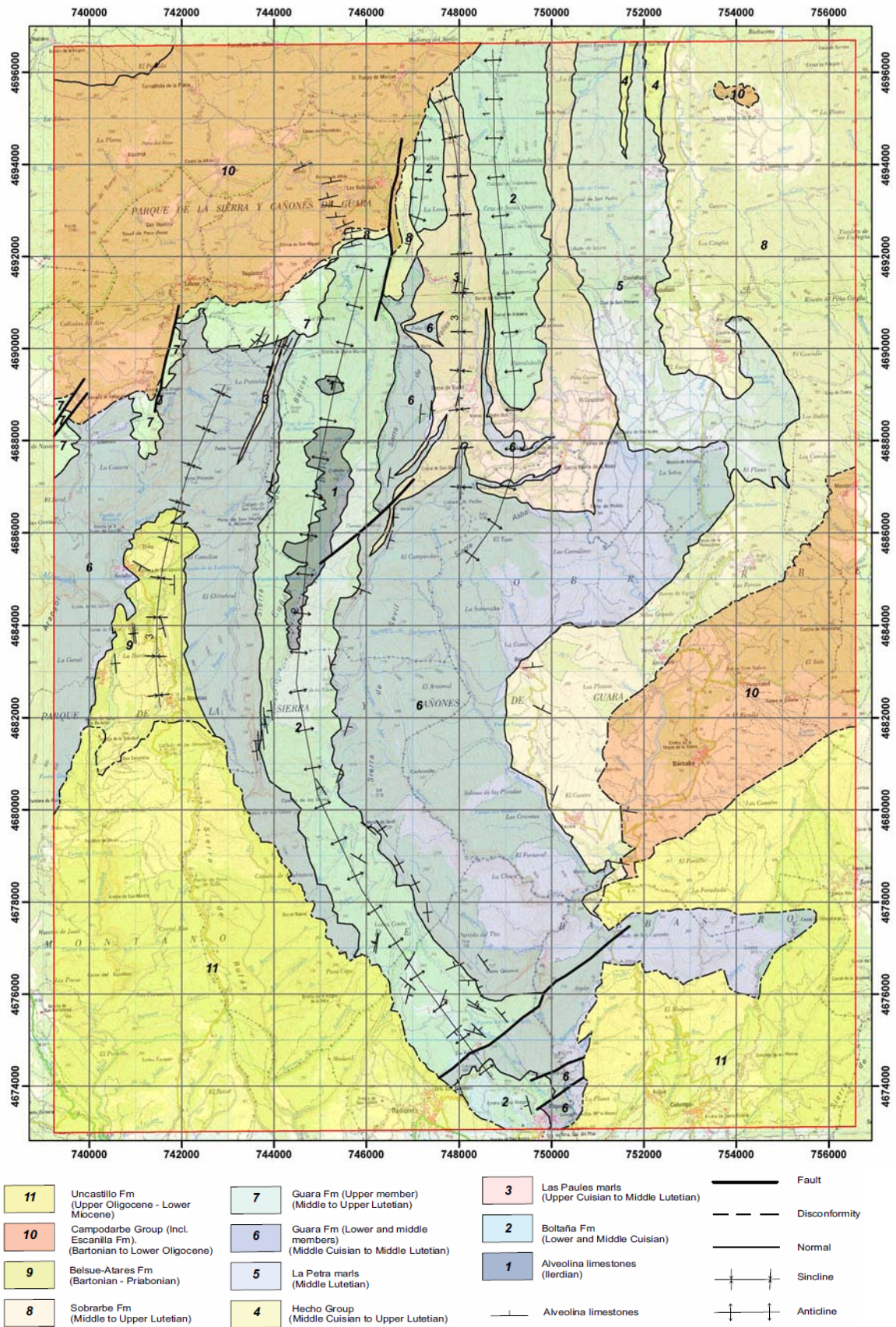


Figura 11. Mapa geológico del anticlinal del Balzes y sus alrededores. Cartografía Barnolas et al., in press.

En el sector central (Sinclinal de Arguis y el anticlinal de Gabardiella), la serie característica en el entorno corresponde a una serie de excelentes afloramientos terciarios y pero una serie mesozoica muy condensada. Esta serie Mesozoico-Terciaria cabalga en el bloque superior del cabalgamiento frontal de Sierras Exteriores sobre una rampa de 30° (buzando al norte) que tiene su nivel de despegue en los yesos y evaporitas del Trías sobre la serie continental Miocena (Figs. 11, 12 y 17 corte 6).

Por encima del cabalgamiento basal y aflorando en el cañón del Río Isuela, se disponen unos cientos de metros de dolomitas, calizas y yesos de facies Keuper de la Formación Pont de Suert del Triásico superior. Por encima de ella separadas por un hiato, están expuestos algunos metros de calizas de la Formación Adraén- Bona del Cretácico (Alegret y Burell, 1999). Por encima de ellas, se dispone una sucesión más extensa de areniscas, limolitas y calizas lacustres de las facies Garumn de la Formación Tremp. Sobre estas facies, afloran unos 20 metros de calizas marinas someras de la Formación Boltaña y sobre ellas en discontinuidad un registro casi completo de 470 m de la Formación Guara. Sobre la Formación Guara, se disponen más de 1200 m de margas, margocalizas y areniscas de las Formaciones Arguis y Belsué-Atarés. (Bartoniense-Priaboniense; Kodama et al, 2010). Por último y hacia la cuenca de Jaca, afloran los depósitos fluvio-lacustres de la Fm Campodarbe (Fig. 12).

**Parte central de las Sierras Exteriores
(Sinclinal de Arguis).**

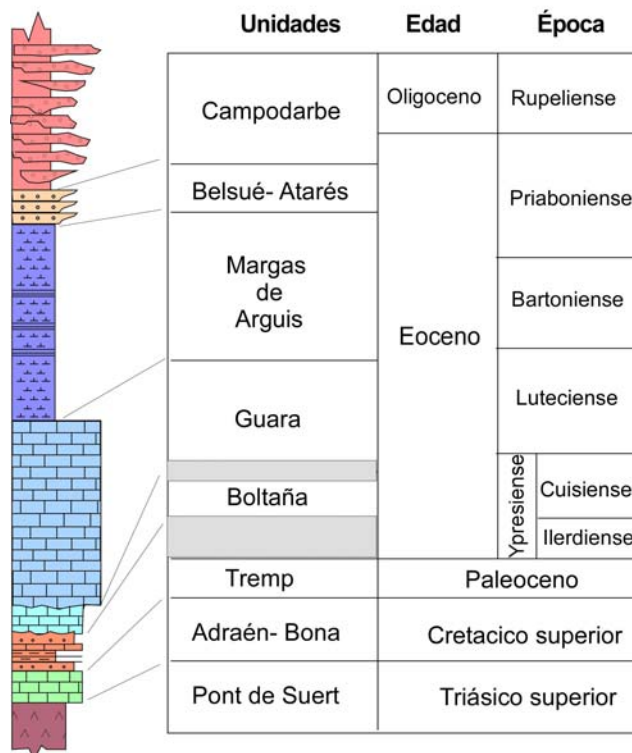


Figura 12. Columna sintética generalizada para el sector central de las Sierras Exteriores, cañón del Río Isuela (entorno de Arguis).

En el núcleo del anticlinal de Gabardiella afloran 20 m de niveles detríticos del Garumn. Sobre este unos 80m de niveles margosos y calizas del Cuisiense de la Formación Boltaña y sobre esta, 680 m de calizas de la Formación Guara. Sobre estos se disponen las margas de la Formación Arguis, exceptuando el flanco Este del anticlinal que se encuentra erosionado (Fig. 9).

1.3.2 Estructura

A partir del Cretácico Superior, la convergencia de las placas africana, ibérica y europea cambia el régimen tectónico del surco pirenaico. Aunque una parte de la sedimentación el Cretácico terminal y del Paleoceno pudiera estar relacionada con este evento (Facies Garumn), el cambio de régimen tectónico se manifiesta en el Pirineo en la génesis de cuencas de antepaís a partir del Eoceno inferior, ligadas al emplazamiento de las unidades cabalgantes de la Zona Axial.

Durante el Eoceno Inferior y Medio, en la Cuenca de Jaca, domina la sedimentación de materiales turbidíticos (Grupo de Hecho) en el surco pirenaico situado entre las dos áreas con sedimentación mesozoica importante (Cuenca Vasco-cantábrica y Unidad Surpirenaica Central). Hacia el sur la sedimentación turbidítica pasa gradualmente a margas de talud (margas de Arro-Fiscal, Puigdefàbregas, 1975) y finalmente a calizas de plataforma (Calizas de Guara) que se asientan sobre el margen continental del antepaís sur. Las paleocorrientes indican procedencia Este de la mayor parte de los aportes (Labaume et al., 1985), aunque las megacapac que aparecen dentro de la secuencia se relacionan con grandes deslizamientos desde las plataformas carbonatadas situadas al sur (Barnolas y Teixell, 1994).

La génesis de la cuenca turbidítica puede explicarse como consecuencia del emplazamiento de láminas cabalgantes más al norte (Lakora, Teixell, 1996), aunque también se ha aludido a la posibilidad de fuerzas subcorticales (Millán et al., 1995).

A partir del Eoceno medio, una vez rellena la cuenca turbidítica, aparecen las margas de plataforma-talud deltaica sobre las calizas del margen sur (margas de Arguis-Pamplona, de edad Bartonense-Priabonense), que pasan progresivamente a sedimentos de frente deltaico (Fm Belsué-Atarés), provenientes también del sur y del este, y a depósitos de origen francamente continental (sedimentos fluviales del Grupo Campodarbe).

Estos últimos depósitos alcanzan espesores de más de 6.000 metros entre los meridianos de Jaca y Pamplona y corresponden a la denominada cuenca molásica de Jaca (Puigdefàbregas, 1975; Montes, 2002). Su formación es contemporánea con

la génesis de cabalgamientos en la Zona Axial pirenaica (lámina de Gavarnie) y con el levantamiento y erosión parcial de la cuenca turbidítica. Todo el sistema fluvio-deltaico que constituyen las formaciones de Arguis, Belsué- Atarés y Campodarbe prograda hacia el O-NO según el eje de la cuenca. Sin embargo, el relleno molásico incluye materiales de origen aluvial proximal en varios abanicos de procedencia norte, sucesivamente los de Santa Orosia, Cancias y Oroel y, finalmente, San Juan de la Peña (Montes y Colombo, 1996).

El último y más meridional de los cabalgamientos paleozoicos, la lámina del Guarga (Teixell, 1998; Casas y Pardo, 2004), transfiere su desplazamiento a través del Triásico Superior hasta el cabalgamiento frontal surpirenaico (situado en el frente actual de las Sierras Exteriores Aragonesas), que presenta desplazamientos máximos de 30-35 km (Millán, 1996; Pueyo et al., 2004).

Su actividad en el Oligoceno inferior supone el transporte en bloque superior de una parte de la cuenca de antepaís de Jaca que evoluciona como cuenca de piggyback, separada de su parte meridional no despegada que pasa a denominarse Cuenca del Ebro (Fig. 3).

En el Oligoceno superior la Cuenca de Jaca es elevada por el continuo avance de esta lámina y pasa a ser área fuente de la Cuenca del Ebro, dando lugar en el borde de ésta a un abanico fluvial radial de gran recorrido (sistema de Luna, Hirst y Nichols, 1986, Nichols 1987a y b; Arenas et al., 2001), que colecta a otros abanicos aluviales de corto recorrido con área fuente en las Sierras Exteriores. Los depósitos apicales de estos últimos abanicos constituyen los espectaculares relieves conglomeráticos que jalonan el cabalgamiento frontal surpirenaico (Mallos de Agüero, Murillo, Riglos, Salto del Roldán, Vadiello, etc.), (Casas y Pardo, 2004).

La configuración final de las Sierras Exteriores se desarrolló de forma diacrónica en dos etapas: durante el Eoceno medio - superior y durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior (Millán, 1996; Millán et al., 2000, Pocoví, et al., 2004). Se define por un sistema de cabalgamientos imbricados y son comunes pliegues de despegue con ejes perpendiculares a la dirección pirenaica (pliegues N-S tales y como los anticlinales de Boltaña; Balzes; Gabardiella, Lusera; Pico del Águila, Bentué, Bentué-Rasal y Fachar entre otros).

El sistema imbricado se fue desarrollando durante el Eoceno medio y la deformación se fue propagando lateralmente de E a Oeste hasta el Chatiense- Aquitaniense (Puigdefàbregas, 1975, Cámara y Klimovitz, 1985, Millán et al., 2000), acumulando rotaciones de eje vertical (Pueyo et al., 2002, 2004). Adicionalmente, las estructuras N-S también funcionaron como estructuras de articulación que permiten explicar el acortamiento sin una acumulación continua de giro. Los valores de rotación comúnmente en sentido horario han sido y continúan siendo probados en todo el Pirineo Occidental (Pueyo, 2000, Pueyo et al., 2004; Oliva- Urcia, 2004; Oliva-Urcia

y Pueyo, 2007a y b; Mochales et al., 2012a). Durante la segunda etapa de deformación (Oligoceno-Mioceno) estas estructuras se recolocaron en el bloque superior del cabalgamiento basal (*hanging wall dorsal block*) produciendo una inmersión hacia el Norte de la mayoría de las estructuras de Sierras Exteriores.

3.1.2.1 El anticlinal del Balzes

El anticlinal del Balzes (BA) es la estructura más meridional y oriental de la Sierras Exteriores. Su eje se extiende de Norte a Sur a lo largo de 17Km. Expone una distintiva curvatura de eje va de N014E en su parte norte a N150E en su parte sur. Su aparente curvatura es de 45° convexa hacia el suroeste vista en planta (Rodríguez-Pintó et al., 2010). La estructura tiene una vergencia hacia el oeste y en su parte norte los afloramientos poseen una ligera inmersión hacia el Norte. En conjunto con el anticlinal de Boltaña representan las principales estructuras desarrolladas en la rampa lateral occidental de bloque inferior de la Unidad Surpirenaica central, la cual esta esencialmente constituida por estructuras y cabalgamientos de dirección E-O (como en las Sierras Marginales y el Montsec).

3.1.2.2 Sector del anticlinal del Pico del Águila (sinclinal de Arguis)

Tanto el anticlinal del Pico del Águila y el sinclinal de Arguis, se desarrollan en el bloque superior del cabalgamiento basal de Sierras Exteriores, entre los anticlinales de Bentué y Lusera. Rellenan su serie los materiales Mesozoico terciarios. La secuencia Terciaria se desarrolla a lo largo de más de 4000 m (Hogan y Burbank, 1996 y Rodríguez-Pintó et al., 2012a).

El anticlinal del Pico del Águila (parte E del sinclinal de Arguis), es uno de los anticlinales Norte – Sur de despegue más estudiados de todas las Sierras Exteriores. Se formó durante el periodo entre 42.67 ± 0.02 Ma (Priaboniense medio según los trabajos de Poblet y Hardy (1995). Su nivel de despegue es una compleja geometría irregular de facies Muschelkalk y Keuper del Triásico medio y superior respectivamente y muestra una espectacular secuencia de estratos de crecimiento (Millán et al. 1994, Millán 1995, Poblet y Hardy 1995, Pueyo et al. 2002, Castellort et al. 2003, Vidal Royo et al. 2010).

Las unidades involucradas se encuentran afectadas simultáneamente por diversos mecanismos de plegamiento durante su emplazamiento (Vidal-Royo, 2010).

3.1.2.3 El anticlinal de Gabardiella

El anticlinal de Gabardiella (Fig. 6), ocupa la posición más oriental dentro de la lámina de Santo Domingo – Gabardiella. Se trata de un pliegue propagado ligado al amortiguamiento septentrional de un retrocabalgamiento con vergencia Este, y rumbo norteado (retrocabalgamiento de Gabardiella). Los materiales triásico-Lutecienses configuran un pliegue apretado con geometría cilíndrica cuyo eje muestra una orientación N012E y una inmesión de 36 al Norte. Esta disposición se suaviza rápidamente en los materiales Bartonense- Priabonenses sintectónicos que le fosilizan. En el flanco Oeste del anticlinal se encuentra el aforamiento más oriental de la Formación Arguis.

3.1.2.4 La estructura en los cortes geológicos

Numerosos cortes según diversos autores tratan de explicar la evolución estructural de la vertiente centro-occidental Surpirenaica así como la estructuración del anticlinal del Balzes en el contexto del emplazamiento de de Sierras Exteriores y de la Unidad Surpirenaica Central y Cuenca de Jaca (Fig. 13).

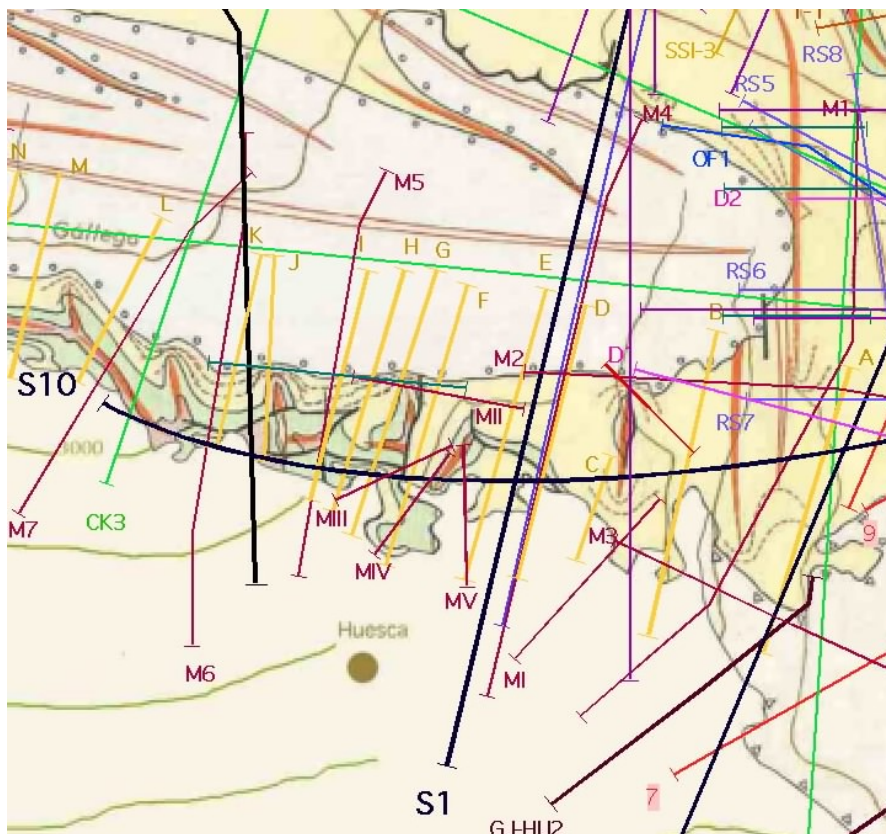


Figura 13. Cortes geológicos existentes en el Sector del anticlinal del Balzes y sus alrededores (García-Lobón et al., 2010). Mapa geológico de base de Choukroune y Seguret, 1973. CK (Cámara y

Klimovitz, 1985); GJ (Gil y Jurado, 1998); M (Millán, 2006); OF (Fernández-Bellón, 2004); S, SSI (Séguret, 1972); RS (Soto, 2003) entre otros.

La mayoría de estos cortes están basados en adquisición de información del subsuelo profundo a partir de la interpretación de perfiles de sísmica de reflexión y sondeos (Lanaja, 1987) (ECORS-Pirineos, y Pirineos Occidentales, Golfo de Vizcaya y los ESCIN en el margen Cantábrico) así como la integración con datos de superficie u otros datos geofísicos.

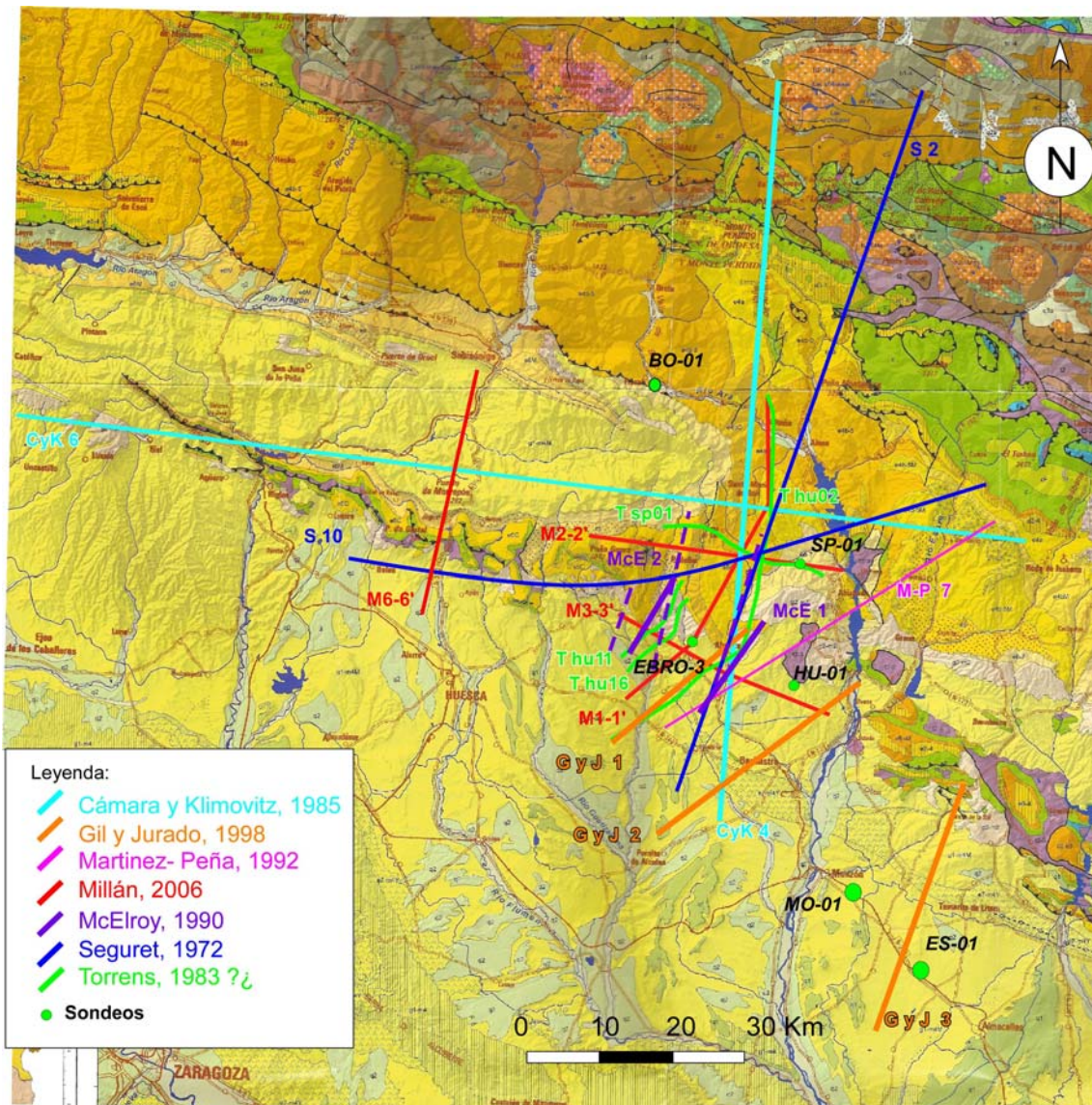


Figura 14. Ubicación de cortes geológicos de la vertiente surpirenaica en las cuencas de Jaca y Ainsa en las cercanías del anticlinal y del Balzes y de sierras Exteriores en su sector central. Mapa de base: Mapa geológico de los Pirineos 1:400 000 de la Comisión de la Carte Géologique du Monde, el Instituto Geológico y Minero de España y el Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM).

Cortes transversales a la cadena (Fig. 14), muestran la configuración estructural Norte-Sur desde la Zona Axial hasta el autóctono del Ebro. Véase los cortes 2 y 4 de Séguret, (1972) y Cámara y Klimovitz (1985) respectivamente en las figuras 15 y 16. Cortes de mayor escala destacan la posible configuración estructural y sus relaciones entre la cuenca de Ainsa y de las Sierras Exteriores como por ejemplo, los cortes hu02 de Torrens (1990), corte número 7 de Martínez-Peña et al. (1992), los cortes número 1 y 5 de Millán (2006), reproducidos aquí en las figuras 17, 18 y 20, así como cortes oblicuos de diversas interpretaciones de detalles de configuración estructural al SE, como el corte 1 de McElroy (1990), cortes de Gil y Jurado (1998) en las figuras 18 y 19 y SW, como el número 2 de McElroy (1990) y los cortes hu11 y hu16 de Torrens (1990) en las figuras 19 y 20 del entorno del anticlinal de Balzes.

Adicionalmente los cortes longitudinales Este-Oeste muestran la configuración estructural y la conexión entre la Unidad Surpirenaica Central, cuencas de Jaca y Ainsa a gran escala. Aquí se han incluido el número 10 de Séguret, (1972), el número 6 de Cámara y Klimovitz (1985), el corte sp-01 de Torrens (1990), y los números 2 y 3 de Millán (2006) en las figuras 15, 16, 17 y 20.

A grandes rasgos, el esquema estructural puede asimilarse un conjunto tectónico doble como se expresa claramente en las figuras 15 y 16 (según Séguret, 1972 y Cámara y Klimovitz, 1985 respectivamente). Por una parte, los cabalgamientos del basamento forman un sistema “*duplex*” (Dahlstrom, 1970). Este buza hacia el noroeste y es del tipo “*hinterland dipping*” (Boyer et al.; 1982) en la cuenca de Jaca. Hacia el Este, en la cuenca de Tremp el sistema *duplex* es de tipo “*antiformal stack*” (Boyer et al.; 1982; Teixell y Muñoz, 2000) que más hacia el Oeste destaca por el alto grado de apilamiento de láminas (Muñoz, 1992).

Por otra parte, en la cobertera, los frentes de cabalgamiento forman otro sistema superpuesto al anterior, disponiéndose como un conjunto imbricado, del tipo “*piggy back*” (Butler, 1982). Este sistema tectónico produce un desplazamiento en los depocentros hacia el sur de las diferentes secuencias sedimentarias en las áreas de Jaca y Tremp (Cámara y Klimovitz, 1985).

En cada área el cabalgamiento frontal surpirenaico, sigue una trayectoria en forma de escalera, por medio de rampas y rellanos (“*ramps*” y “*flats*”), como es característico en los cabalgamientos de cobertera. El despegue suele iniciarse en el Trías hacia el NE de la cuenca, lo hace por el Cretácico superior margoso al faltar el Trías evaporítico (como en Sierras Interiores; Teixell, 1996; Alonso y Teixell, 1992) y hacia el Sur finalmente lo hace por las series margoso evaporíticas del Eoceno superior (Fig. 15, cortes 4 y 6; Fig. 16) como en el anticlinal del Barbastro-Balaguer (Martínez-Peña y Pocoví, 1988).

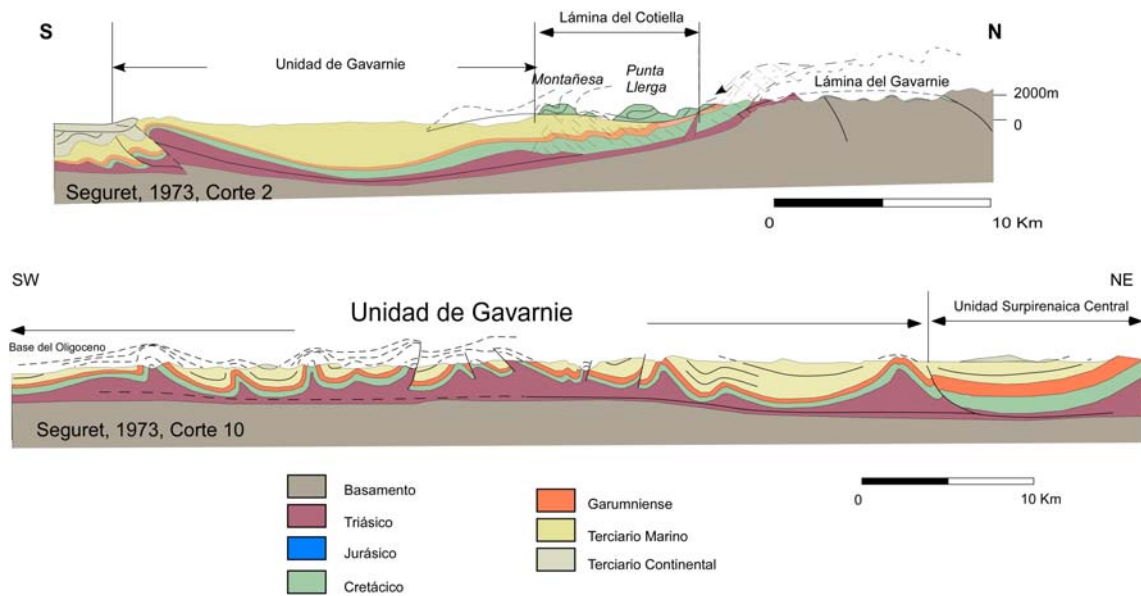


Figura 15. Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica en las cuencas de Jaca y Ainsa de Séguret, 1972.

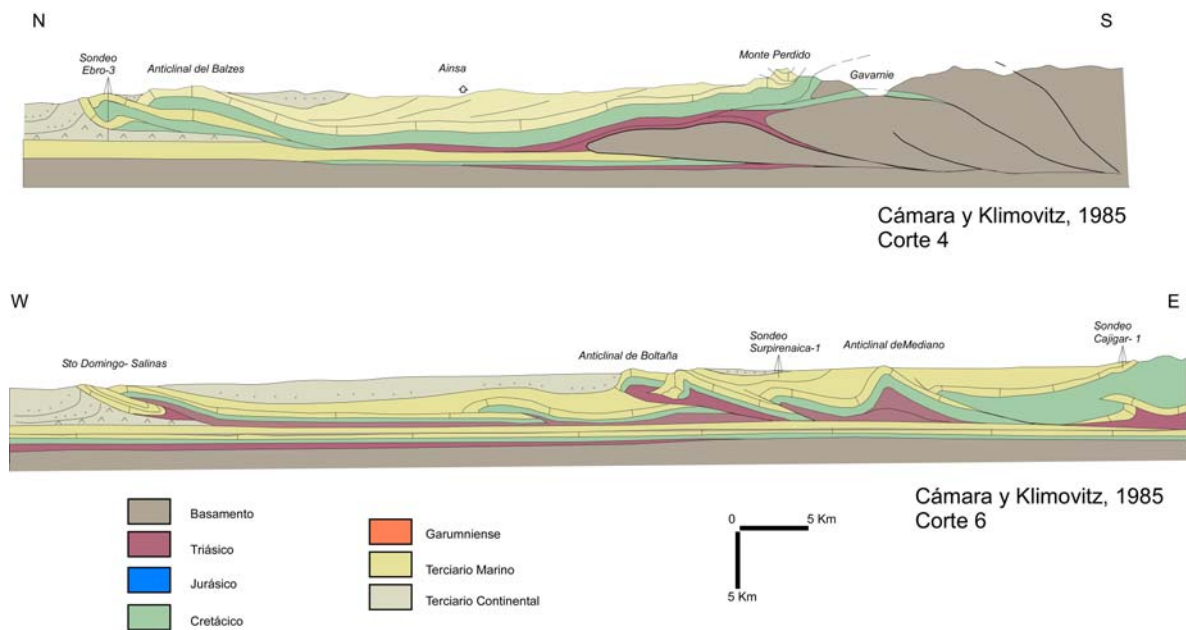


Figura 16. Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica en las cuencas de Jaca y Ainsa de Cámara y Klimovitz, 1985.

Según la mayoría de los autores se interpreta la aloctonia de los materiales Mesozoico- Terciarios cabalgando sobre la cuenca del Ebro exceptuando los cortes de Séguret, (1972) en la figura 14, que apenas considera la aloctonia de esta zona.

La magnitud de acortamiento que implica el desplazamiento de la cobertera mesozoico-terciaria sobre la Cuenca del Ebro varía según los diversos autores. El acortamiento de la vertiente surpirenaica centro-occidental se resuelve hacia el Este con mayor superposición anormal sobre el Valle del Ebro, mientras que al Oeste, en la cuenca de Jaca, la aloctonia sobre este es menor (Cámara y Klimovitz, 1985).

El acortamiento que involucra a materiales Eoceno- Oligocenos en la Cuenca de Tremp es aproximadamente 60 Km y disminuye al Oeste siendo de entre unos 20-40 km hacia la cuenca de Jaca y Pamplona (Cámara y Klimovitz, 1985) que llegan a acomodar menos de 20 km según otros autores (Larrasoña et al., 2003; Oliva et al., 2012). EL corte compensado y restituido del perfil ECORS para el sector oriental de la Unidad Surpirenaica Central muestra un acortamiento mínimo calculado de 147 km, de los cuales 112 km están relacionados con el apilamiento de cabalgamientos del basamento (Muñoz, 1992). En el corte de Ansó-Arzacq, el acortamiento calculado es de unos 80 km y la Zona Surpirenaica acomoda unos 26 km (Teixell, 1998).

Al Este de la cuenca de Jaca, en la Sección del Cotiella se calculan 103 km de acortamiento en el Pirineo y cerca de 88 km en la Zona Surpirenaica (Martínez-Peña y Casas 2003). Tomando en cuenta la información del vector paleomagnético puesto que ya se dispone de abundante cantidad de datos en el Pirineo, se han evaluado la restitución de estos dos cortes observándose sobreestimación de las restituciones clásicas de hasta un máximo de 23% y 54% (10.2 y 47.4 Km), en los cortes de Ansó y Cotiella respectivamente (Oliva y Pueyo, 2007a).

En la figura 17, el corte 1-1' de Millán (2006) muestra una estructura definida básicamente por tres láminas de cabalgamientos de cobertera. La más meridional acaba sobre el retro-cabalgamiento de San Román afectando a la sucesión estratigráfica suprayacente a la Formación Yesos de Barbastro. Al N de la anterior aparecen dos láminas ampliamente superpuestas: la Lámina de Balzes-Boltaña (superior) y Lámina del Alcanadre (inferior). Esta tercera lámina representa una pequeña porción de la lámina de El Tozal. Las dos primeras tienen vergencia Sur, están despegadas a nivel del Triásico y conllevan una translación y un salto estratigráfico importantes.

En el mismo corte 1-1' (Fig. 17), el cabalgamiento de El Tozal soporta la unidad de cobertera con vergencia S más adelantada que aparece en esta transversal, dada su posición y disposición dentro del edificio estructural de las Sierras, esta falla se integra en el denominado cabalgamiento frontal surpirenaico. El contacto de basamento/cobertera junto con el cabalgamiento de Balzes-Boltaña delimitan un espacio ocupado por el bloque inferior autóctono y por la lámina del Alcanadre coherente también con otros autores, como Cámara y Klimovitz (1985).

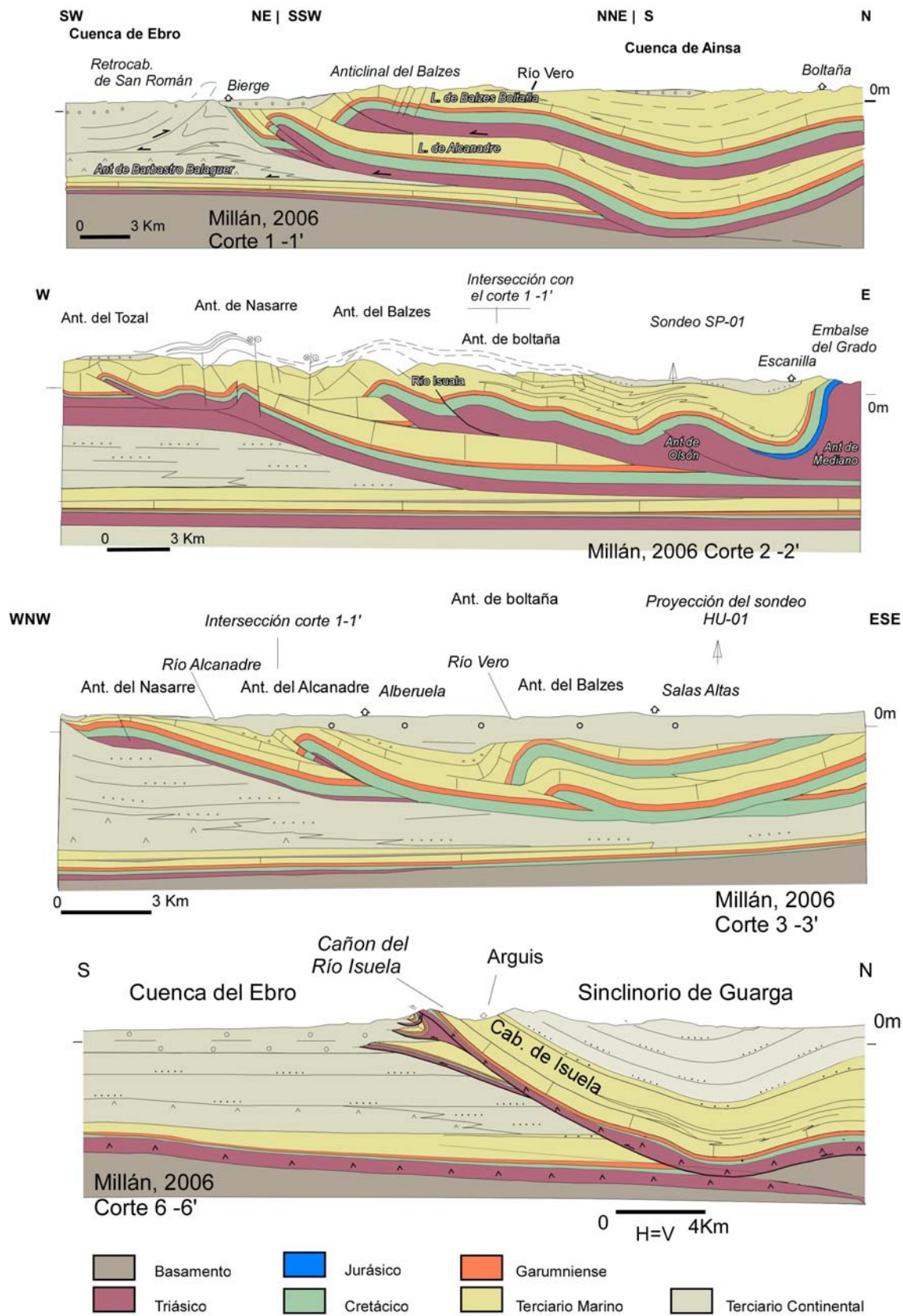


Figura 17a. Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica en las Sierras Exteriores y sus alrededores, Millán 2006.

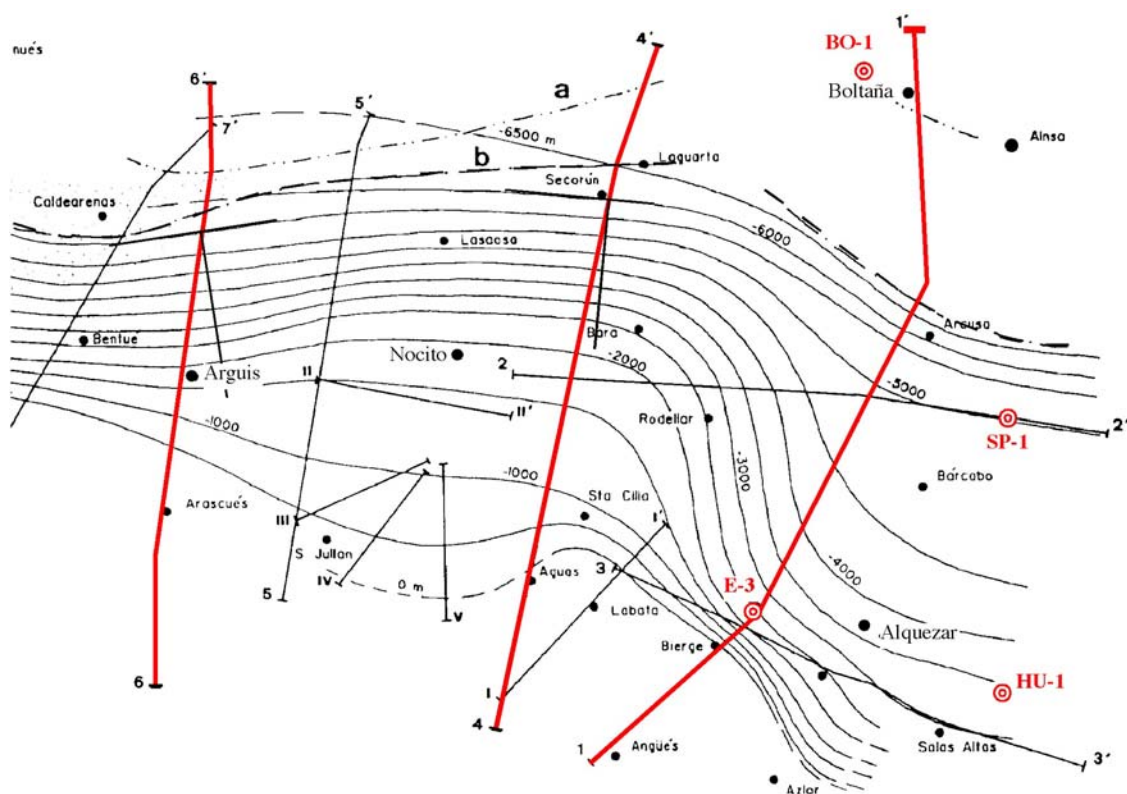


Figura 17b. Mapa de Isobatas de la rampa del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores, Millán 2006.

La Lámina de Balzes-Boltaña esta constituida por rocas del Triásico medio y superior, Cretácico superior, facies Garumn, así como Eoceno inferior y medio. La traza del perfil pasa por las calizas de la Formación Guara en su parte meridional (facies turbidíticas de las margas de Arro en su parte septentrional), sedimentos deltaicos de la Formación Sobrarbe y depósitos fluviales de la Formación Escanilla (equivalente a Formación Campodarbe al W en la Cuenca de Jaca).

El corte 2-2' de Millán (2006), también incluido en la figura 17, de orientación N100E enlaza las estructuras más occidentales de la Unidad Surpirenaica Central con las de dominio oriental de Sierras Exteriores (Fig. 14). Su trazado atraviesa la lámina del El Tozal (el cabalgamiento del Alcanadre no llega a esta posición) y la del Balzes-Boltaña. Aquí las Sierras Exteriores forman un sistema imbricado con vergencia W cuyos cabalgamientos se enraízan en el Cabalgamiento Basal Surpirenaico. Puede observarse la evolución sin-sedimentaria de los pliegues desarrollados en las láminas durante el Eoceno medio y superior. De W a E, en la primera se encuentran los anticlinales de El Tozal y Bara, sinclinal de Gorgas Negras y anticlinal de Nasarre, y finalmente el sinclinal de Rodellar cabalgando entre las dos unidades tectónicas; en la segunda aparecen muy bien definidos los anticlinales de Balzes, Boltaña y Olsón, el sinclinal de Buil y el anticlinal de Mediano.

El cabalgamiento Balzes-Boltaña es un cabalgamiento ciego, muestra una disposición tendida y se superpone a la serie del Triásico Luteciense inferior de la lámina de El Tozal. En esta transversal, la fosilización de este cabalgamiento y una parte del crecimiento del Balzes habría quedado registrada por una parte de las calizas del Luteciense medio y superior en el flanco W del anticlinal (Millán et al., 2000; Barnolas y Gil-Peña, 2001). El hecho de que Boltaña y Balzes formen parte del mismo sistema imbricado y que los dos hayan sido activos en el Luteciense Medio- Bartonense indica que, al menos durante ese tiempo, la translación del frente del cabalgamiento de Balzes-Boltaña se repartió entre ambas estructuras (Millán et al., 1995a y b, Millán 1996, Millán 2006).

Hacia el NE del anticlinal del Balzes, el anticlinal de Mediano según el corte de de Martínez- Peña et al. (1992), incluido en la figura 18 es anticlinal de rampa lateral asociado a un cabalgamiento que tampoco llega a emerger en superficie y se encuentra distorsionado por la actuación de fallas tardías y el movimiento diapírico del Keuper en su núcleo (Holl y Anastasio, 1993). La lámina de Mediano se encuentra afectada por dos anticlinales ciegos al NE y en su conjunto representan la prolongación de la rampa oblicua del Montsec en este sector, siendo la lámina de Mediano su bloque inferior. En el área de Mediano la sucesión estratigráfica presenta dos diferencias notables con la Sierras Exteriores. Por una parte la sucesión Cretácica es más completa y presenta el consiguiente aumento de espesor al iniciarse en el Cenomaniense (Garrido, 1973), y por otra parte, los depósitos Jurásicos desaparecen hacia el W. (Martínez- Peña et al., 1992).

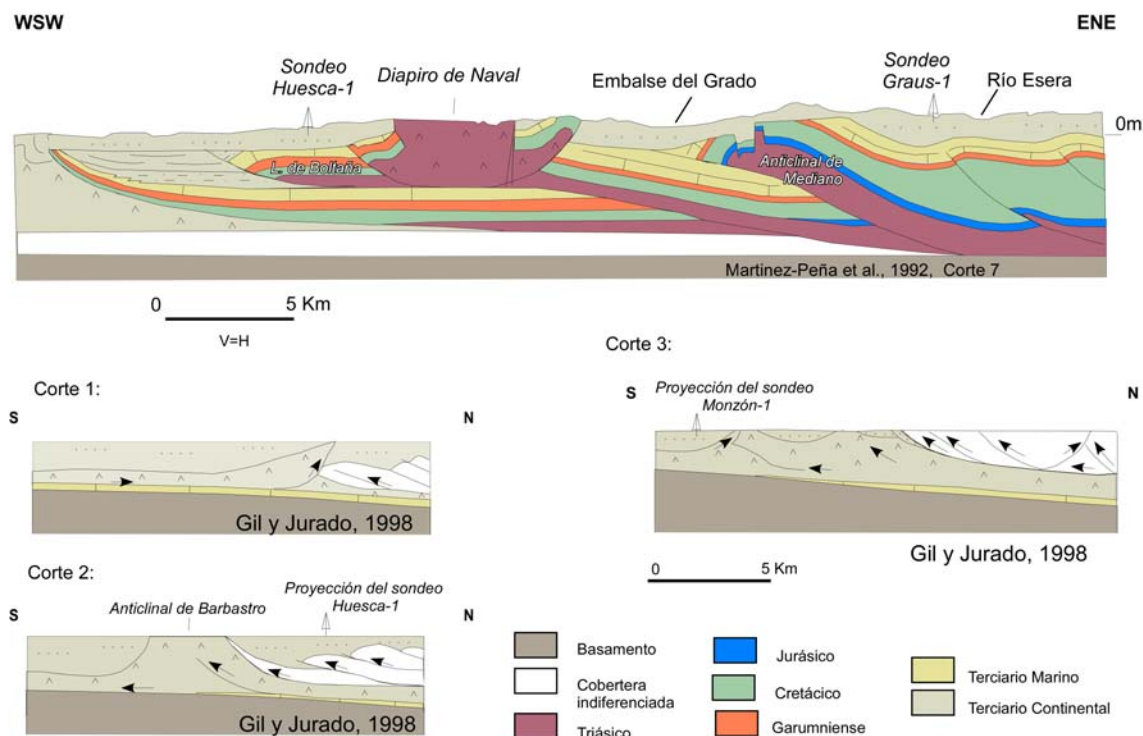


Figura 18. Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica al SE de las Sierras Exteriores: corte 7 de Martínez- Peña et al., 1992 y cortes diagrama 1, 2 y 3 de Gil y Jurado, 1998.

En el corte geológico 3- 3' de Millán (2006), incluido en la figura 17, se muestra una imagen subparalela al frente de cabalgamiento surpirenaico en la zona de conexión meridional entre Sierras exteriores y Sierras Marginales. Atraviesa las Láminas de Balzes- Boltaña, Alcanadre y El Tozal, y muestra como la estructura del anticlinal del Balzes continua hacia al SE aunque, no como expresión cartográfica, se extiende por debajo de los depósitos Terciarios continentales de la Cuenca del Ebro. Se supone que estos tres cabalgamientos se formaron según una secuencia de bloque inferior indicada en el Eoceno. El emplazamiento del cabalgamiento de El Tozal (cabalgamiento inferior del sistema) coincide con la sedimentación de la Formación Uncastillo (Oligoceno superior- Mioceno inferior). Si se compara este corte con el corte 7 de Martínez- Peña et al. (1992), en la figura 18, con el cual se intersecta a la altura del sondeo HU-01 se evidencia la conexión estructural que existe entre las Sierras Exteriores y las Sierras Marginales.

Hacia el SE del anticlinal de Balzes, se pueden mencionar otras expresiones estructurales importantes tales como el diapiro de Naval (Santolaria, 2012) y el anticlinal de Barbastro Balaguer (Martínez- Peña y Pocoví, 1988). Parte de los materiales corresponden al bloque inferior de la lámina de Mediano, queda expuesta en superficie por el diapiro de Naval (lámina de Naval). La lámina de Naval a su vez cabalga sobre una nueva lámina (Boltaña- Balzes) cortada por el sondeo HU-01. La lámina de Boltaña- Balzes según el corte número 7 de Martínez- Peña et al. (1992), en la figura 18 cabalga sobre otra unidad (probablemente con una estructura compleja de escamas y lenticulas de cabalgamiento) cuya manifestación más meridional es la *klippe* del afloramiento localizado en el Monasterio del Pueyo de Barbastro (escama adelgazada de materiales de cobertera que cabalga sobre la Formación Yesos de Barbastro).

El anticlinal de Barbastro en los cortes diagrama de Gil y Jurado (1998) representados en la figura 18, se caracteriza como el resultado de la combinación de tectónica, mecanismos de carga diferencial y movimiento de las evaporitas y yesos (*buoyancy*) de Barbastro (Paleógeno). Su evolución abarca desde el Oligoceno tardío hasta el presente y el último pulso de la tectónica alpina que ha jugado el papel principal de su evolución (Martínez- Peña y Pocoví, 1988; Gil y Jurado, 1998). Una expresión similar de la estructura, con una interpretación propia puede verse en los cortes de McElroy (1990), en la figura 19 confirmando que bajo compresión las capas ricas en evaporita usualmente operan como niveles de despegue (Gil y Jurado, 1998).

Hacia el SW (Figs. 17, 19, 20 cortes 1, B, hu6 y hu11 respectivamente) la configuración característica de las Sierras Exteriores puede observarse con alguna complicación local como el retrocabalgamiento de San Román, el emplazamiento de la lámina del Balzes y el acuñaamiento de láminas para converger todas en el cabalgamiento basal. En general se observa como el cabalgamiento basal

surpirenaico de Sierras Exteriores se emplaza sobre la cuenca del Ebro durante el último pulso tectónico.

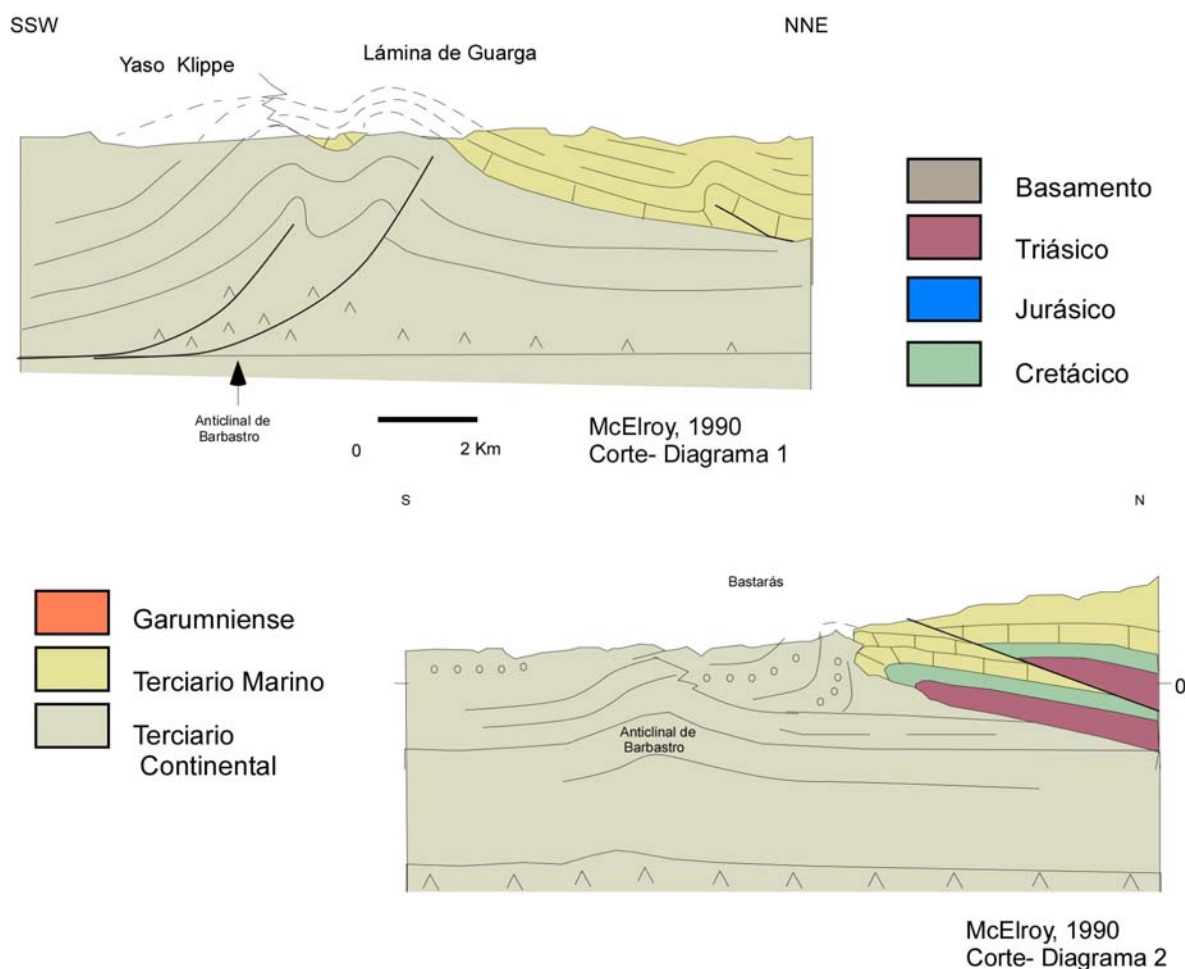


Figura 19. Cortes diagrama de la vertiente surpirenaica al SE y SW del anticlinal de Balzes en las cercanías del anticlinal del Barbastró, el retrocabalgamiento de San Román y el sector de Bastarás (McElroy, 1990).

Hacia el sector central de las Sierras Exteriores atendiendo al corte 6 de Millán (2006) representado en la figura 17, la macro-estructura muestra la superposición de la serie del sinclinorio de Guarga sobre los materiales de la Cuenca del Ebro. Entre estas dos grandes unidades estaría intercalada la Unidad tectónica de Aguas- San Felices. En las Sierras Exteriores, bajo el cabalgamiento de Isuela, la estructura aparece definida por el apilamiento de cobertera de edad miocena. En el sinclinorio del Guarga continúa siendo notorio el engrosamiento del conjunto de la serie estratigráfica de S a N, especialmente en las formaciones terciarias situadas por encima de los carbonatos lutecienses. El inicio de la deformación en los anticlinales de Pico del Águila y Gabardiella ocurre en el Luteciense superior.

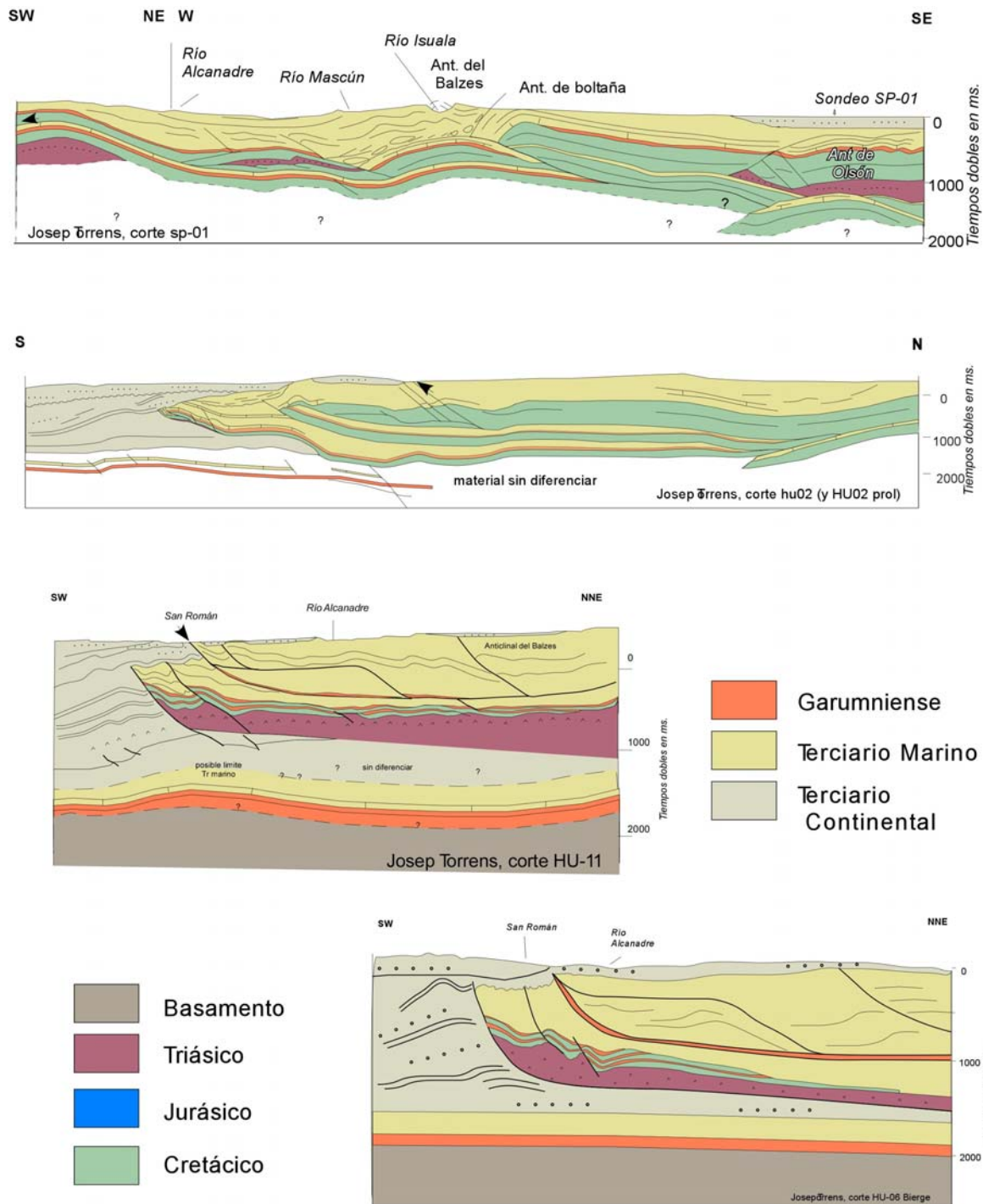


Figura 20. Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica en la parte oriental de las Sierras Exteriores, y parte de las cuencas de Jaca y Ainsa (Torrens 1990).

En adición a las discrepancias en torno al grado de aloctonia de la cuenca, también se observan diferencias en las interpretaciones de la configuración estructural del anticlinal y la lámina del Balzes (cortes sp01 y hu02; de la figura 20) y de los accidentes estructurales de los alrededores, representados en los cortes de McElroy

(1990) y Torrens (1990) de las figuras 19 y 30, como se observa evaluando todos los cortes en conjunto.

3.1.3 Datos pre-existentes en el entorno estudiado

A partir de los años 60, el paleomagnetismo se ha aplicado al estudio del Pirineo y de las cuencas de Aquitania y Ebro (Van del Lingen, 1960; Schwarz, 1962). Más de 200 publicaciones indexadas apuntan al creciente interés del paleomagnetismo en el Pirineo.

En la actualidad existen más de 21000 desmagnetizaciones provenientes de 1700 estaciones de muestreo, 170 de ellos son perfiles magnetoestratigráficos que juntos suman más de 74 km de sección (Pueyo et al., 2005b, 2006; López et al., 2008 y San Miguel, 2010). La mayoría de los estudios magnetoestratigráficos se han desarrollado en los depósitos sintectónicos y en las secuencias terciarias clarificando sustancialmente la cronología de la cuenca surpirenica.

La combinación de los estudios magnetoestratigráficos y de rotación permite caracterizar no sólo la cinemática de las estructuras sino también la cronología y la relación entre pliegues y cabalgamientos (San Miguel et al, 2010).

3.1.3.1 Datos Magnetoestratigráficos

Los primeros trabajos de cronoestratigrafía en el Pirineo (Figs. 21 y 23), sentaron una amplia base para estudios posteriores de mayor detalle que acotan las interpretaciones previas. Comenzando con los estudios pilotos de Burbank et al. (1987), numerosos estudios se han centrado en la Cuenca Surpirenaica central.

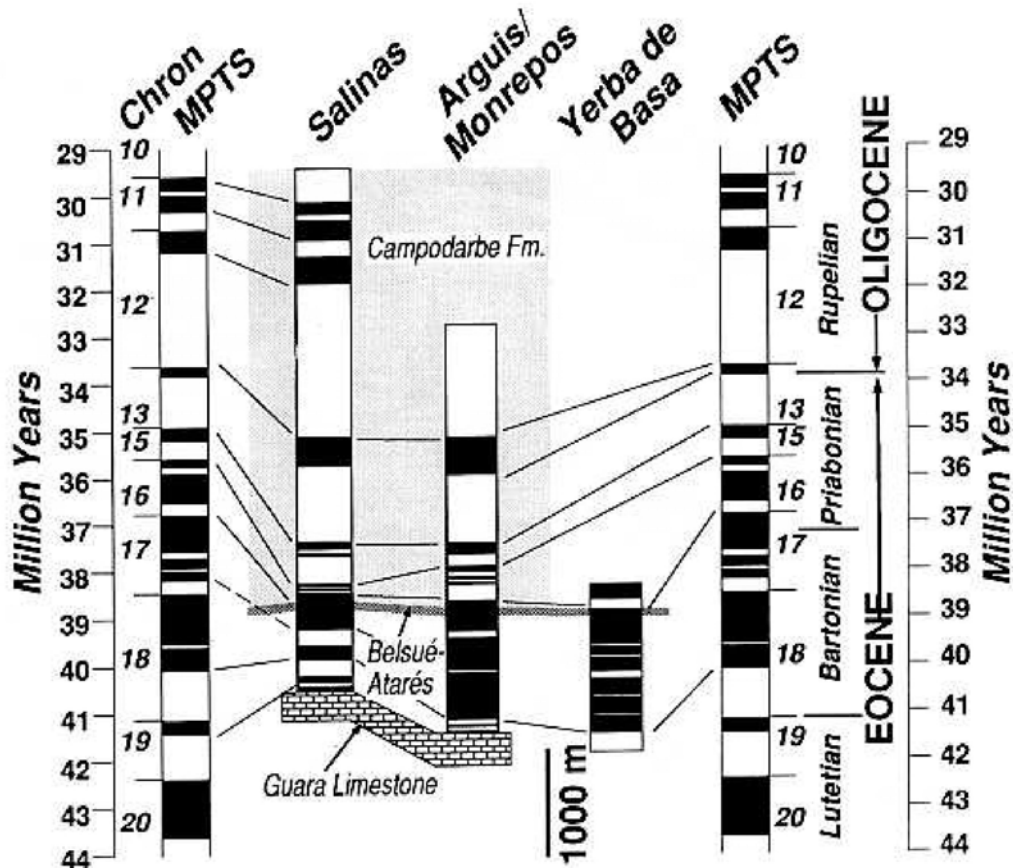
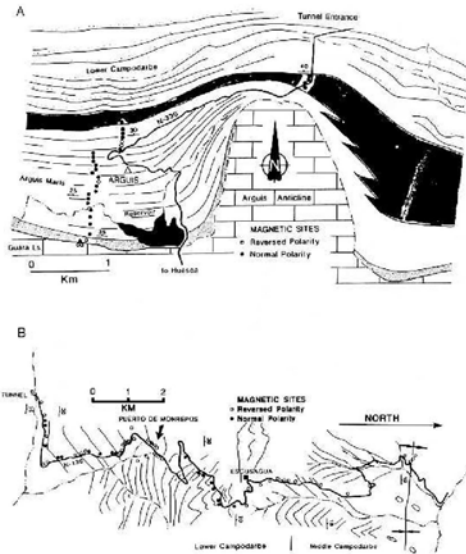
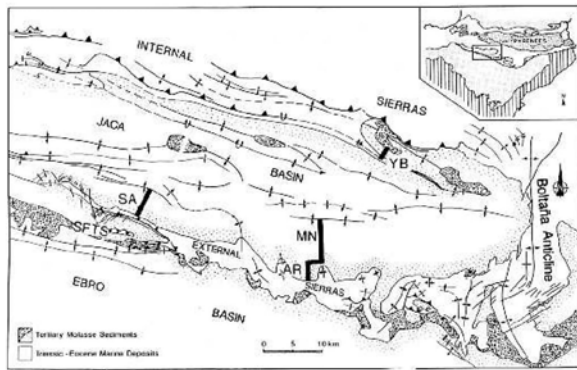


Figura 21. Columnas magnetoestratigráficas y su correlación con la escala global realizadas por Hogan y Burbank, 1996. Su localización en mapa se encuentra en la parte superior izquierda y a la derecha localización a detalle del perfil Arguis- Morrepos.

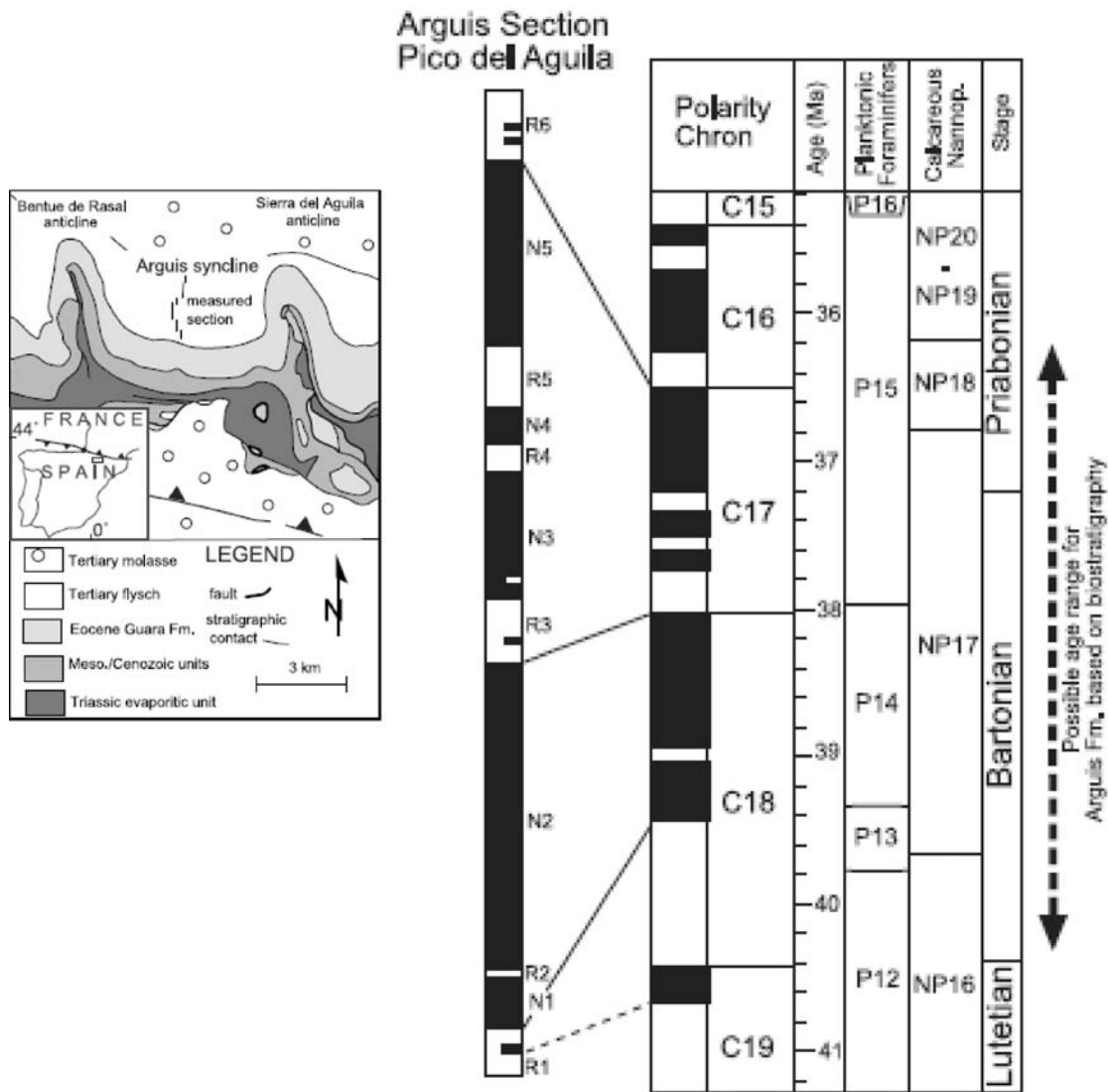


Figura 22. Localización y datos magnetoestratigráficos del corte de Arguis correlacionados con la escala geomagnética global, Kodama (2010).

En la cuenca de Jaca, tres largos perfiles del tramo Bartoniense -Rupeliense (Salinas, Arguis- Monrepós y Yebra de Basa) fueron estudiados inicialmente por Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996) y complementados por Oms et al. (2003) se ocuparon de la sedimentación turbidítica de la parte norte de la cuenca de Jaca y ampliaron el perfil de Yebra de Basa en su base hasta el Luteciense (la sección del Río Aragón). Recientemente, importantes mejoras del perfil Arguis- Monrepós (sección de Arguis de edad Bartoniense) fueron realizadas por Kodama et al. (2010) en el entorno de Arguis (Fig. 22).

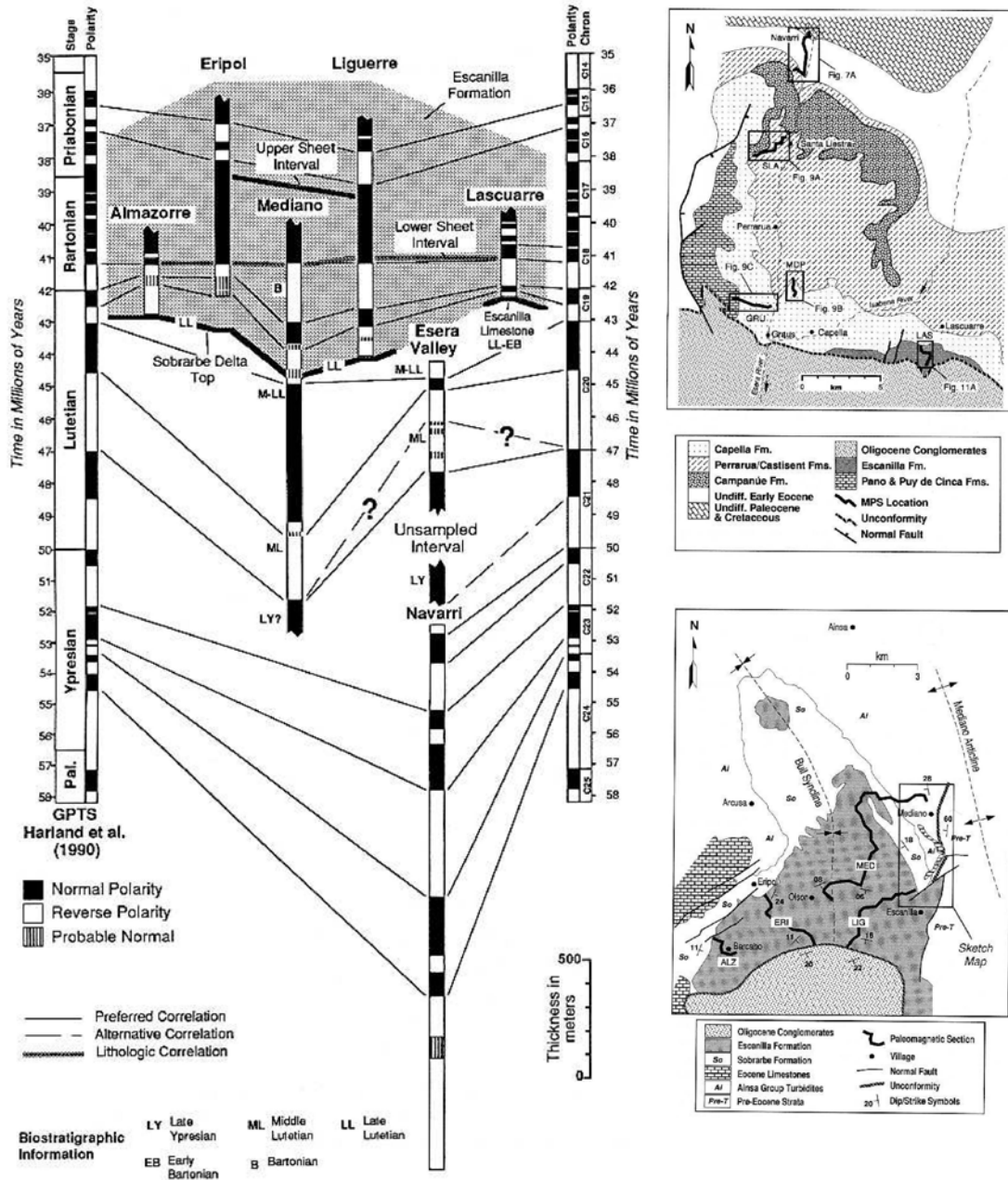


Figura 23. Localización y columnas magnetoestratigráficas y su correlación con la escala global realizadas por Bentham y Burbank, 1996 en las cuencas de Ainsa y Tremp-Graus.

Bentham (1992) y Bentham y Burbank (1996) generaron nuevos datos magnetoestratigráficos en el sinclinal de Buil (Cuenca de Ainsa), y los Valles de los ríos Esera e Isábena (Cuenca de Graus- Tremp) cubriendo todo el Eoceno desde las facies turbidíticas del Grupo Hecho hasta las facies continentales de la Formación Escanilla (Fig. 23). Los datos del perfil del Esera de Bentham y Burbank (1996) han sido complementados y reinterpretados por Payros (2009b) gracias a los nuevos datos obtenidos en la sección de Urbasa-Andía.

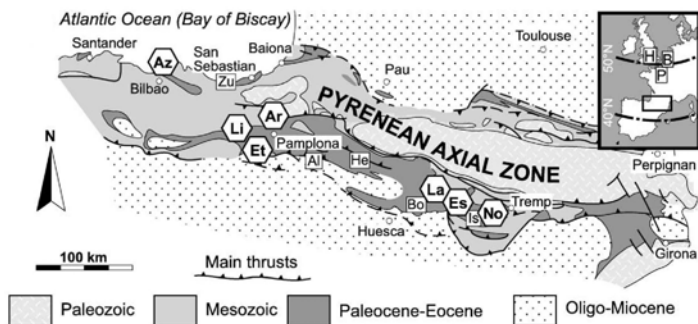
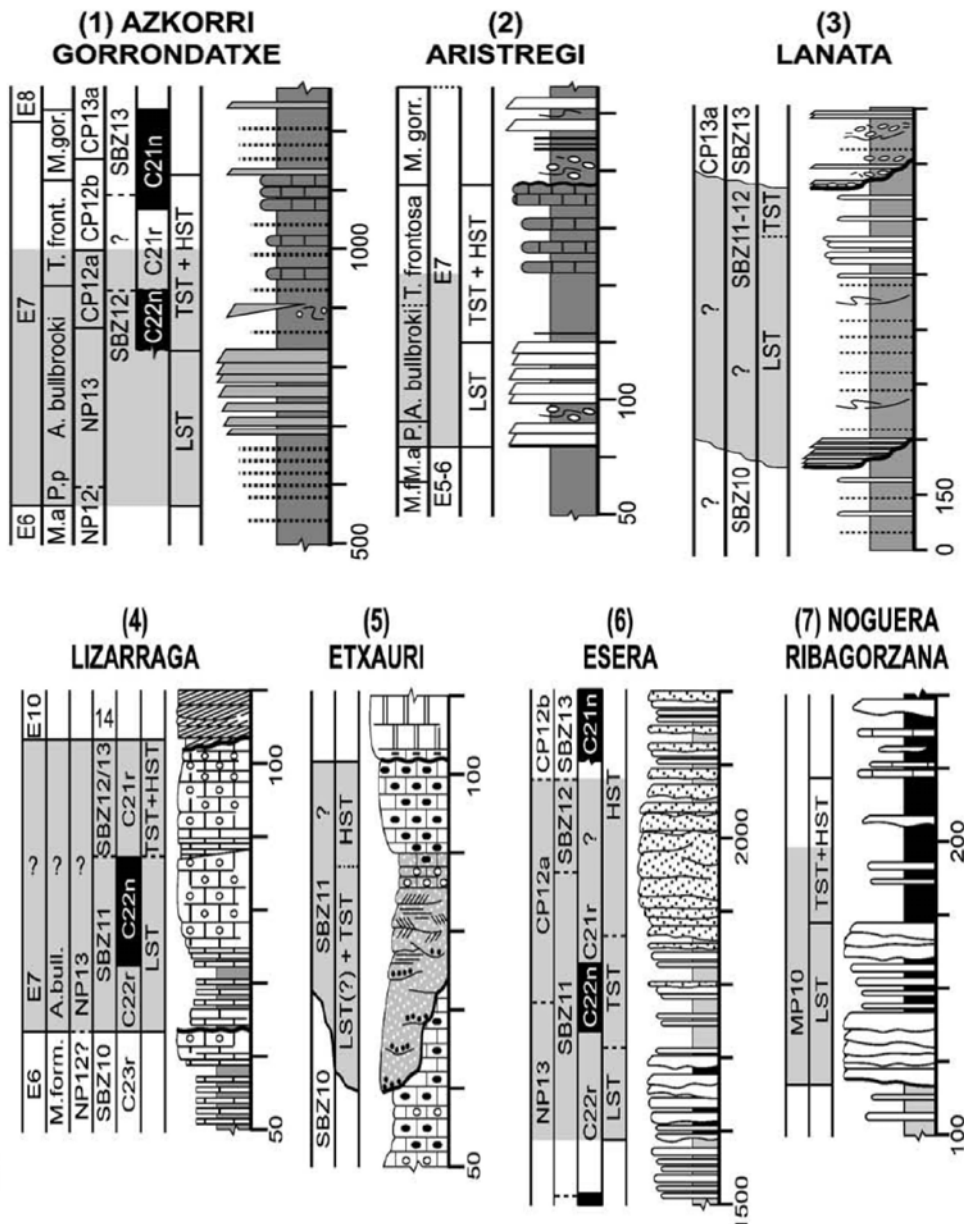


Figura 24. Columnas magnetoestratigráficas tomadas de Payros et al., (2009b) y referencias en él; localizadas en diversos puntos de la cuenca.

En conjunto, numerosos datos magnetoestratigráficos cubren parcialmente el Cuisiense y Luteciense en diferentes puntos de la cuenca Surpirenaica (Fig. 24), incluyendo el perfil de Gorrondatxe (Bernaola et al., 2006, Payros et al., 2007, 2009a y 2009b) en la cuenca Vasco-Cantábrica, que complementado con el perfil de Otsakar (Payros et al., 2011), han permitido redefinir el límite Ypresiense/Luteciense (Molina et al. 2011).

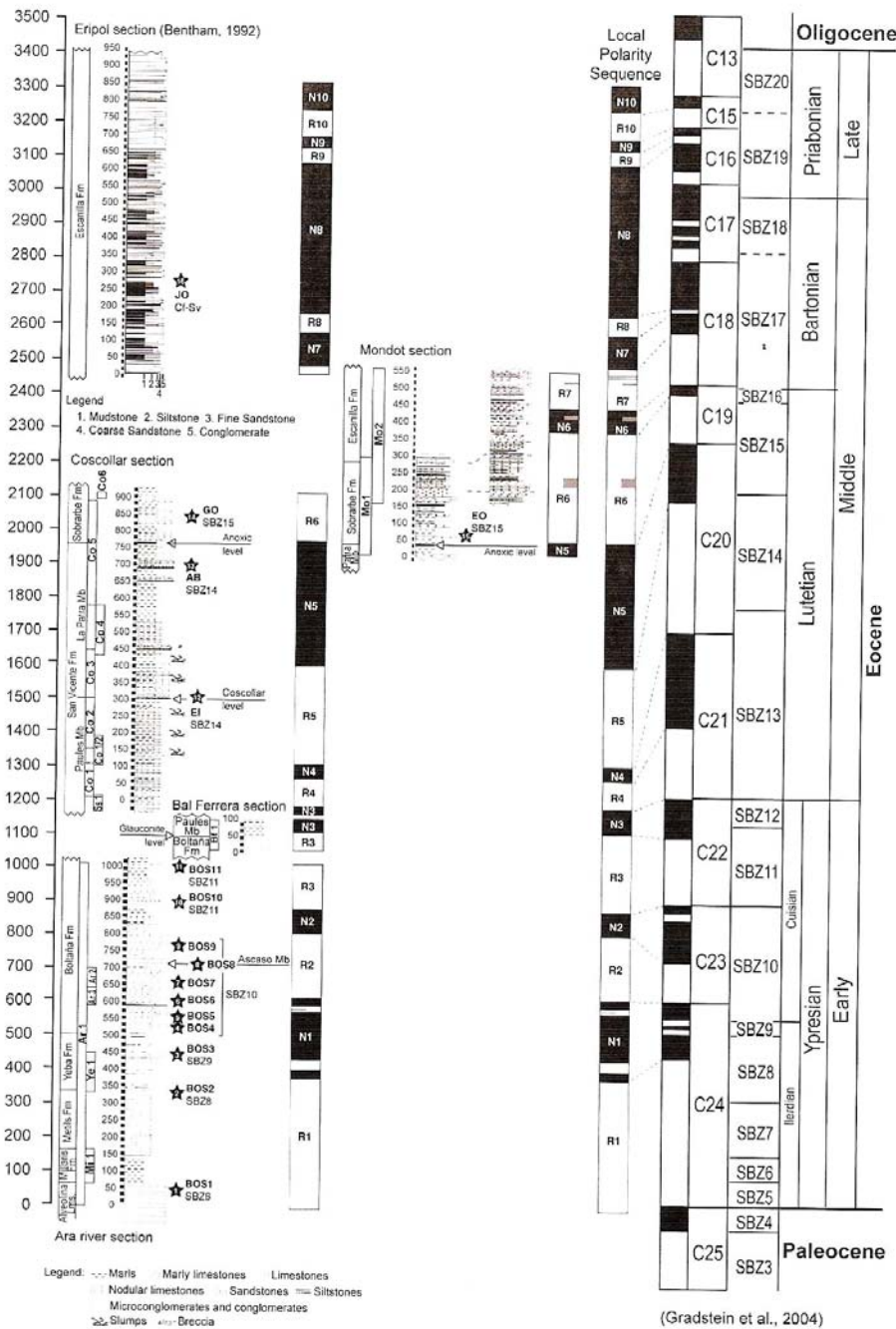


Figura 25. Columnas magnetoestratigráficas de la cuenca de Ainsa (Mochales et al., 2011). Correlación con la escala global y con los perfiles de Almazorre y Eripol (Bentham y Burbank, 1996).

En la cuenca de Ainsa, tres nuevos perfiles (Fig. 25) en facies marinas de plataforma y talud cubren con muy buena densidad de muestreo rocas del Ypresiense – Bartonense (Mochales et al., 2011). Estos nuevos datos magnetoestratigráficos conectados con los perfiles Bartonense- Priabonenses de Bentham y Burbank (1996) ofrecen un marco cronoestratigráfico fiable a lo largo de 3.300 de sección.

Hacia el Este, Serra-Kiel et al. (1994) definió la cronoestratigrafía del Terciario inferior en sedimentos marinos de la cuenca de Tremp-Graus. El marco magnetoestratigráfico dispuesto por los trabajos anteriores (Pascual et al., 1991; Molina et al., 1992 y Pascual, 1992a y b) y numerosos datos bioestratigráficos adicionales (Serra-Kiel et al., 1994 y referencias en él), permitieron datar el estratotipo del Llerdiense y el paraestratotipo de Tremp en la sección de Campo así como numerosas secciones de control que cubren el Ypresiense.

Hacia la cuenca Surpirenaica oriental, el perfil compuesto de 1350 m del Luteciense superior al Priabonense, detalla la cronología Bartonense- Priabonense en unidades marinas en el área de Igualada y propone una nueva calibración de SBZ y nanofósiles calcáreos para este intervalo (Fig. 26). Adicionalmente otro perfil magnetoestratigráfico de 1100 m en la misma zona, define la cronología de la continentalización (Priabonense- Rupeliense), para la cuenca Surpirenaica oriental (Costa, 2011a y b; Costa et al., 2009).

Cuatro perfiles magnetoestratigráficos Bartonense- Priabonenses en la parte oriental de la cuenca Tremp- Graus (Beamud et al. 2003; 2011), se llevaron a cabo en sedimentos continentales (Senterada [La Pobreta y Montcortés], Sis y la Pobra de Segur) y se estableció su correlación con los perfiles de Eripol y Mediano de Bentham (1992) y Bentham y Burbank (1996) y su correlación con la escala global (Fig. 27).

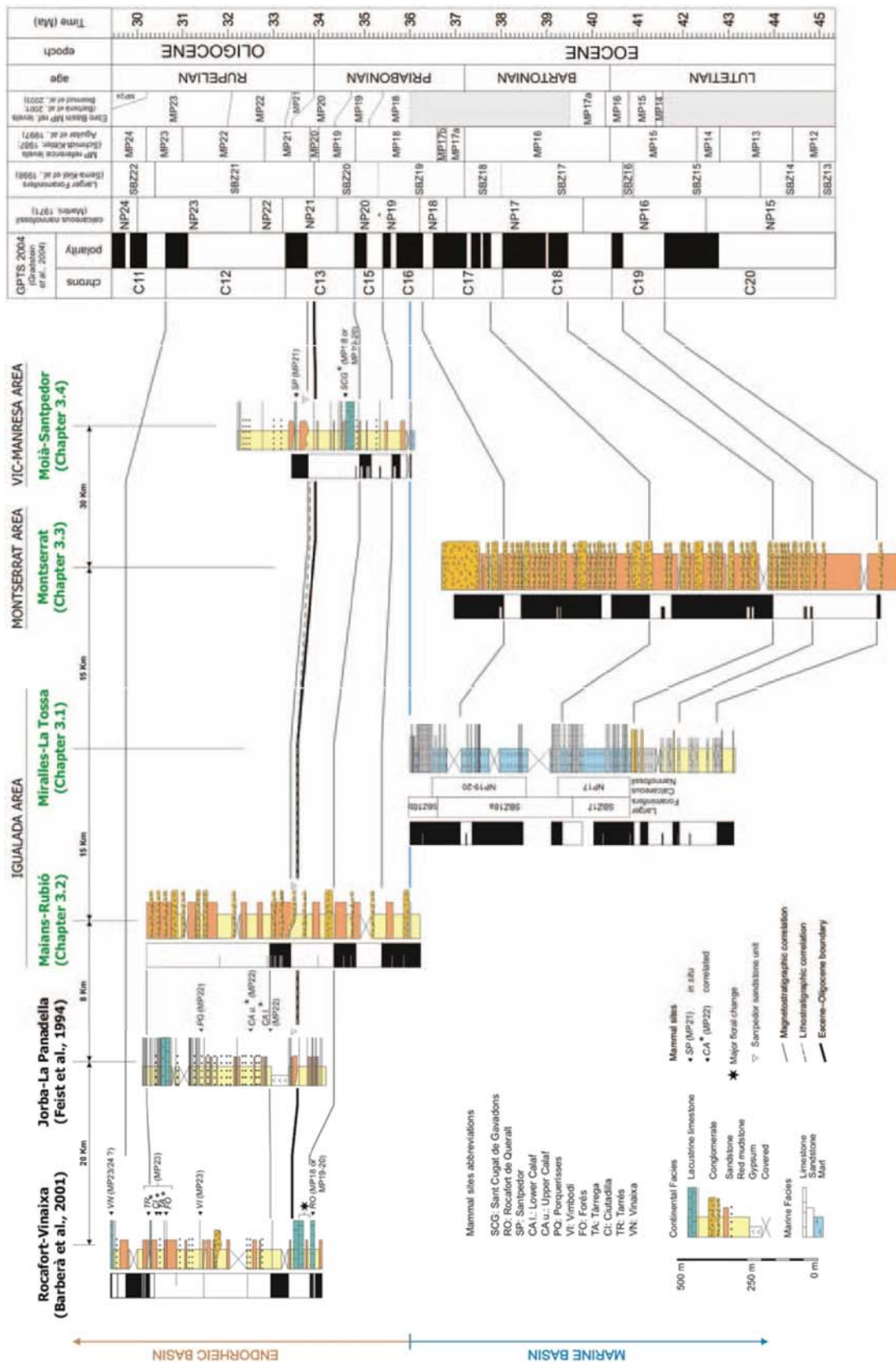


Figura 26. Columnas magnetoestratigráficas del dominio surpirenaico oriental y margen meridional de la Cuenca del Ebro. Correlación con la escala global (Costa 2011a y b).

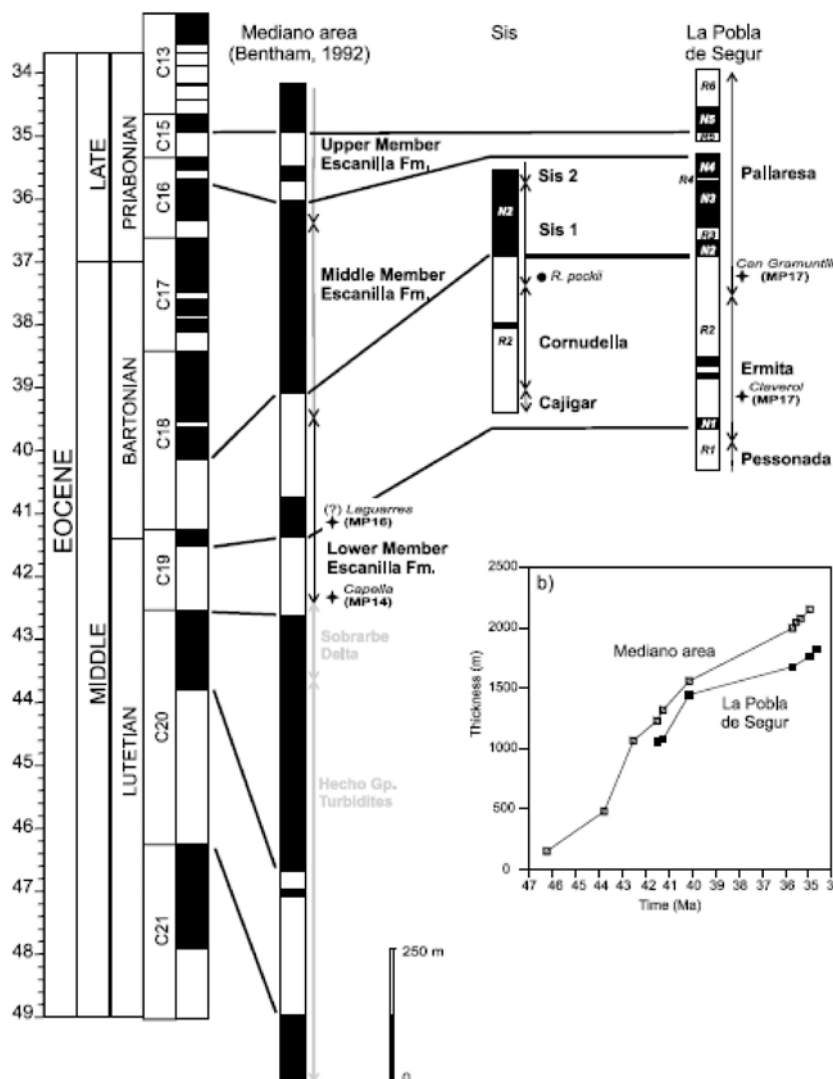


Figura 27. Columnas magnetoestratigráficas del Eoceno medio y superior de la Cuenca de Tremp-Graus y su correlación con la escala global (Beamud et al., 2003).

3.1.3.2 Datos magnetotectónicos de rotaciones (VAR).

En la cuenca Surpirenaica central y occidental, numerosos datos existentes corroboran rotaciones en sentido horario (Dinarès, 1992; Bentham, 1992; Hogan, 1993; Pueyo, 2000; Fernández, 2004; Oms et al., 2006; Rodríguez-Pintó et al., 2008; Mochales et al., 2008, Rodríguez-Pintó et al., 2010; Mochales et al. 2012a entre otros). Las numerosas estructuras oblicuas generadas por la geometría de las cuencas Mesozoicas, la heterogénea distribución de los despegues, el diacronismo de la deformación o la propia dinámica orogénica han generado un gradiente lateral

de acortamiento responsable de las rotaciones de eje vertical detectadas (VAR). Actualmente existen más de 1500 estaciones paleomagnéticas, aun así la distribución de muestreo es heterogénea y refleja la especial atención de ciertas unidades y estructuras. Los Pirineos Centrales, en especial las cuencas de Jaca y Ainsa, concentran más de un tercio de estos datos desde los años 90.

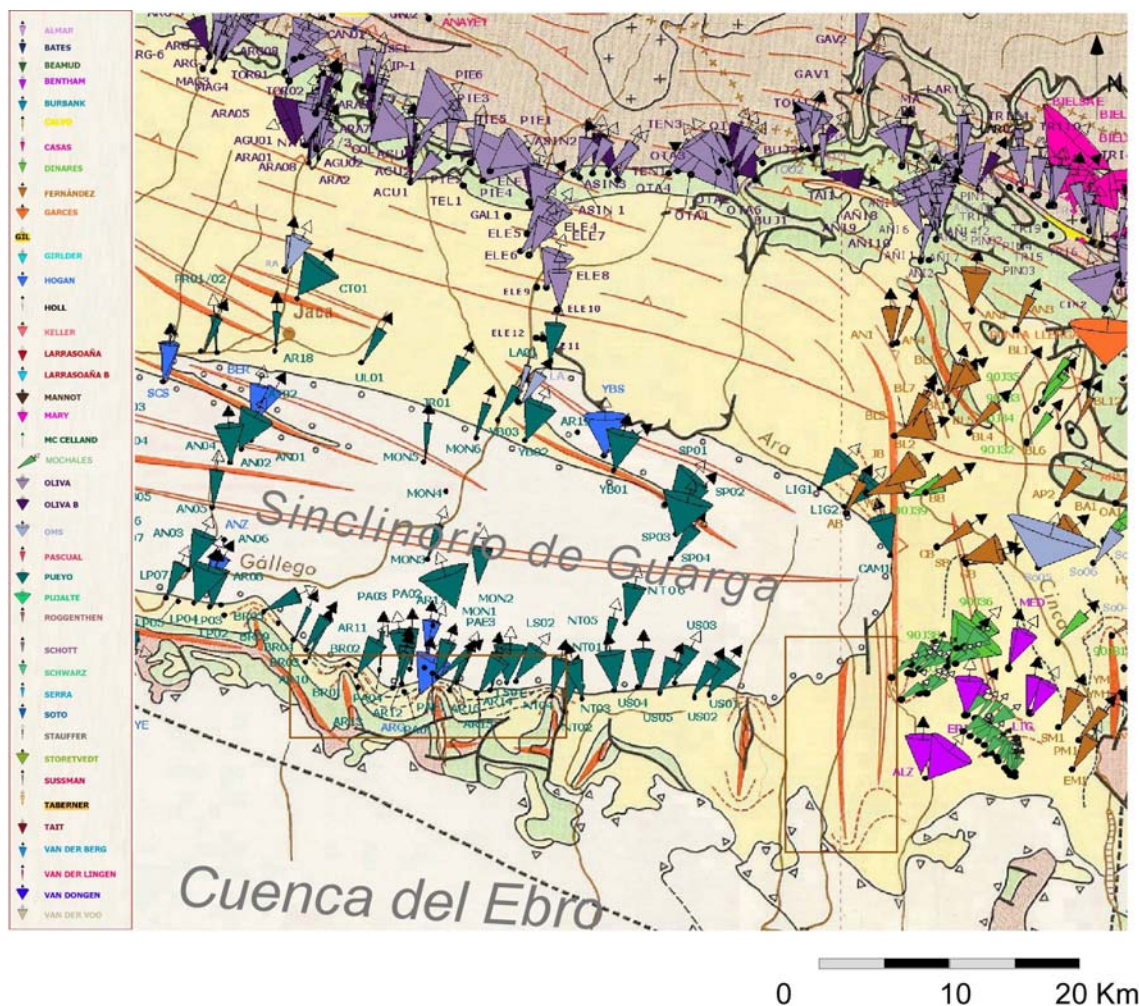


Figura 28. Fragmento extraído de la base de datos paleomagnéticos: entorno de las cuencas de Jaca y Ainsa (López et al., 2008; San Miguel et al., 2010).

Esta vasta base de datos paleomagnéticos tal y como muestra parcialmente la figura 28, se encuentra disponible de acceso libre *on-line* en la página Web del Instituto Geológico y Minero de España: <http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/paleomag/>, con ella se consigue una rápida visualización y descarga de datos magnetoestratigráficos y de estaciones de control de rotación de ejes verticales, compilados del Pirineo durante los últimos siete años en el marco de un proyecto INTERREG-III (San Miguel et al. 2010 y referencias en él).

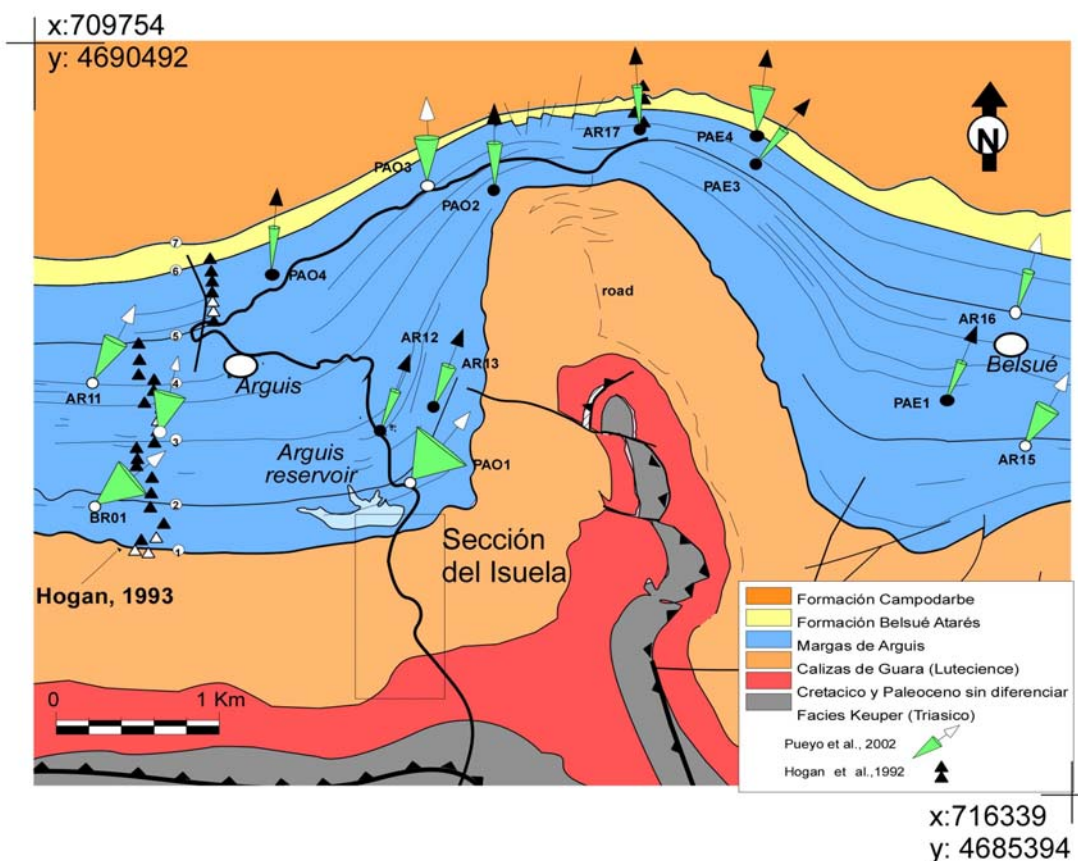


Figura 29. Mapa simplificado del entorno del anticlinal del Pico del Águila con localización de estaciones paleomagnéticas de Hogan et al., 1993 y datos de estaciones de rotación de Pueyo et al., 2002; tomado del mapa geológico Millán Garrido, 1996, modificado por Pueyo et al., 2002.

El entorno de Arguís, en especial el anticlinal del Pico del Águila ha sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos (Fig. 29). Además de las magnetostratigrafías mencionadas (Hogan, 1993; Kodama et al., 2010) y trabajos en curso en el marco de los proyectos *Climate (Orbital) Forcing In Continental and Shallow Marine Sedimentary Systems (COFORSED)*, CGL2010-17479, existen quince estaciones de rotación (todas ellas en Bartonense, Pueyo et al., 2002) que han permitido caracterizar inicialmente la velocidad de rotación de esta estructura.

En el sector de los alrededores del anticlinal del Balzes, estudios paleomagnéticos y de rotación previos (Dinarès, 1992; Bentham, 1992; Pueyo, 2000; Fernández, 2004; Mochales et al., 2012a) confirman importantes valores de rotación en sentido horario. En el anticlinal de Boltaña (Dinarès, 1992; Fernández, 2004) reportan hasta 50-70° de rotación en rocas de edad Ypresiense (Ilerdiense-Cuisiense) y 45° en los depósitos de talud del Luteciense bajo y medio (Mochales et al, 2011). En depósitos deltaicos en el flanco Este del anticlinal de Boltaña (Bentham, 1993), se han reportado magnitudes de giro dextro de 15-20° (Luteciense superior –

Bartoniense) y unos 40° en depósitos deltaicos del Bartoniense (Pueyo, 2000; Mochales et al., in review) del flanco Oeste del anticlinal (Fig. 30).

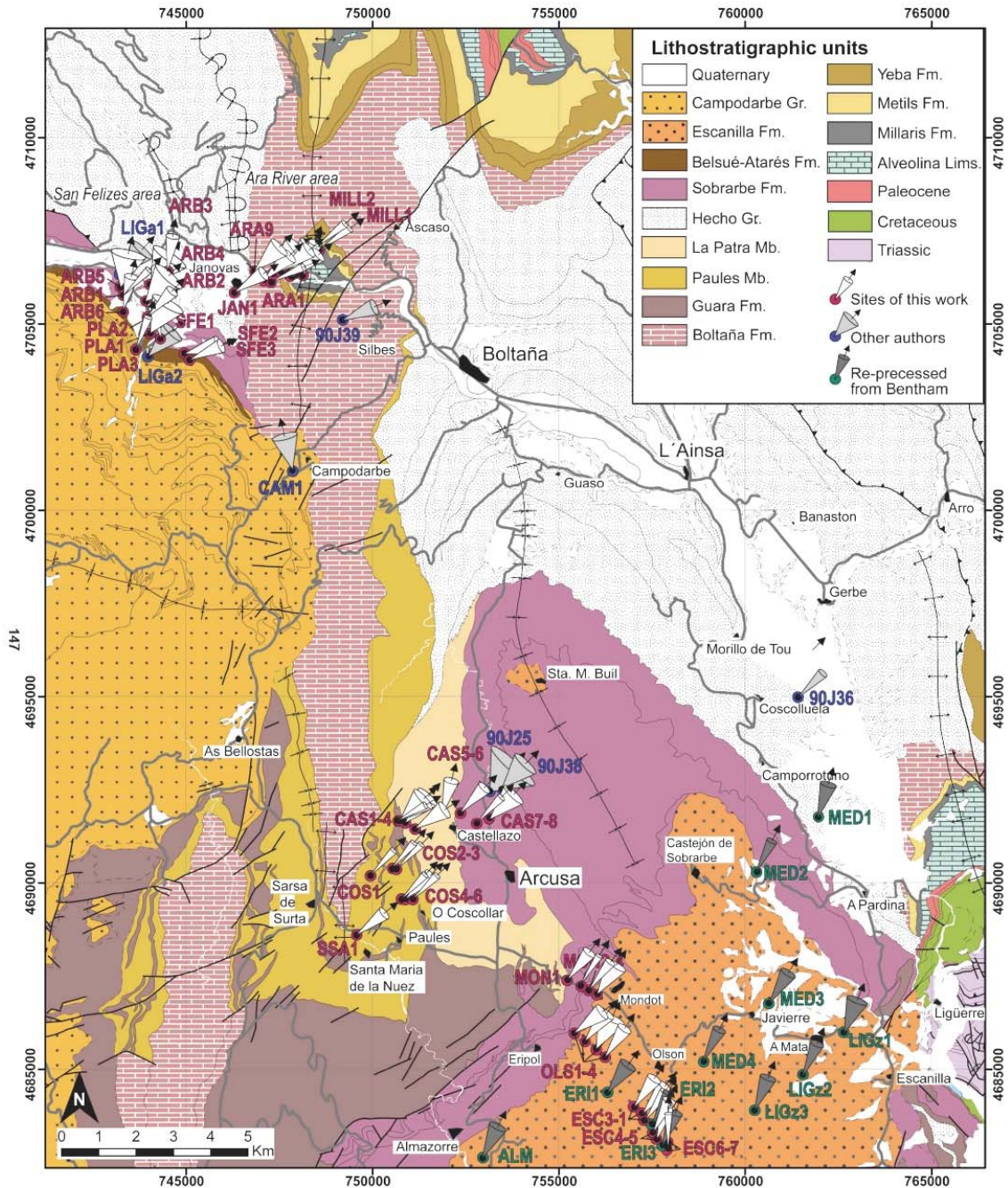


Figura 30. Mapa simplificado del anticlinal de Balzes (tomado de Millán-Garrido, 1996, modificado por Pueyo et al., 2002) con valores de rotación en el sector de Balzes y Boltaña. El eje de los conos representa la declinación paleomagnético (después de la corrección de capa, ABC) y su generatriz, el ángulo de la confianza (α_{95}).

3.1.3.3 Estado actual del marco bioestratigráfico.

La escala bioestratigráfica vigente de uso para el Paleoceno- Eoceno (Serra-Kiel, et al., 1998a) con calibración de biozonas de macroforaminíferos bentónicos (Fig. 31), se basa en datos previos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos de numerosos autores, entre ellos Kapellos y Schaub, (1966); Schaub, (1975); Schaub (1981), Hillebrandt (1965); Benthams, (1992); Pascual (1992 a y b); Benthams y Burbank (1996).

Numerosos datos paleomagnéticos con correlación de SBZ existen pero sólo algunos se han realizado por medio de correlación directa de facies y datos magnetoestratigráficos sobre el mismo perfil (correlaciones parciales de Benthams y Burbank, 1996 en el perfil del Esera; Payros et al., 2009b en el perfil de Lizarraga y el perfil del Esera tomado de Benthams y Burbank, 1996 y Mochales et al., 2012a en el perfil del Ara).

Por lo tanto, la escala actual esta siendo refinada (Serra-Kiel et al., in press) tomando en cuenta los nuevos datos magnetoestratigráficos (Costa 2011a y b, Mochales 2011 y los contenidos de esta tesis y publicaciones relacionadas en artículos de investigación), y bioestratigráficos para el Paleógeno (Barnolas et al., in press y Samsó et al, in press).

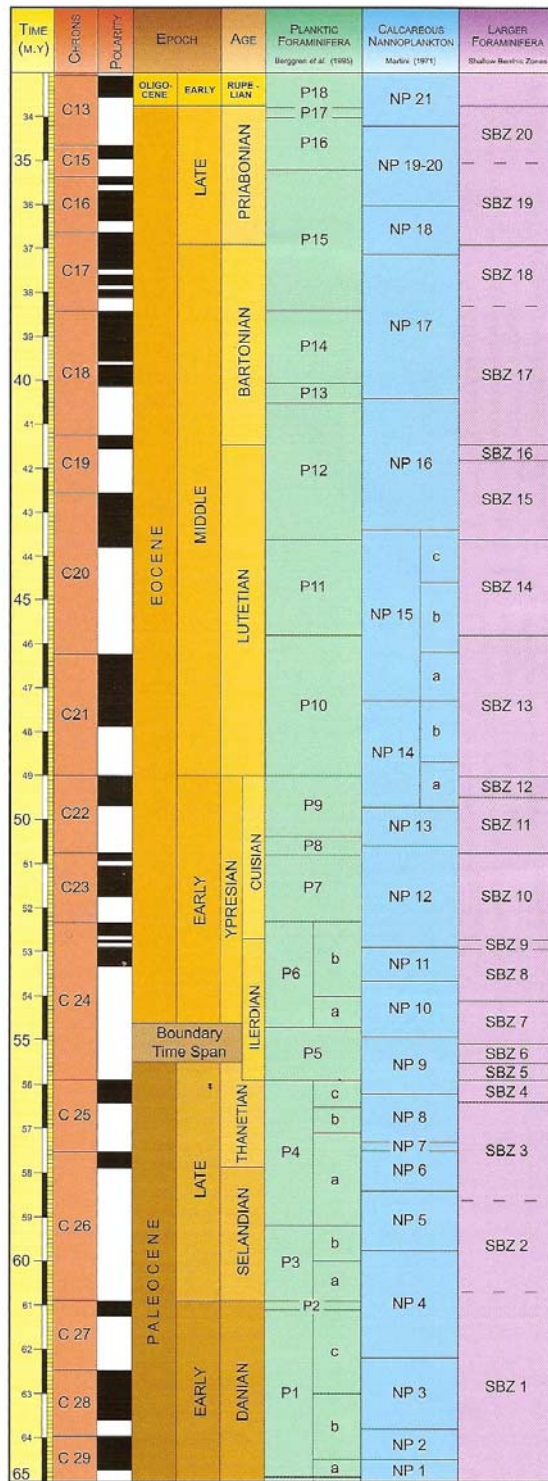


Figura 31. Escala bio-estratigràfica de macro-foraminífers (Shallow Benthic Zones- SBZ), del Paleoceno- Eoceno del Tethys (Serra-Kiel et al., 1998a), Institut Cartogràfic de Catalunya.

1.4 Metodología utilizada y técnica de muestreo, análisis y tratamiento de los datos.

El paleomagnetismo ha sido la principal técnica aplicada en este trabajo, no solo con finalidades de calibración cronoestratigráfica (en conjunto con la bioestratigrafía), sino también como una herramienta eficiente para caracterizar la cinemática de estructuras a través de la cuantificación de rotación de ejes verticales como es bien probada por diversos autores en el Pirineo meridional (Pueyo, 2003a; Oliva-Urcia y Pueyo 2007a; Oliva-Urcia et al., 2010).

Inicialmente, en 2006, se realizaron muestreos pilotos y en las zonas del anticlinal del Balzes y del cañón del río Isuela para conocer preliminarmente la calidad magnética de las calizas de las Formaciones Boltaña y Guara. Posterior a ello, se realizaron campañas de muestreo magnetoestratigráfico y una primera campaña de muestreo para el estudio de la cinemática del anticlinal (Fig. 32). Se realizaron numerosas estancias en el laboratorio intercaladas con etapas de muestreo en el campo. Las etapas de laboratorio se realizaron mayoritariamente en la Universidad de Burgos, Universidad de Utrecht y adicionalmente un grupo de muestras fueron medidas en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Barcelona, en el Instituto Jaime Almera (CSIC).

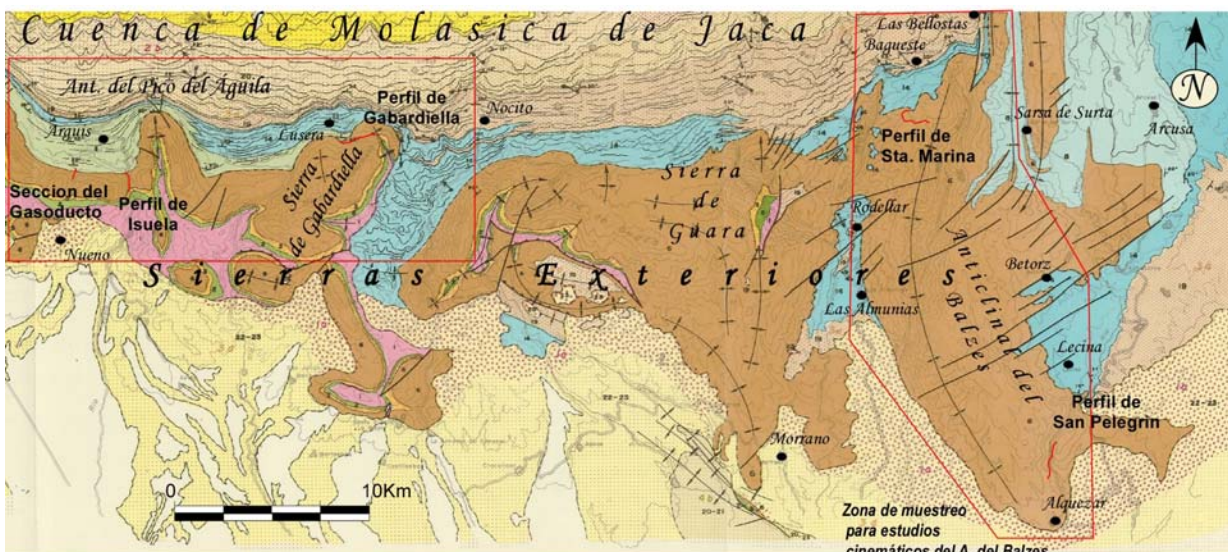


Figura 32. Mapa geológico de las Sierras Exteriores (fragmento extraído de Puigdefábregas, 1975) con la localización de los perfiles magnetoestratigráficos (San Pelegrín, Isuela, Gasoducto y Santa Marina de Bagüeste); y la zona de estudio del anticlinal del Balzes.

Finalmente, en 2011, y conociendo con mayor detalle la calidad magnética de las diferentes litologías de la zona, se realizaron las campañas finales de muestreo para el estudio de las rotaciones de eje vertical en toda la estructura tomando en cuenta las diferentes edades de las rocas. Durante y posteriormente a las etapas de muestreo y laboratorio, se procedió al tratamiento de datos e interpretación de los mismos, así como a la obtención de resultados, conclusiones y elaboración de los artículos de investigación.

1.4.1 Muestreo y preparación de especímenes

Para el muestreo paleomagnético (Fig. 33), se utilizó un sistema de perforación por rotación adaptado a un motor de gasolina, una broca con corona de diamante y un sistema de refrigeración por agua acoplado a través de la broca para evitar grandes subidas de temperatura por fricción. Con ello se perforaron *in situ* muestras cilíndricas (*cores*), de entre 3 y 10 cm de largo. Para el muestreo con fines magnetoestratigráficos se obtuvo un testigo espaciado cada 2-3 m de serie. Para estaciones de rotación con fines de restitución se perforaban entre 8 y 20 muestras en una potencia de entre 10 y 20 m de serie estratigráfica.

Luego de la perforación, cada muestra fue orientada *in-situ* respecto a los ejes de coordenadas standard con un dispositivo especial para orientar muestras con una brújula magnética, y en casos que lo requería con una brújula solar (perfil del gasoducto). Una vez orientadas, las muestras fueron sigladas y almacenadas.

En el laboratorio, a partir de los núcleos se obtuvieron especímenes de tamaño estandas de palemagnetismo, cortandolos con una sierra de doble disco (*BEUHLER PETROTHIN*) en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (SAI) de la Universidad de Zaragoza (España). De cada core se obtuvieron entre uno y cinco especímenes estándar.

El muestreo para estudios bioestratigráficos (Fig. 33), consistió en buscar y extraer muestra de niveles ricos en fauna de las rocas en estudio. Una vez en el laboratorio, las muestras se disgregaron en agua y posteriormente en una solución de peróxido de hidrógeno y Na_2CO_3 . Luego fueron tamizadas con mallas de 1.0; 0.5 y 0.2mm de apertura. Estas tareas se llevaron a cabo en el Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències marines, Universitat de Barcelona (España). También se realizaron series de láminas delgadas encaminadas a obtener secciones ecuatoriales de los foraminíferos.





Figura 33. Tareas de perforación, orientación *in situ* y adquisición de muestras con fines paleomagnéticos y bioestratigráficos así como toma de datos de campo y tareas de preparación de especímenes en el laboratorio.

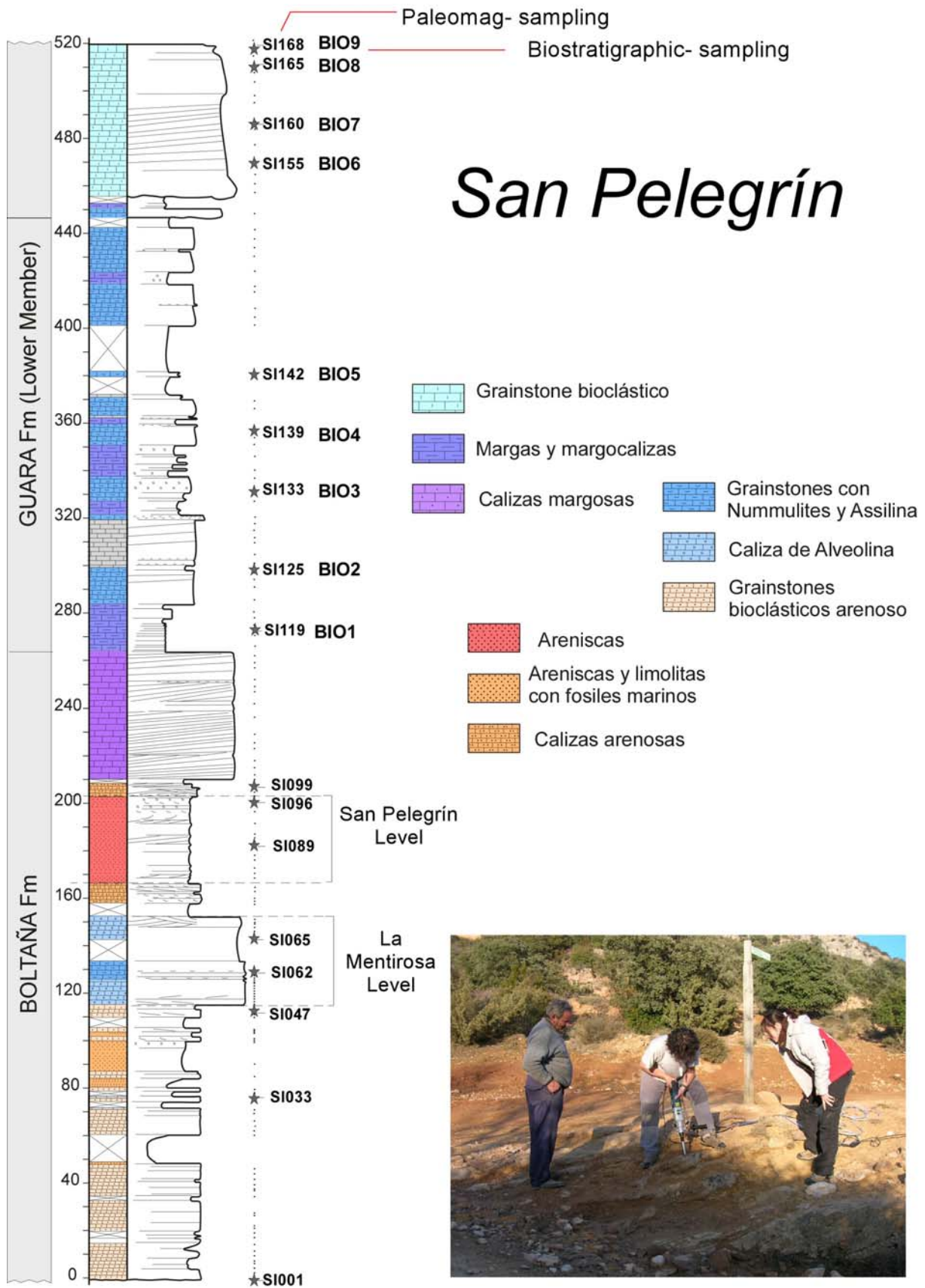
1.4.1.1 Muestreos con objetivos magnetoestratigráficos y de calibración.

Se muestrearon 3 perfiles continuos (Fig. 32), 1690 m de serie en total en las localidades de San Pelegrín (en las cercanías de Alquezar), el cañón del Río Isuela (entre las localidades de Arguis y Nueno) y en el barranco *Cañada Zerrada*, en el flanco W del anticlinal del Balzes (cerca de la Ermita de Santa Marina de Bagüeste y el pueblo abandonado de Bagüeste). Entre los tres perfiles se perforaron 585 cores.

El muestreo para fines bioestratigráficos de la fauna de macroforaminíferos planctónicos presente en las calizas de las formaciones Boltaña y Guara provenientes de trabajos previos (Samsó et al., 1994, Samsó et al. in press, Barnolas et al. In press) y 273 obtenidas en este trabajo, se contó en total con más de 300 muestras de macroforaminíferos bentónicos entre los tres principales perfiles (San Pelegrín, Santa Marina e Isuela), y en el anticlinal de Gabardiella, donde se estudiaron 760 metros de sección (Samsó et al., in press y Barnolas et al. In press).

- *San Pelegrín*

El Perfil de San Pelegrín tiene 540 m de serie muestreada a lo largo de las calizas y areniscas de las Formaciones Boltaña y Guara. Se muestrearon 169 niveles cada 2-3 metros de sección (Fig. 34).



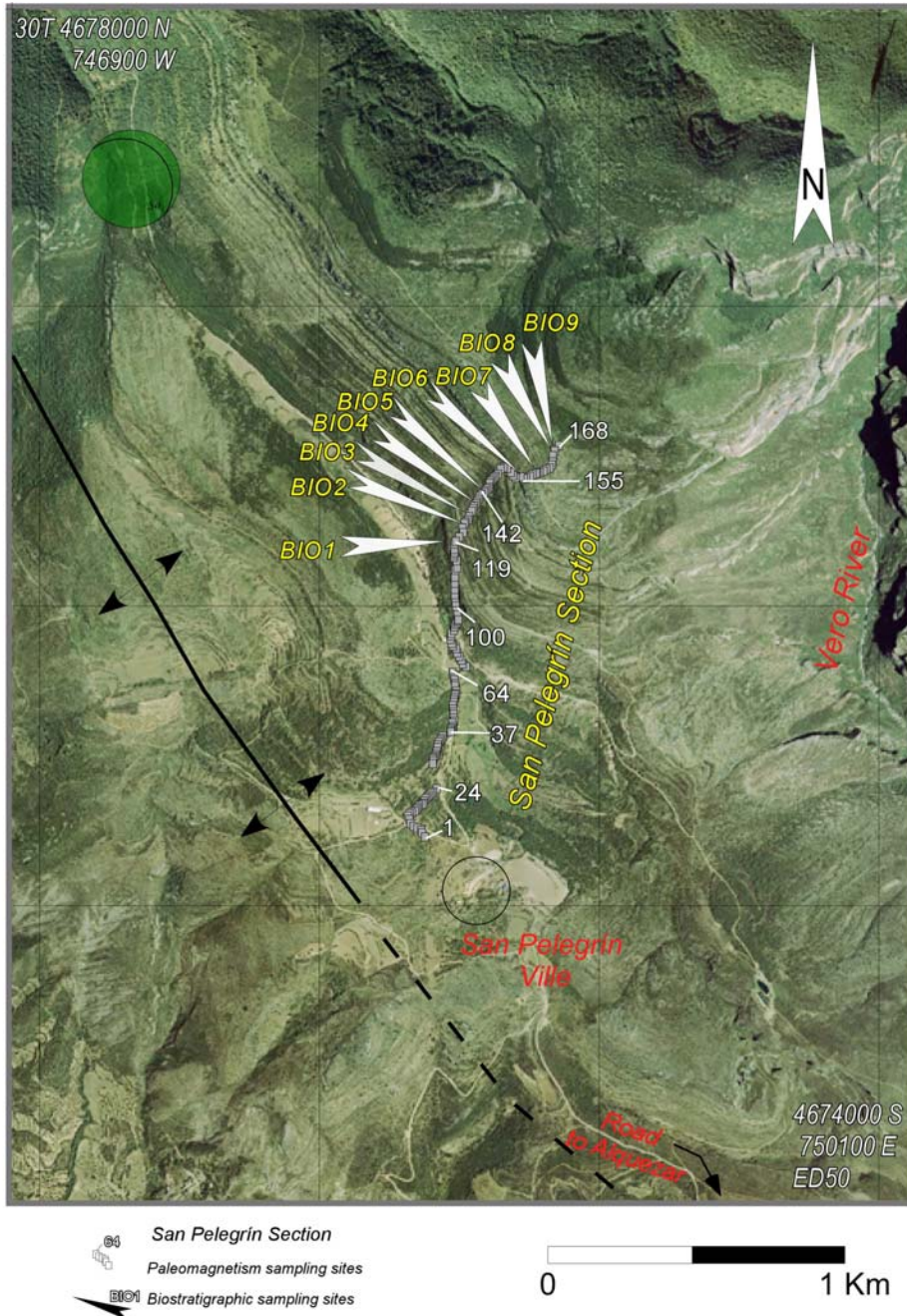


Figura 34. Perfil de San Pelegrín, ubicación de muestreo paleomagnético y bioestratigráfico (BIO) en columna y ortofoto parcial de la hoja 249 georeferenciada (tomada del PNOA, Instituto Geográfico Nacional, <http://www.ign.es/PNOA/>).

- *Isuela*

El muestreo en el perfil compuesto de Isuela se ha desarrollado a lo largo de 520 m de sección continua en perfiles a un lado y otro de la carretera y del Río Isuela dependiendo de las condiciones del afloramiento y su accesibilidad. Los perfiles se han solapado en sus extremos para obtener una

sección compuesta continua en la serie. Se han tomado 227 cores en las calizas y margas de las Formaciones Boltaña y Guara (Fig. 35).

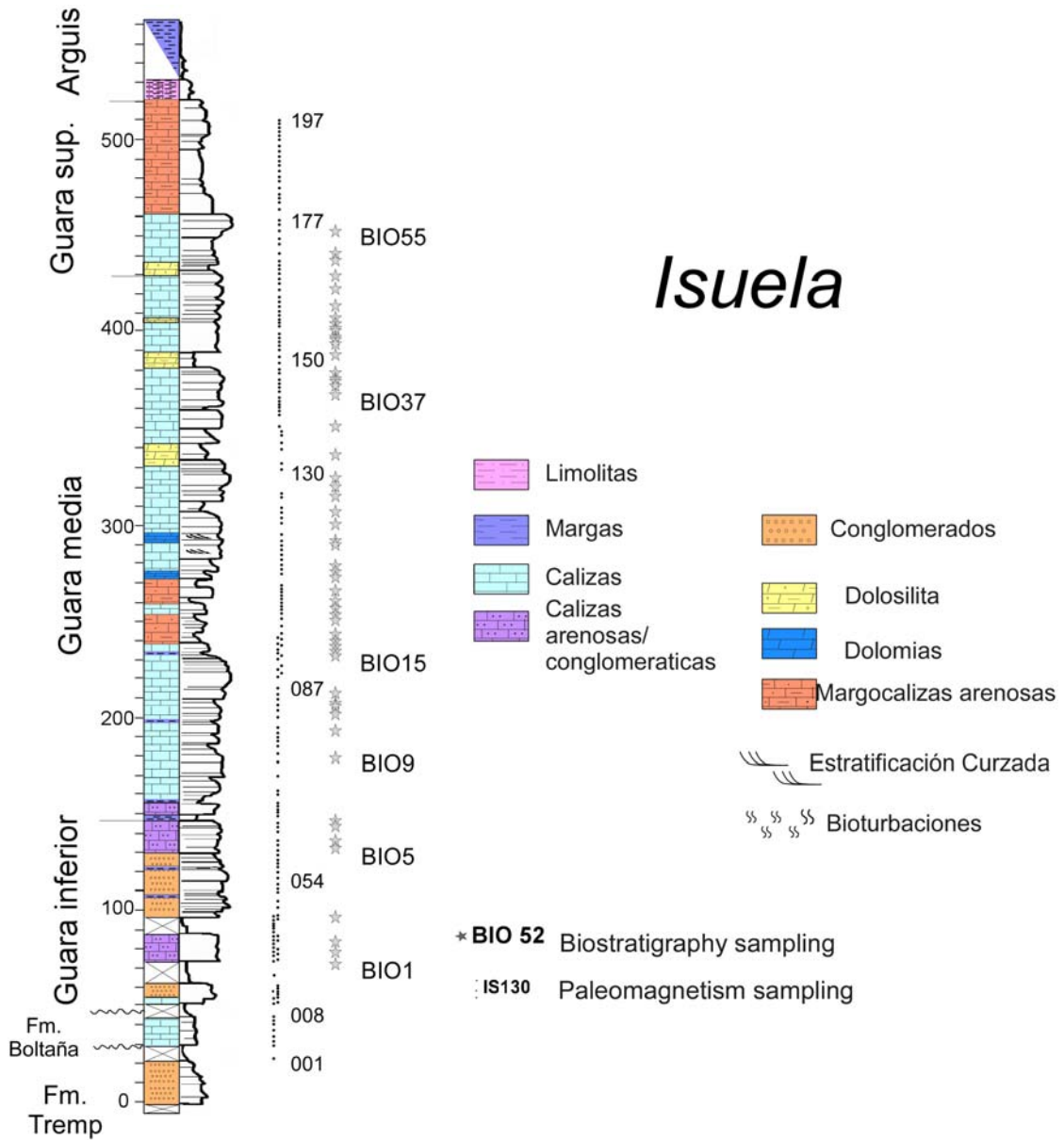




Figura 35. Perfil de Isuela, ubicación de muestreo paleomagnético y bioestratigráfico (BIO) en columna y ortofoto parcial de la hoja 248 georeferenciada (tomada del PNOA, Instituto Geográfico Nacional, <http://www.ign.es/PNOA/>).

- Gasoducto

Con la finalidad de obtener datos paleomagnéticos en la transición Luteciense- Bartonense, se realizó el muestreo de un pequeño perfil (80 m aproximadamente) de calizas y margas al Oeste del perfil de Isuela por vía del gasoducto. Se tomaron un total de 38 cores (Fig. 36). En la parte Norte del perfil se necesitó un orientador solar debido al fuerte campo magnético local generado por las piezas de hierro de empalme del gasoducto del Serrablo. Este perfil, se ha completado recientemente con otro realizado en el tránsito Arguis-Guara que aflora en perfectas condiciones en la salida Norte del nuevo túnel de la autovía Huesca-Jaca.

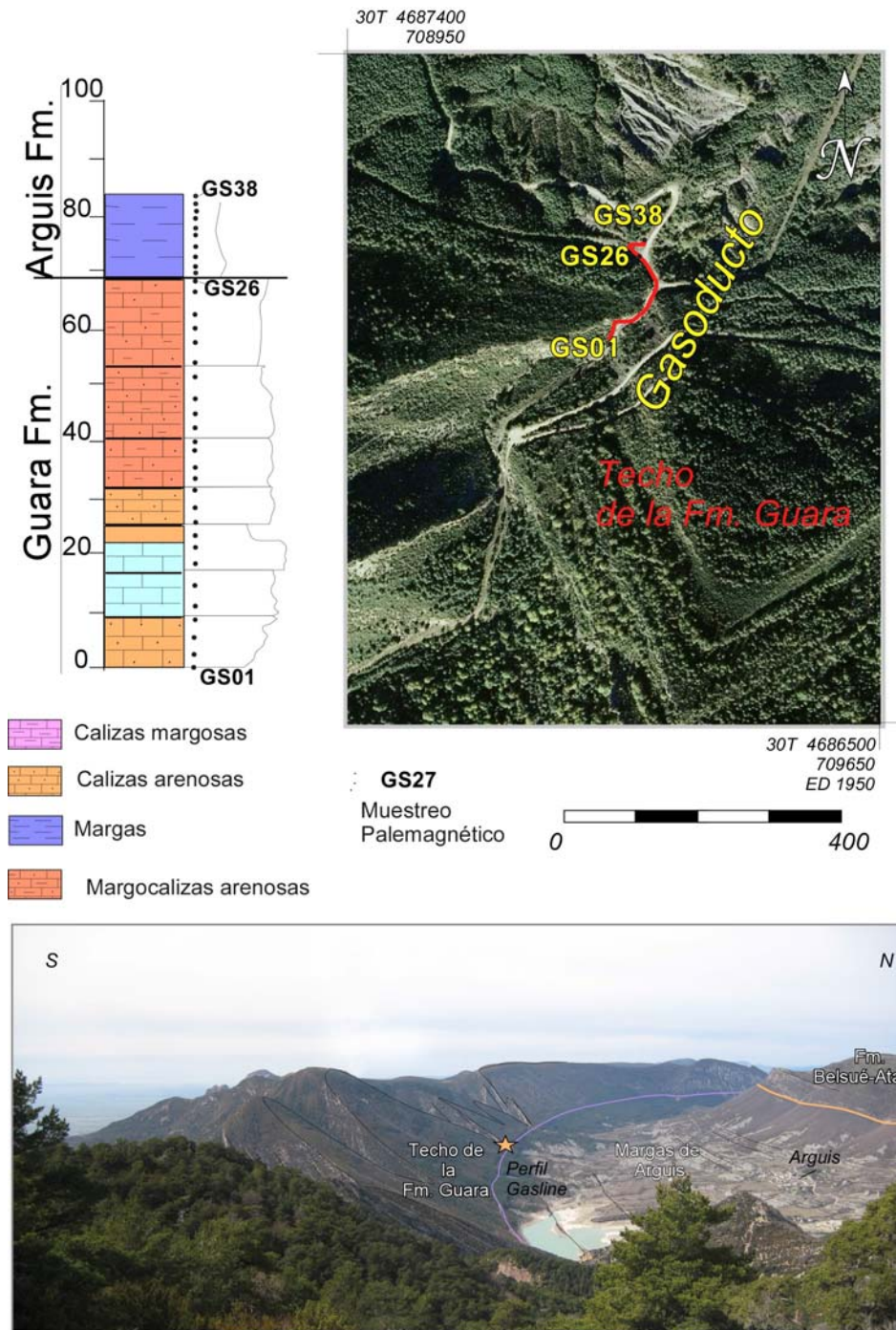


Figura 36. Perfil del Gasoducto complementario a la sección de Isuela, con su ubicación de muestreo en columna y detalle de ortofoto parcial de la hoja 248 georeferenciada (tomada del PNOA, Instituto Geográfico Nacional, <http://www.ign.es/PNOA/>).

- *Gabardiella*

Como complemento al estudio exhaustivo realizado por las bioestratigrafos, se estudió el perfil del flanco Oeste del anticlinal de Gabardiella. Se tomaron

muestras adicionales de contenido bioestratigráfico a lo largo de 760 metros de sección en las calizas de Guara principalmente (Fig. 37).

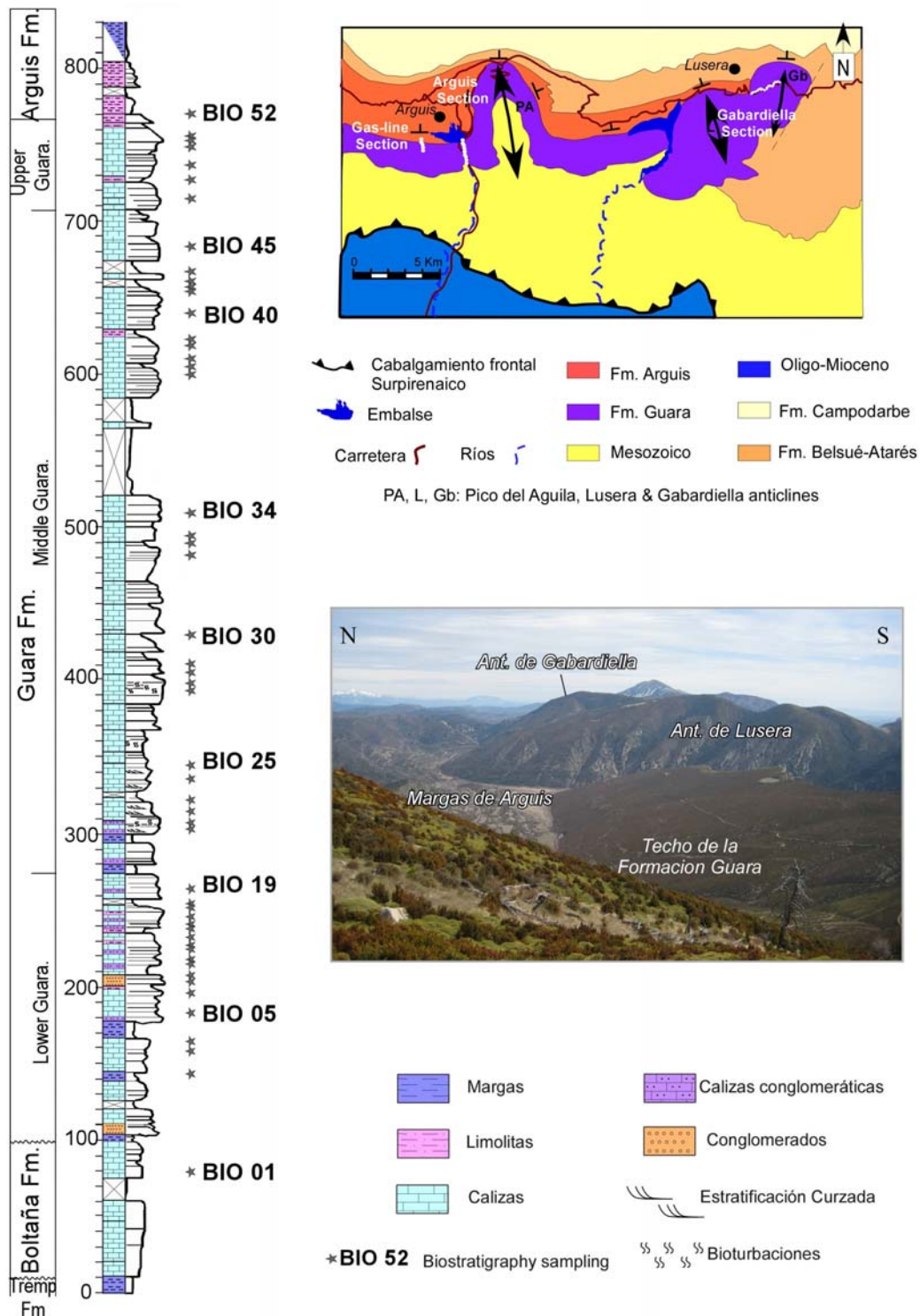
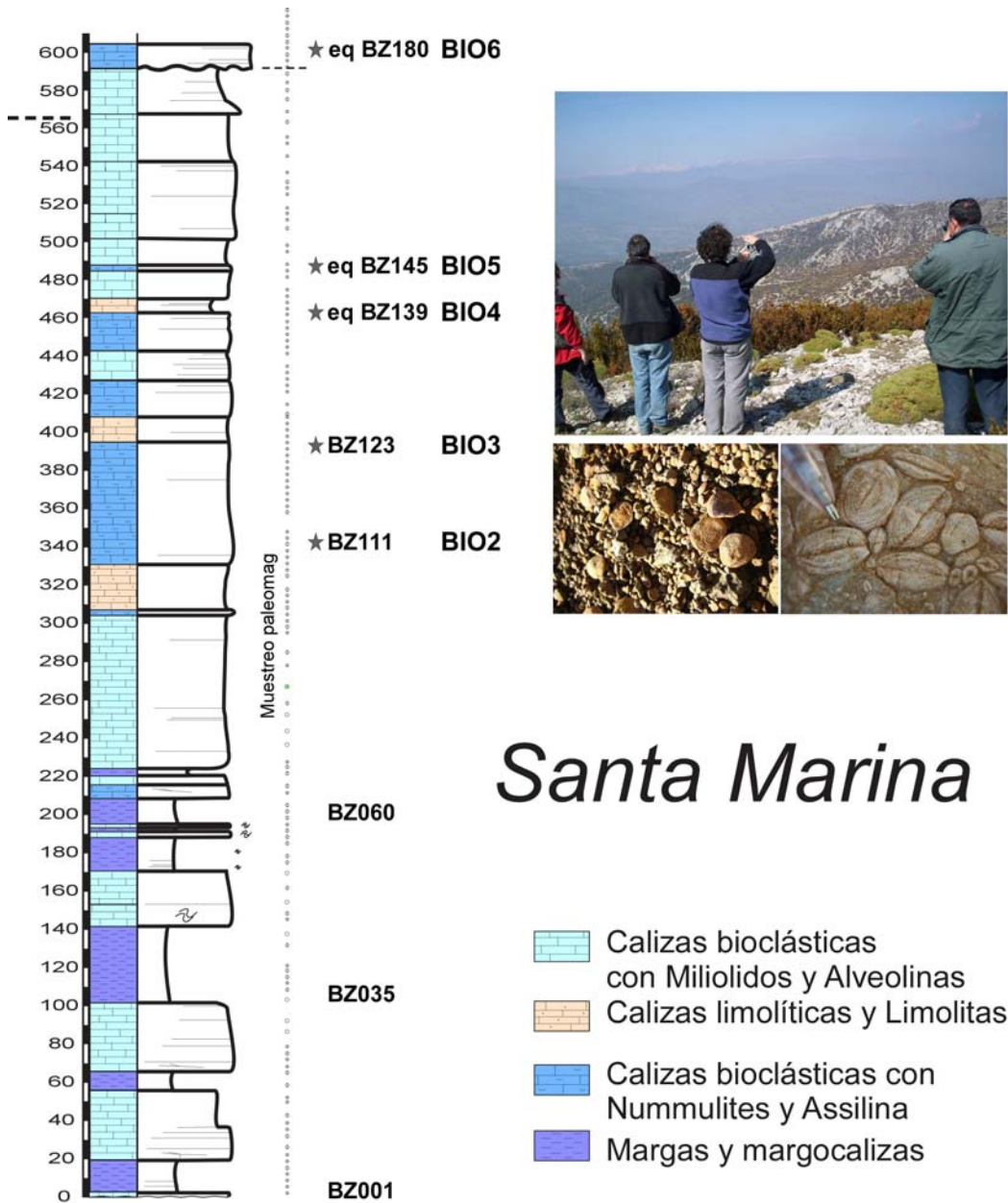


Figura 37. Perfil de Gabardiella, columna litoestratigráfica y ubicación de muestreo bioestratigráfico (BIO). Esquema geológico con ubicación de los perfiles en la zona.

- *Santa Marina*

En el perfil de Santa Marina en el flanco Oeste del anticlinal del Balzes se muestreó un perfil continuo a lo largo de 650 m de calizas de Guara (incluyendo algunas intercalaciones margosas). Se extrajeron 189 cores para el estudio paleomagnético así como cinco muestras de contenido fosilífero determinantes (Fig. 38).



Santa Marina



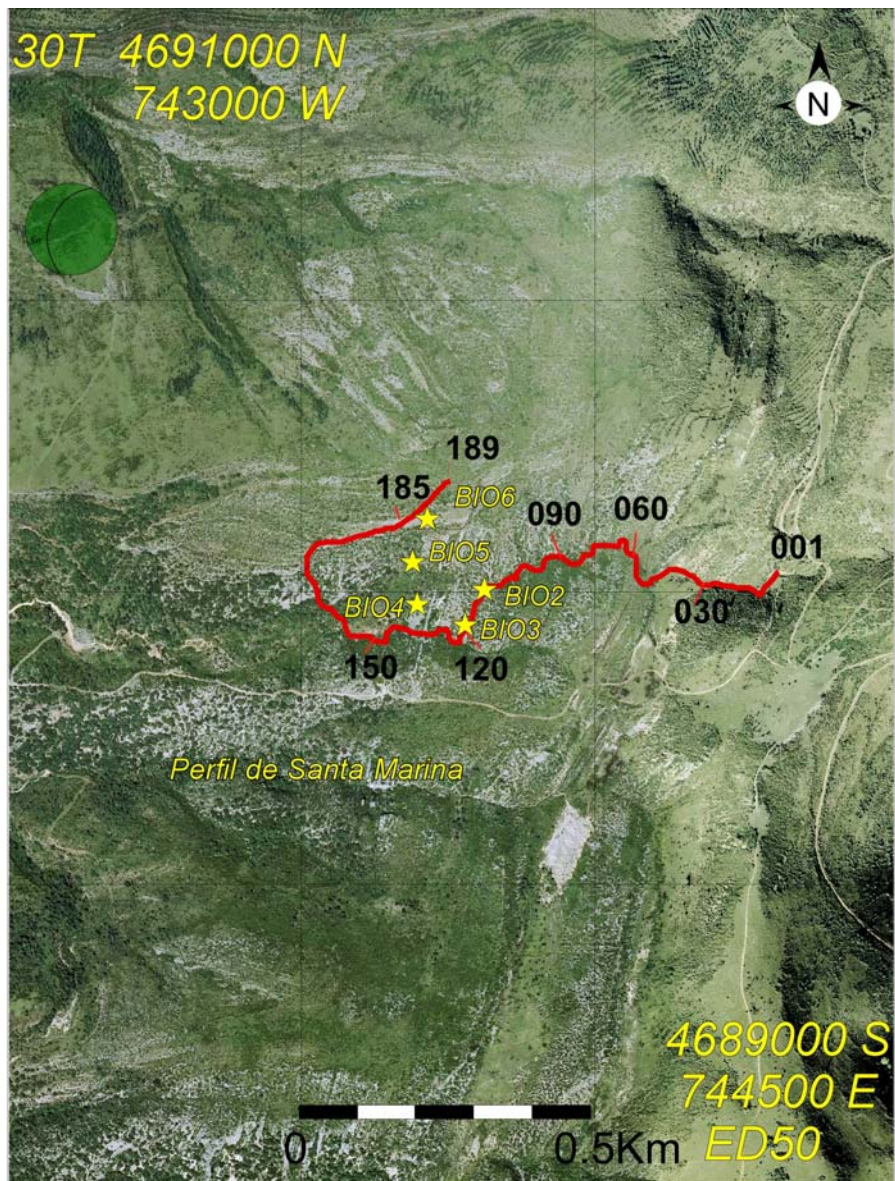


Figura 38. Perfil de Santa Marina, ubicación de muestreo paleomagnético y bioestratigráfico (BIO) en columna y ortofoto parcial de la hoja 249 georeferenciada (tomada del PNOA, Instituto Geográfico Nacional, <http://www.ign.es/PNOA/>). Puede observarse detalles de la disposición de las capas en la ortofoto de la zona.

1.4.1.2 Muestreos para el estudio de rotaciones de eje vertical (VAR)

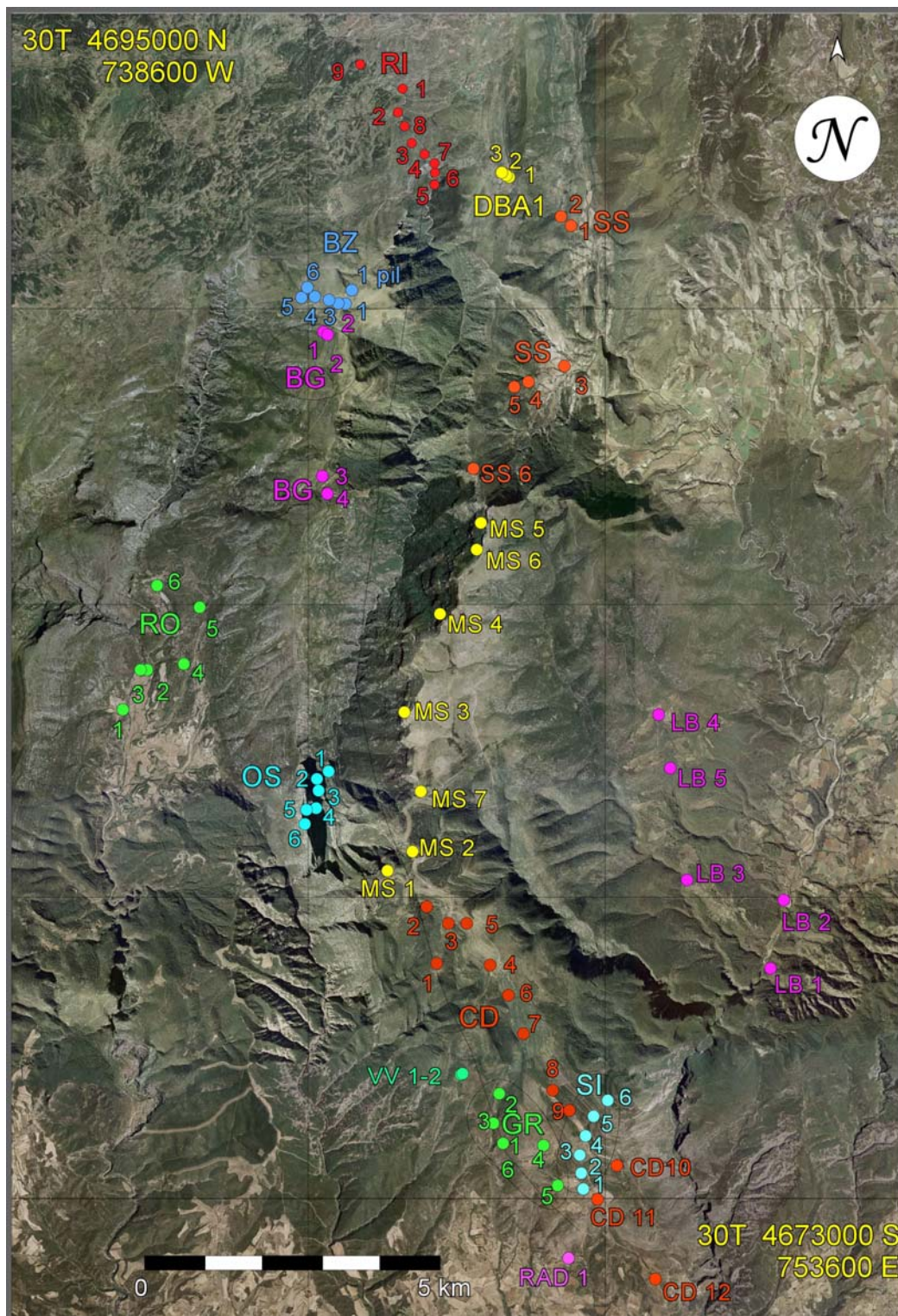


Figura 39. Ubicación del muestreo paleomagnético de estaciones de control de rotación para el anticlinal del Balzes. Ortofoto parcial de la hoja 249 georeferenciada (tomada del PNOA, Instituto Geográfico Nacional, <http://www.ign.es/PNOA/>).

Para el estudio de las rotaciones de eje vertical (*VAR*), en el anticlinal del Balzes, se realizó un muestreo de estaciones discretas intentando abarcar homogéneamente toda la estructura dependiendo de la accesibilidad de una zona en la que existen desniveles de hasta 600 m.

En diversas campañas de muestreo (sobre todo en mayo y octubre de 2011) se realizaron un total de 64 estaciones de control (780 muestras analizadas), para evaluar los posibles valores de rotación de la estructura en todos los sectores. Adicionalmente se realizó una discretización de datos de los perfiles magnetoestratigráficos de la zona descritos anteriormente (San Pelegrín y Santa Marina de Bagüeste).

Las discretizaciones se llevaron a cabo según algunos criterios: continuidad de la estación dentro del perfil (sin saltos entre perfiles), unidad de polaridad, unidad estructural (cambios de buzamiento despreciables) Los perfiles se discretizaron en 11 estaciones adicionales. Para el estudio de la cinemática del Balzes se contó con un total de 75 estaciones y 1149 cores (Fig. 39 y Tabla 1).

Adicionalmente para el estudio de la edad de rotación en el sector central de las Sierras Exteriores, se discretizaron los datos existentes del perfil de Isuela. Los especímenes utilizados (197) se redistribuyeron en diez estaciones para el cálculo de los valores de rotación (estaciones ISU de la Tabla 1).

#	Site	X (30T)	Y (30T)	cores	N	Rumbo (RHR)	buz	D	Lito	Unidad
1	BG01	743958	4689597	16	16	194	54	W	m & ml	Guara
2	BG02	743932	4689577	17	17	195	57	W	m & ml	Guara
3	BG03	743949	4687096	8	8	190	43	W	m & ml	Guara
4	BG04	743938	4687094	12	12	190	43	W	m & ml	Guara
5	BG05	744011	4686846	18	18	208	38	W	m & ml	Guara
6	BZ01	744295	4690040	13	13	207	50	W	Lm	Guara
7	BZ02	744167	4690032	32	50	200	56	W	Lm	Guara
8	BZ03	744023	4690090	53	53	197	46	W	Lm	Guara
9	BZ04	743781	4690118	44	44	209	47	W	Lm	Guara
10	BZ05	743581	4690132	17	17	226	25	W	Lm	Guara
11	BZ06	743705	4690262	17	17	205	35	W	Lm	Guara
12	CD01	745834	4678936	8	9	302	22	N	Ar	Boltaña
13	CD03	746039	4679593	11	10	310	24	N	Ar	Boltaña
14	CD04	746704	4678825	8	11	152	18	S	Clz	Boltaña
15	CD05	746334	4679584	8	10	146	23	S	Clzs	Boltaña
16	CD06	747057	4678398	9	11	155	23	S	Ar	Boltaña
17	CD07	747316	4677772	8	11	175	34	W	Ar	Boltaña
18	CD08	747911	4676602	13	12	248	25	N	Ar	Boltaña
19	CD09	748207	4676291	9	10	90	16	S	Ar	Boltaña
20	CD10	748915	4675543	11	10	320	31	N	Ar	Boltaña
21	CD11	748424	4675207	8	11	315	12	N	Clzs	Boltaña
22	CD12	749516	4673585	13	11	164	23	S	Ar	Boltaña
23	DA01	746930	4692255	63	63	200	40	W	m & ml	Belsue
24	GR01	746897	4675985	8	11	15	16	S	matriz	Boltaña
25	GR02	746938	4676716	9	9	208	38	S	Ar y clz	Boltaña
26	GR03	746893	4676221	10	9	130	40	S	Ar	Boltaña
27	GR04	747650	4675890	9	13	20	23	S	Ar	Boltaña
28	GR05	747892	4675180	8	12	49	30	S	calizas	Boltaña
29	LB01	751480	4678843	8	10	280	8	N	margas	Belsue
30	LB02	751649	4679964	7	10	280	8	N		Belsue
31	LB03	750065	4680317	7	10	200	26	N	mg-ar	Belsue
32	LB04	749592	4683091	4	10	265	17	N	Ar	Belsue
33	LB05	749794	4682177	5	10	296	16	N		Belsue
34	MS01	745016	4680503	8	10	147	8	S	clz- ar	Boltaña
35	MS02	745407	4680779	7	9	18	11	S	Clzs	Boltaña
36	MS03	745221	4683134	8	10	350	28	N	clz	Boltaña
37	MS04	745892	4684760	7	10	112	11	S	Clzs	Guara

#	Site	X (30T)	Y (30T)	cores	N	Rumbo (RHR)	buz	D	Lito	Unidad
38	MS05	746589	4686334	7	6	3	27	S	margas	Guara
39	MS06	746497	4685849	7	9	17	15	S	margas	Guara
40	MS07	745583	4681816	8	11	18	11	S	tableada	Guara
41	OS01	743945	4682154	7	9	174	83	W	clz	Boltaña
42	OS02	743783	4682010	8	12	357	95	E	nitaz	Boltaña
43	OS03	743824	4681863	8	10	170	95	E	Clzs	Boltaña
44	OS04	743764	4681519	7	10	174	89	W	Clzs	Guara
45	OS05	743656	4681497	6	9	180	82	W	grices	Guara
46	OS06	743619	4681274	7	10	173	84	S	clz	Guara
47	RAD1	748026	4673943	19	19	160	23	W	Ar	Boltaña
48	RI01	745235	4693615	9	15	259	23	N	calizas	Campodarbe
49	RI02	745171	4693278	8	15	256	24	N	c rojas	Campodarbe
50	RI03	745343	4692858	8	16	265	38	N	grises	Belsu-Atares
51	RI04	745532	4692683	8	11	247	24	N	marga	Atares
52	RI05	745692	4692230	8	15	258	32	N	grices	Atares
53	RI06	745678	4692385	8	11	264	34	N	clz	Belsue
54	RI07	745694	4692534	8	11	259	32	N	arenosa	Belsue
55	RI08	745248	4693096	7	11	275	46	N	c rojas	Campodarbe
56	RI09	744623	4693959	9	11	247	25	N	c rojas	Campodarbe
57	RO01	740566	4683174	8	12	175	5	W	margos	Belsue
58	RO02	740987	4683818	7	10	175	14	S	finas	Belsue
59	RO03	740951	4683821	8	10	175	8	W	finas	Belsue
60	RO04	741597	4683942	6	9	165	12	W	finas	Belsue
61	RO05	741839	4684872	9	10	180	22	W	clz-mg	Belsue
62	RO06	741129	4685279	7	10	120	5	W	clz	Belsue
63	SI01	748304	4675166	37	35	287	28	E	Lm	Boltaña
64	SI02	748385	4675683	27	27	294	26	E	Lm	Boltaña
65	SI03	748349	4675760	40	40	303	25	E	Ar	Boltaña
66	SI04	748406	4676131	36	36	341	28	E	Lm	Boltaña
67	SI05	748529	4676683	29	29	325	26	E	Lm	Guara
68	SS01	748105	4691307	10	10	7	40	E	m & ml	Paules
69	SS02	747957	4691454	10	11	12	81	E	m & ml	Paules
70	SS03	747978	4688942	9	12	13	51	E	m & ml	Paules
71	SS04	747387	4688669	10	11	5	43	E	Lm & ml	Guara
72	SS05	747160	4688582	9	21	5	36	E	Lm	Guara
73	SS06	746484	4687200	13	17	8	41	E	m & ml	Guara
74	VV01	746198	4677120	19	19	192	21	W	Ar	Boltaña
75	VV02	746228	4677095	12	12	188	24	W	Lm	Boltaña

Tabla 1. Estaciones paleomagnéticas discretizadas para el cálculo de rotaciones. De izquierda a derecha: Nombre de la estación (Site), localización en coordenadas UTM x e y de Uso: 30, Datum: ED1950 ; número de cores (N); Rumbo, buzamiento y dirección de la capa con la regla de la mano derecha (Rbo, Buz , Dir); Litología y Unidad estratigráfica a la que corresponde.

1.4.2 Análisis de Laboratorio

1.4.2.1 Bioestratigrafía

Una vez en el laboratorio, las muestras de sedimentos sueltos se disgregaron en agua y posteriormente en una solución de peróxido de hidrógeno y Na_2CO_3 . Luego fueron tamizadas con mallas de 1.0; 0.5 y 0.2mm de apertura. En muestras de roca, se realizaron series de láminas delgadas con orientaciones preferentes a la geometría de los ejemplares de interés (secciones ecuatoriales). Las muestras fueron observadas y fotografiadas a través del microscopio donde se identificaron especies y taxones para su apropiada descripción y clasificación.

Estas tareas se llevaron a cabo por *Josep Serra-Kiel* en el *Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona* (España) y por *Josep María Samsó Escolá* (Geólogo consultor independiente).

1.4.2.2 Medidas de ASM

Luego del cortado de las muestras y antes de borrar el registro magnético de la roca, se procedió a medir la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) de todos y cada uno de los especímenes generados. Gran parte de estas tareas fueron realizadas por *Silvia García* y *Elisa Sánchez* en el Laboratorio de fábricas magnéticas del *Grupo de investigación Geotransfer* de la *Universidad de Zaragoza*. Las medidas fueron realizadas con un KLY-3 de AGICO. Estos cuantiosos datos generados no se presentan en este trabajo de tesis como resultado, aun así las medidas ya han sido realizadas y se interpretarán en el marco de futuros artículos de investigación.

1.4.2.3 Mediciones paleomagnéticas.

A partir de Abril del 2006 se realizaron numerosas estancias de laboratorio en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos y una estancia de aproximadamente 4 meses en el verano del 2007 en el Laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht (*Fort Hoofddijk, The Netherlands*). También se realizaron algunas medidas en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Barcelona, Instituto Jaume Almera (CSIC), parte de estas medidas fueron llevadas a cabo por *Elisa Sánchez* y *Bet Beamud* en los laboratorios de Burgos y Barcelona respectivamente.

- *Laboratorio de la Universidad de Burgos*

Se realizaron numerosas desmagnetizaciones térmicas (67% del total), algunas desmagnetizaciones por campos alternos y todas las medidas de adquisición progresiva de IRM (magnetización remanente Isotérmica) así como los análisis de desmagnetización progresiva de la adquisición de magnetización en tres ejes (el *test* de Lowrie, 1990). Para ello se hizo uso de los siguientes equipos:

- ✓ Magnetizador de impluso M2T-1 (Ferronato), (Fig. 40a).
- ✓ Magnetómetro superconductor 2G 755 con brazo portamuestras automático, sistema desmagnetizador por campos alternos e inductor de ARM, todos ellos automáticos y sincronizados (2G), (Fig. 40b).
- ✓ Sistema de bobinas de Helmholtz (6 m³) autocompensadas (diseño y fabricación propios) con fuente de alimentación automática y fluxgate triaxial MR-3 (Stefan Mayer inst.), (Fig. 40c).
- ✓ Desmagnetizador térmico TD48-DC (ASC), (Fig. 40d).
- ✓ Puente de susceptibilidad KLY-4 (Agico), (Fig. 40e).
- ✓ Pantalla magnética cilíndrica ZG-206 (Magnetic Shield Corp.).

Las medidas de las desmagnetizaciones térmicas y de campos alternos se realizaron en el magnetómetro conductor 2G. Para desmagnetizar las muestras se utilizó el desmagnetizador térmico TD48-DC (ASC). La inducción de magnetización por ejes se aplicó con el magnetizador de impulso M2T-1. Se hizo uso de la pantalla magnética y de las bobinas de Helmholtz autocompensadas durante las mediciones. También se controló el valor de la susceptibilidad media de las muestras en cada paso durante la desmagnetización térmica con el KLY-4 para controlar posibles cambios mineralógicos inducidos por el calentamiento.

- *Laboratorio de la Universidad de Utrecht*

El laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht, cuenta con la siguiente instrumentación utilizada durante la estancia:

- ✓ Magnetómetro 2G Enterprises DC
- ✓ Magnetómetro 2G Enterprises RF-SQUID (Fig. 41a).
- ✓ Desmagnetizadores térmicos fabricados en el laboratorio

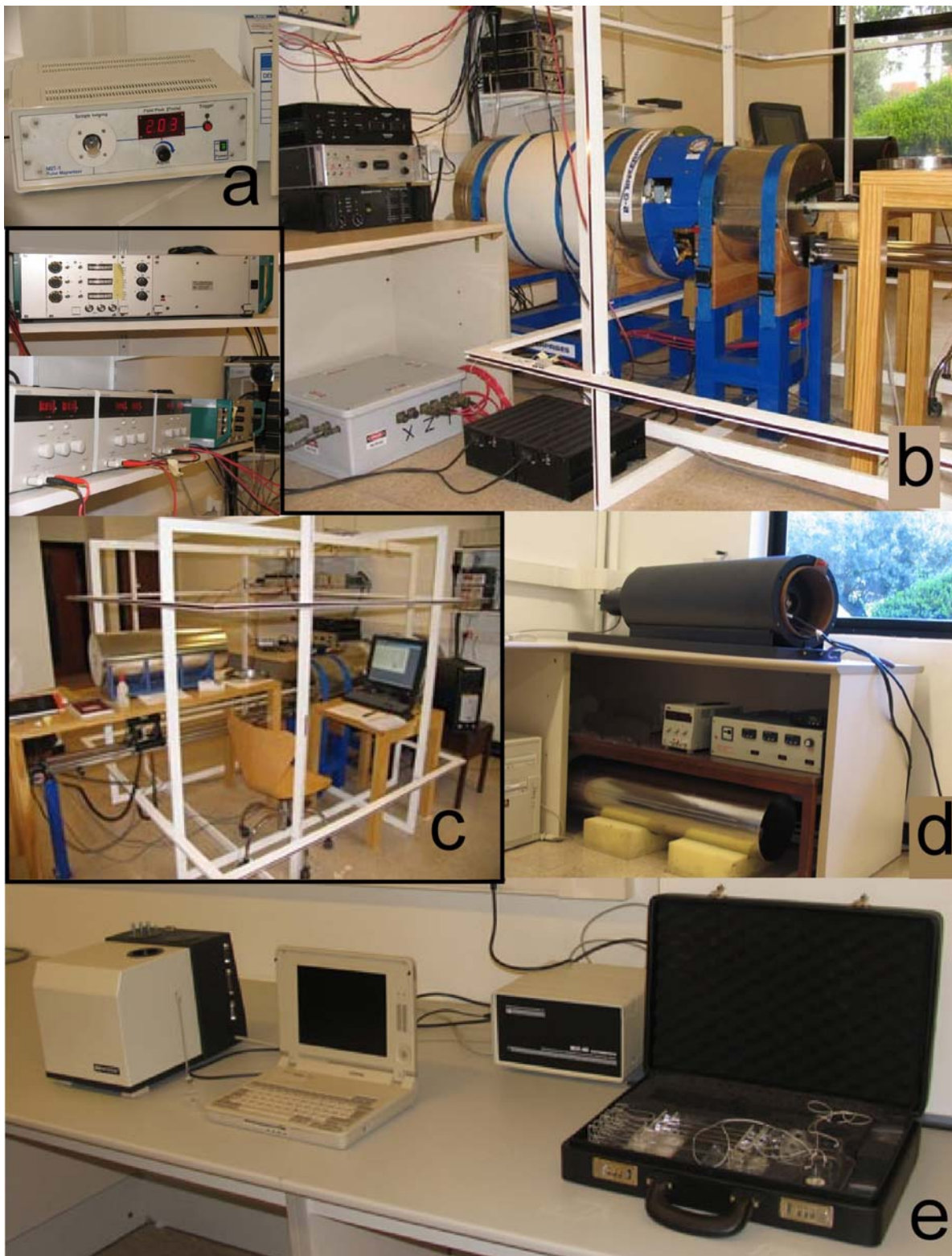


Figura 40. Instrumentación del Laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. A) Magnetizador de impulso M2T-1; b) Magnetómetro superconductor 2G; c) Sistema de bobinas de Helmholtz; d) Desmagnetizador térmico TD48-DC; y e) Susceptómetro KLY-4.

- ✓ MicroMAG (Princeton AGFM), sobre 2.5 T, con dispositivo de alta y baja temperatura (Fig. 42a).
- ✓ Balanza de Curie ultrasensitiva de traslación horizontal, Mullender, 1993 (Fig. 42b).
- ✓ Susceptómetro AGICO KLY-3

Durante la estancia se realizaron desmagnetizaciones térmicas de los perfiles Isuela y Santa Marina en el magnetómetro y numerosas desmagnetizaciones por campos alternos en el magnetómetro con brazo robótico (Fig. 41a y b), de muestras procedentes de los tres perfiles magnetoestratigráficos (incluyendo San Pelegrín). Se realizaron adicionalmente algunos análisis de ciclos de histéresis y algún diagrama FORC en el *micromag* (Fig. 42a) y alguna curva termomagnética piloto en la balanza de Curie del laboratorio (Fig. 42b).

- *Laboratorio de la Universidad de Barcelona, Instituto Jaume Almera (CSIC).*

Se realizaron algunas desmagnetizaciones térmicas (estación DBA), y se controló el valor de la susceptibilidad media de las muestras en cada paso durante la desmagnetización térmica como es rutinario con el KLY.

El laboratorio está equipado con:

- ✓ Magnetómetro superconductor para rocas (2G Enterprises) como se muestra en la Figura 41c.
- ✓ Desmagnetizador térmico MMTD80 (Determinaciones magnéticas)
- ✓ Desmagnetizador térmico TSD-1 (Schonstedt), en la Figura 41d.
- ✓ Desmagnetizador de campo alterno D-Tech 2000 (ASC Scientific)
- ✓ Desmagnetizador de campo alterno GSD-5 (Schonstedt)
- ✓ Magnetizador de impulsos IM10-30 (ASC Scientific)
- ✓ Kappabridge KLY-2 (Geofyzika Brno)

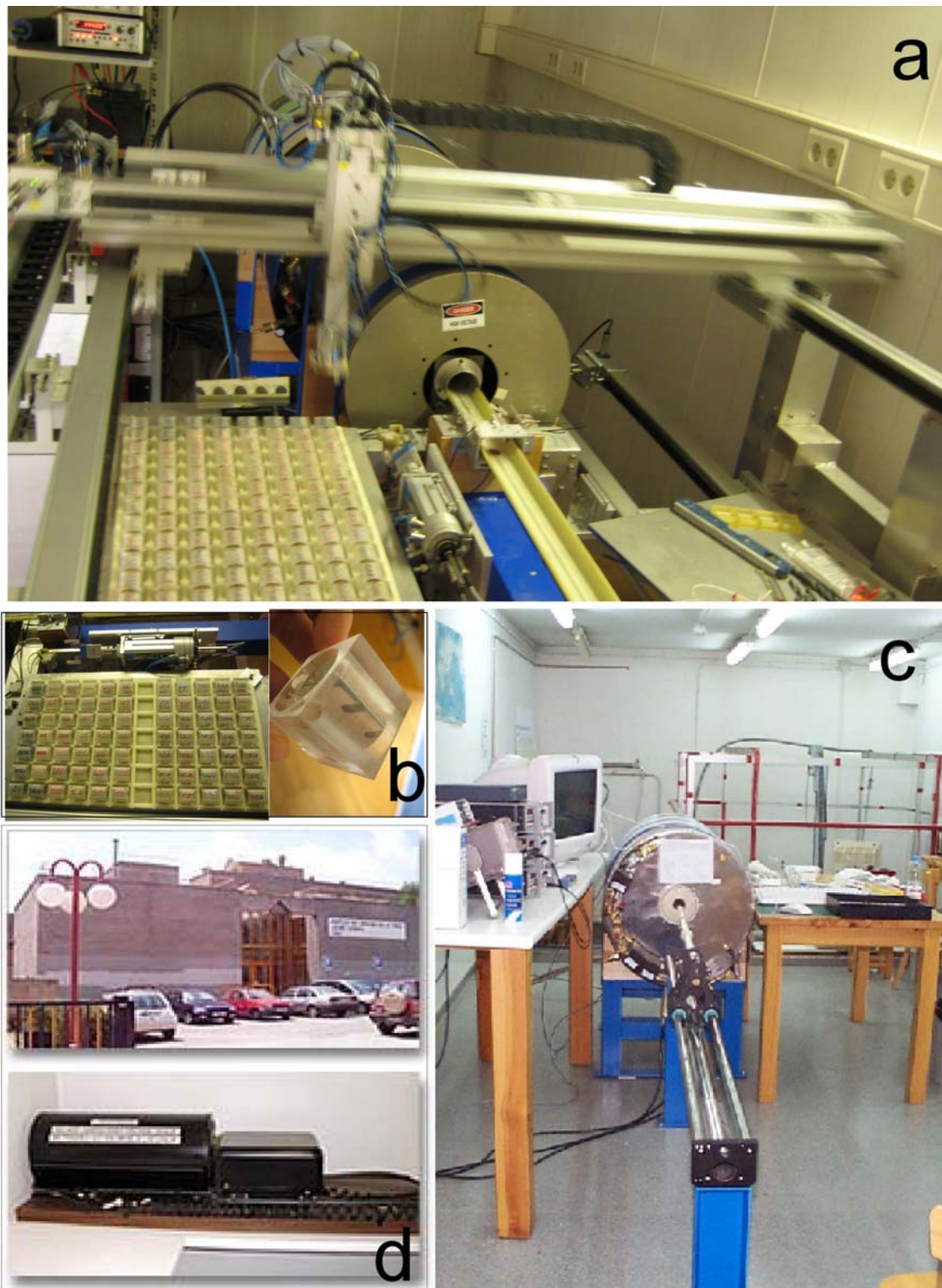


Figura 41. Instrumentación de los laboratorios de Utrecht y Barcelona. A) Desmagnetizador térmico 2G Enterprises RF-SQUID y su brazo robótico B) detalles de la bandeja y muestras preparadas para la automatización de las medidas de desmagnetización por campos alternos. C) magnetómetro criogenico 2G enterprises de la Universidad de Barcelona y D) desmagnetizador térmico TSD-1 (Schonstedt), en el CSIC, UB.

En conjunto, para este trabajo de tesis se han realizado un total 2007 desmagnetizaciones, 1486 fueron térmicas y 521 por campos alternos así como decenas de análisis de mineralogía magnética asociada. Los protocolos de desmagnetización variaron progresivamente ajustándose a las particularidades de las litologías y mineralogías asociadas. Por lo general se realizó un protocolo de medida para desmagnetizaciones térmicas de entre 12 y 20 pasos de desmagnetización entre la NR; (20° C) y 650° C de temperatura en el paso más alto. Los pasos de temperatura variaron desde cada 10° C hasta 35°, incidiendo entre los 270 y 420 grados con pasos cada 10- 20° C. También se realizaron algunas desmagnetizaciones combinando el método térmico por debajo de 180° C con el método por campos alternos luego del lavado térmico.

La desmagnetización por campos alternos se realizó aplicando un protocolo que varió entre 2-5mT hasta 20mT y de 10-20mT hasta los 100mT.

Para el *test* de Lowrie (1990) se indujeron campos de 0.12T, 0.4 T y 2T en los ejes (x, y, z respectivamente) y se aplicó el protocolo de medida de un paso cada 20-35° de temperatura hasta alcanzar los 680°.

Para la adquisición progresiva de IRM, se aplicó un protocolo que varió desde incrementos de 25 hasta centenas de mT hasta alcanzar los 2T (entre 14 y 16 pasos de adquisición).

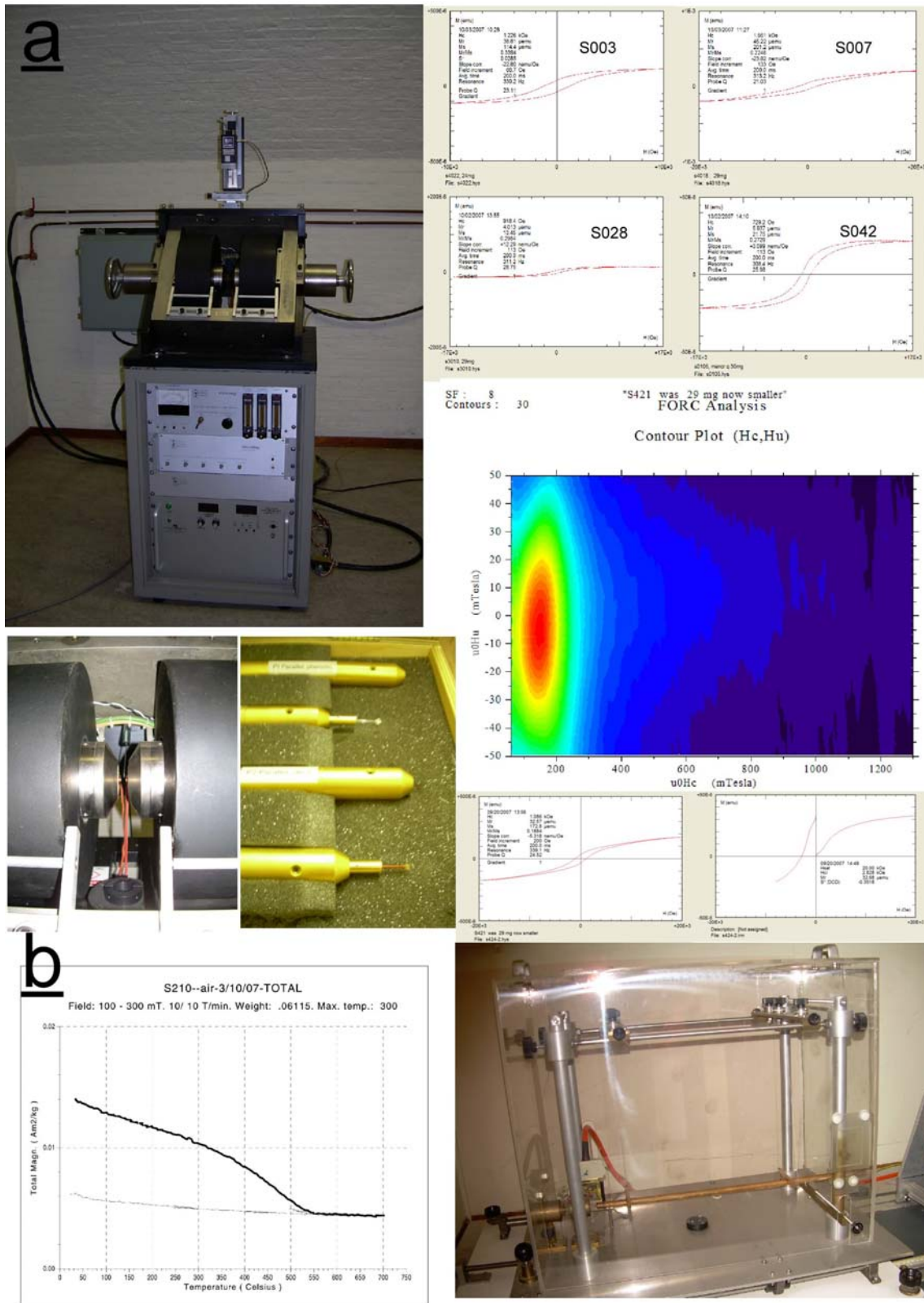


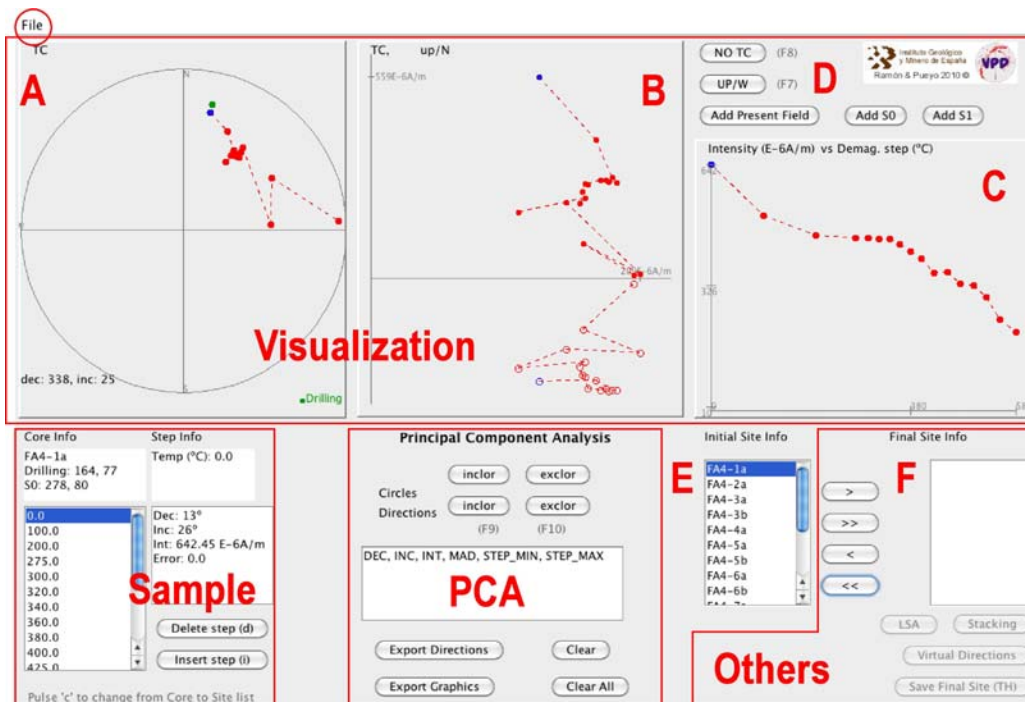
Figura 42. Instrumentación y análisis realizados en: a) MicroMAG (Princeton AGFM), sobre 2.5 T, con dispositivo de alta y baja temperatura ; y b) Balanza de Curie ultrasensitiva de traslación horizontal, Mullender, 1993.

1.4.3 Tratamiento de datos

Una vez realizados los análisis paleomagnéticos, se procedió a realizar en tratamiento de datos, por medio de criterios de calidades y haciendo uso de la estadística clásica aplicada al tratamiento de datos paleomagnéticos.

1.4.3.1 Calculo de direcciones, medias y *test* de estabilidad

Las direcciones individuales se calcularon por análisis de componentes principales (PCA) de Kirschvink (1980). La teoría de este método está relacionada matemáticamente con la cuantificación del momento de inercia de un conjunto de partículas de masa sobre algunos puntos de referencia de interés (Jolliffe, 2002). Para el cálculo de direcciones se utilizó el software Paldir del paquete PAL, del Laboratorio de paleomagnetismo en la Universidad de Utrecht y el software VPD (Ramón y Pueyo, 2008a y Ramón et al., in review), (Fig. 43), que además calcula direcciones a partir de varios métodos (stacking routine [Scheepers and Zijdeveld, 1992], direcciones virtuales, Linearity Spectrum Análisis [Schmidt, 1982], entre otros).



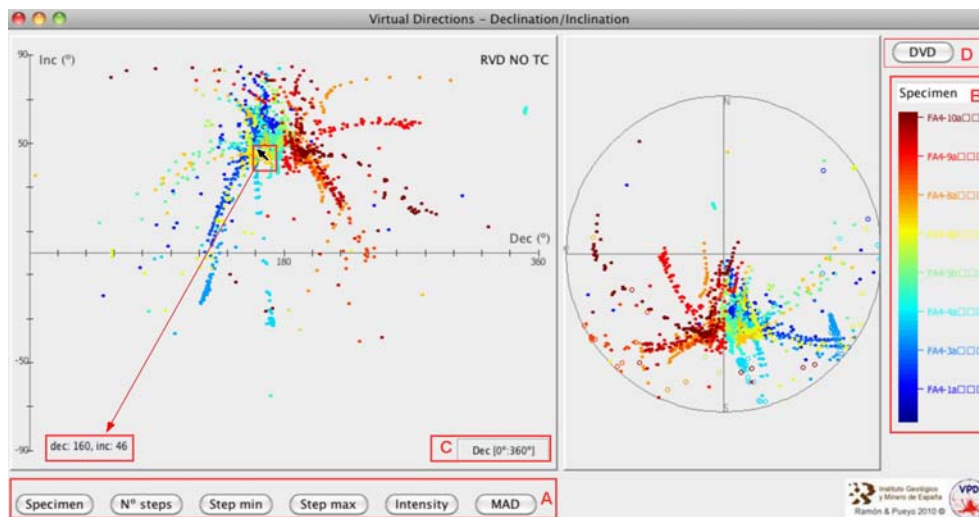
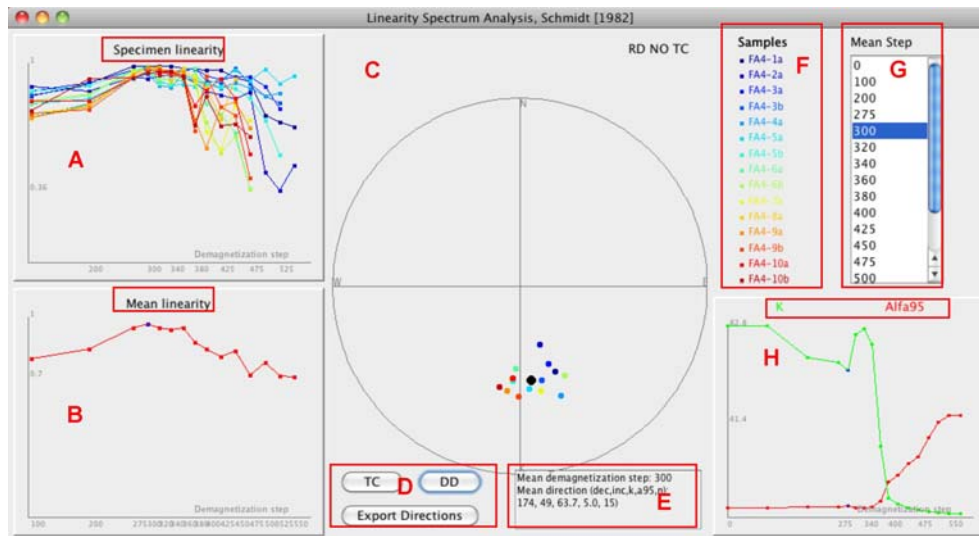


Figura 43. Apariencia del software VPD (Ramón y Pueyo, 2008^a y Ramón et al., in review) para principal component análisis (PCA, Kirschvink, 1980), stacking routine (Scheepers and Zijdeveld, 1992), direcciones virtuales, Linearity Spectrum Análisis (Schmidt, 1982), entre otros.

También se utilizó la técnica combinada de observaciones directas y círculos de desmagnetización (McFadden y McEIlhiny, 1988) en el conjunto de datos del perfil del Isuela para evaluar los posibles valores de rotación utilizando el software Palfit (Universidad de Utrecht).

El marco estadístico desarrollado por Fisher (1953) ha sido utilizado para el análisis de las medias de datos vectoriales paleomagnéticos desde los años 50. La potencia y la flexibilidad de una variedad de herramientas basadas en las estadísticas de Fisher permiten la cuantificación de parámetros tales como el grado de rotación de un bloque de corteza, para promediar el campo geomagnético promedio real para un dipolo geocéntrico axial independiente de la polaridad. Estas herramientas, sin

embargo, requieren que los datos paleomagnéticos pertenecen a una determinada distribución paramétrica - la distribución de Fisher.

Aun más allá, la distribución de Bingham fue desarrollada (Bingham, 1974) con la ventaja de tratar datos bimodales y de distribución elíptica. Tauxe (2009) con el aprovechamiento de la metodología de cálculo del *bootstrap* (Tauxe y Watson, 1994), toman en cuenta la característica bimodal para el cálculo. También la herramienta del *bootstrap* es aplicada para el cálculo de los *test* de estabilidad.

Para el cálculo de medias utilizamos tanto la estadística de los autores mencionados con anterioridad utilizando los programas de Stereonet 7 (Allmendinger, 2012) y el conjunto de programas de Lisa Tauxe del paquete PmagPy 2.6 para el *bootstrapping*.

Los *test* de estabilidad se utilizan como parte del protocolo clásico en el paleomagnetismo con el objeto probar el momento de la adquisición de la magnetización de una roca en relación a los procesos de sedimentación, deformación, entre otros... El *test* de inversión busca comprobar la media común de dos modas, donde una de las cuales ha sido "invertida" a su antípoda. También nos permite evaluar la dispersión de cada media (normal e inversa) y confirmar o no que el conjunto de datos pertenece a un mismo origen de magnetización. En este trabajo, se ha aplicado la herramienta del *bootstrap* en los *test* de inversión (paquete Pmagpy, de Lisa Tauxe), y cuando los intervalos de las medias de ambas polaridades se solapan, entonces se sugiere que estas dos medias no se pueden distinguir en un nivel de confianza de 95% (Tauxe, 2009).

En el ensayo clásico del *test* del pliegue fue previsto por Graham (1949), se supone que las direcciones de magnetización de una unidad de roca deformada poseen mayor grado de paralelismo en la orientación en la que se adquirió la magnetización, es decir, las direcciones poseen mayor agrupamiento en el momento en que se adquirió su magnetización.

Por lo tanto, si una roca ha mantenido una magnetización original a través de un evento posterior de plegamiento, basculación o rotación, las direcciones magnéticas se agruparán mejor al haber sido restituidas de nuevo a sus posiciones originales. En este caso el *test* del pliegue sería positivo. Por supuesto, esto no es necesariamente cierto para todos los casos puesto que pueden existir casos patológicos que se traducen en una mejor agrupación de un conjunto de direcciones en un sistema de coordenadas que no sea el correspondiente a la magnetización; sin embargo, la hipótesis de la agrupación es probablemente razonable en la mayoría de los escenarios. El mismo principio de los *test* de inversión se aplica a los *test* de pliegues generados en los artículos con el paquete de software Pmagpy, Tauxe, 2009. En algún caso también se utilizó en *test* del pliegue de McFadden y Lowes (1981) analizado con el Super IAPD software (Torsvik et al., 1999).

1.4.3.2 Filtrado de datos

En general se definieron dos tipos de calidad según diversos criterios. Las direcciones calculadas del Tipo 1 (mejor calidad), deben cumplir con, por lo menos, 4 pasos de desmagnetización y una desviación angular máxima (MAD) menor o igual a 15° y magnetizaciones naturales remanentes (NRM), menores o iguales a 2 mA/m (teniendo en cuenta lo alejado que está este valor de las medias y modas de intensidad de las rocas estudiadas). El resto de las direcciones calculadas corresponderían al Tipo 2. Adicionalmente, se descartaron datos afectados por magnetizaciones naturales remanentes anómalas (rayos, barrenos, entre otros); magnetizaciones muy débiles. En el caso de las magnetizaciones por campos alternos (AF), se descartaron un gran porcentaje de análisis (cerca de un 50% afectado por giroremanencia).

En el perfil de San Pelegrín un 80,2 % cumplen con los criterios propuestos para las direcciones de tipo 1, incluso todas las direcciones se obtuvieron con, al menos, 6 pasos de desmagnetización alcanzando una temperatura máxima de desbloqueo promedio de 435°C . En el perfil de Isuela, un conjunto del 69% de las direcciones calculadas cumple con éxito los criterios del Tipo 1 y un 31% las tipo 2. Aunque ambos tipos se utilizaron para calcular paleolatitudes VGP, sólo 1 de tipo muestras se utilizaron para definir los cambios de polaridad y la construcción de la secuencia de polaridad local (LPS).

Las restricciones aplicadas a los datos del perfil de Santa Marina, variaron un poco de las propuestas para el resto de datos magnetoestratigráficos. Estas deben estar calculadas con más de 3 pasos de desmagnetización, con MAD menor de 20° , y restricciones para la paleolatitud del polo geomagnético virtual ($VGPs > |40^\circ|$), así como también inclinaciones superiores a los $|20^\circ|$ considerando la complejidad de los datos (afectados parcialmente por solapamiento de componentes magnéticas). Luego de estas restricciones un 26% cumplía con los criterios aplicados para direcciones de tipo 1.

Del conjunto de datos derivados para evaluar los valores de rotación del anticlinal del Balzes, se calcularon más de 500 direcciones paleomagnéticas fiables: direcciones con más de 6 pasos de desmagnetización; NRMs menores de 2mA/m; $MAD < 20^\circ$ en el 90% de las direcciones y $MAD < 10^\circ$ en más de la mitad de estas. Un 85% de las direcciones alcanzaron rangos de desbloqueo entre 250° y 575°C (85%) y el restante 15 % tuvieron rangos de desbloqueo entre 250° y 675°C .

1.4.3.3 Cálculo de VGPs, calibraciones magnetoestratigráficas y rotaciones (VAR).

Para restituir las direcciones calculadas al polo geomagnético virtual (el cálculo de las VGPs), se utilizó la latitud local de la zona, en el caso del anticlinal del Balzes: Longitud: 42.31°, Latitud: -0.02° W.

Los datos calculados se compararon con la dirección de referencia del Eoceno estable para la península ibérica calculada para la zona de estudio: Dec, Inc, α_{95} ; k: 004.6°; 53.2°; 4.6°; 9.6; partiendo de los datos para el Eoceno de la Cuenca Surpirenaica Oriental (Taberner et al., 1999), que se puede considerar como parte de Iberia estable para ese lapso de tiempo.

Una vez calculadas las VGPs, se generaron secuencias locales de polaridades (LPS), para ser correlacionadas con la escala de tiempo absoluto de Gradstein et al., (2004) actualizada con el nuevo límite Ypresiense/ Luteciense (Molina et al., 2011), y así, de esta forma obtener edades absolutas para cada límite de magnetozona. Cuando fue necesario, para las estaciones de control de rotación del anticlinal de Balzes, los datos calculados fueron comparados con el promedio de los datos pre-existentes en la zona (referencia local rotada): Dec; Inc: α_{95} ; k: 043°; 44°; 3.4°; 20.9 (Dinarès-Turell et al., 1992; Dinarès-Turell, 1992; Pueyo, 2000; Fernández, 2004; Mochales 2011; Mochales et al., 2008 y 2012a).

Finalmente, el apartado para los resultados y conclusiones obtenidos de este trabajo, se desarrollan a detalle más adelante en el capítulo 5.

CAPITULO 2. Magnetoestratigrafía y calibraciones bioestratigráficas de macroforaminíferos bentónicos (SBZ) en el Eoceno inferior y medio.

2.1 Introducción.

El dominio de los Pirineos ha sido objeto de numerosos estudios magnetoestratigráficos desde finales de los años 70 (Rogenthem, 1976). El conjunto de las secciones estudiadas abarcan más de 70 km de series estratigráficas la mayoría de ellos localizados en los depósitos de la Cuenca Surpirenaica (Burbank et al, 1992a y 1992b; Cascella y Dinarès, 2009; Meigs et al, 1996; Taberner et al, 1999; Costa et al, 2008 y 2009) y en la Cuenca de antepaís del Ebro (Barberá et al., 2001, 2003; Perez-Rivarés et al., 2002, 2004; Larrasoña et al., 2006; Costa et al., 2009, 2010, 2011).

Además de varios estudios centrados en límites estratigráficos (Cretácico-Terciario, Paleoceno- Eoceno, entre otros) en el ámbito cántabro-atlántico (Delacotte et al, 1985; María et al, 1991; Pujalte et al, 1995; Barchi et al, 1997; Galbrun, 1997; Thibal et al, 1999; Le Callonnec et al, 1997; Baceta et al, 2000; Dinarés et al, 2002, 2003, 2007, 2010; Galbrun y Gardin, 2004; Payros et al, 2007, 2009a, b; Molina et al., 2011; Pérez-Rodríguez et al., 2012a), y otros centrados en las facies garum de la cuenca Surpirenaica (Galbrun et al, 1993; Oms et al, 2007; Pereda-Suberbiola et al., 2009), una buena parte de los esfuerzos se han centrado en las plataformas del Paleógeno del Pirineo sur-occidental, central (Pascual et al, 1991 y 1992; Serra-Kiel et al, 1994; Beamud et al, 2003; Pujalte et al, 2003) y en la cuenca de Aínsa (Holl y Anastasio, 1993; Bentham y Burbank, 1996; Mochales et al., 2012a y b).

También una alta concentración de estudios magnetoestratigráficos, estratigráficos, sedimentológicos y estructurales ha abordado el Oligoceno-Mioceno (en su amplio sentido) en sedimentos continentales coetáneos con la deformación y su relación con los eventos de deformación (Mey, 1968; Hirst, 1983; Nichols et al 1984; Hirst y Nichols, 1986; Nichols, 1987 a, b y c; 1988; Loyd, 1994; Millán et al., 1995; Hogan y Burbank, 1996; Meigs, 1997; Loyd et al., 1998; Millán et al 2000; Arenas et al 2001; Beamud et al, 2003; Jhones et al., 1999; Nichols et al., 2004 y 2005; entre otros).

Dentro de este excepcional conjunto de datos de la Cuenca surpirenaica y cuenca del Ebro, los depósitos Paleógenos de sedimentos marinos, has sido en cierta medida, poco atendidos. En la cuenca de Jaca, tres largos perfiles Bartonienses - Rupelienses (Salinas, Arguis- Monrepós y Yebra de Basa) fueron estudiados inicialmente por Hogan (1993). Oms et al. (2003) amplió el perfil de Yebra de Basa en su base hasta el Luteciense (la sección del Río Aragón), mientras que Kodama et al. (2010) mejoró considerablemente el Bartoniense de la sección de Arguis. En la Cuenca de Ainsa en los alrededores de los anticlinales de Boltaña y Mediano se han

retomado los estudios preliminares (Burbank et al. 1987, Bentham 1992 y Holl y Anastasio 1993) y la nueva secuencia de densidad magnética a lo largo de 3.300 ofrece ahora un marco cronoestratigráfico más fiable (Mochales et al., 2012b) con tres nuevos perfiles en el tránsito Ypresiense – Lutecienses (Ara, Coscollar y Mondot).

Recientemente, se ha redefinido el límite Ypresiense- Luteciense (Molina et al., 2011), por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía Paleógeno y ratificado por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas estudiado en Gorrondatxe y las secciones Otsakar (País Vasco, España), por Bernaola et al. (2006) y Payros et al. (2007, 2009a, 2009b y 2011). El límite en el nuevo estratotipo global y sección de referencia (GSSP) es aproximadamente 800 ka más joven que la base de la polaridad de Chron C21r. Adicionalmente, este límite también ha sido estudiado en el perfil de Urbasa-Andía en Navarra (Bernaola et al, 2006).

Estudios multidisciplinares anteriores apoyan este nuevo límite; hay que destacar los estudios magneto-, bio, crono-y cicloestratigráficos en Gorrondatxe (Bernaola et al., 2006, Payros et al., 2007, 2009a y 2009b), Otsakar (Payros et al., 2011) y las secciones de Agost (Larrasoña et al., 2008 y Ortiz et al., 2008 y 2011). El contenido fósil (nanoplancton calcáreo, dinoflagelados y foraminíferos bentónicos y planctónicos) en estas secciones ha sido exhaustivamente estudiado en los trabajos mencionados. Sin embargo, todas estas secciones comparten un ambiente hemipelágico con facies turbidíticas en el que los foraminíferos bentónicos más grandes son escasos, o pueden ser fácilmente re TRABAJADOS en estratos más jóvenes, por lo tanto, el registro de macroforaminíferos bentónicos puede tener un efecto de distorsión en las *Shallow Benthic Zones* (SBZs).

La primera biozonación basada en SBZs del Ypresiense (regionalmente llerdiense y Cuisiense en los Pirineos) fue propuesta por Schaub (1981). Esta biozonación se basó en Nummulites y géneros de Asilinas y se correlacionó con el nanoplancton calcáreo en la sección de Campo, en la cuenca sur de los Pirineos donde esta definido el estrototipo del llerdiense (Kapellos y Schaub, 1966; Schaub, 1975, Pascual et al., 1992). Posteriormente, Serra-Kiel et al. (1998) caracterizó las biozonas de macroforaminíferos bentónicos para el Cuisiense (Ypresiense tardío) a partir de las biozonas definidas por Schaub (1981) y de la integración de los datos de Hillebrandt (1965) también de la sección Campo. La definición y la calibración temporal de estas biozonas (Serra-Kiel et al., 1998) también tuvo en cuenta los datos magnetoestratigráficos disponibles para la cuenca de Aínsa (sección Mediano por Bentham, 1992 y Bentham y Burbank, 1996).

Además de una muy baja densidad de muestreo paleomagnético, esta primera calibración tiene dos debilidades adicionales, las localidades fósiles (Schaub, 1966, 1981 y Kapellos y Schaub 1975) no se encuentra directamente en las secciones magnéticas de Bentham (1992) y, en segundo lugar, en las localidades estudiadas en la cuenca de Aínsa las facies tan poco eran las más adecuadas (en su mayoría

de turbiditas por encima, y a excepción, de la plataforma carbonática de la formación Boltaña). Esta limitación también está presente en otros estudios así como facies muy condensadas en las secciones Gorrondatxe y Urbasa (Bernaola et al, 2006; Payros et al, 2009; Ortiz et al., 2011, Molina 2011).

Adicionalmente a estas limitaciones, el límite Ypresiense- Luteciense se encuentra erosionado en gran parte de la cuenca y corresponde a un descenso del nivel relativo del mar (Payros et al., 2009b), todo esto aunado a la complejidad tecto-sedimentaria de la cuenca durante el Eoceno. Los datos magnetoestratigráficos de los perfiles Ara (Mochales et al., 2012b); de Santa Liestra y Meson de Pascual en el Valle del Esera (Bentham y Burbank, 1996 éstos últimos revisados por Payros, 2009b) y el perfil de Lizarraga (Payros, et al., 2009b) son los únicos que presentan una correlación directa pero parcial de datos magnetoestratigráficos con las SBZ (Schaub, 1981; Tosquella, 1995 en el Valle del Esera y Payros, et al. (2009b) en Lizarraga. Aun así, como se mencionó con anterioridad los perfiles tienen limitaciones de facies y de densidad de muestreo.

A pesar de los valiosos datos existentes hasta la fecha, existe la necesidad de refinar con calibraciones directas la biozonación de macroforaminíferos bentónicos en facies apropiadas y con muestreos paleomagnéticos lo suficientemente densos para acotar con mayor detalle los límites de biozonas. Nuevos datos también permitirían poder acotar una cronología de alta resolución para el Eoceno medio en nuevos puntos de estudio.

En este trabajo presentamos tres nuevos perfiles magnetoestratigráficos San Pelegrín y Santa Marina (169 y 210 nuevas muestras paleomagnéticas a lo largo de 540 y 650 metros de la sección, respectivamente), ambos ubicados en el anticlinal Balzes y centrados en el estudio del intervalo Cusiense y Luteciense en la parte más oriental y meridional de las Sierras Exteriores. Además, en las cercanías del Anticlinal del Pico del Águila, también se ha estudiado la sección de Isuela con un muestreo paleomagnético en 197 niveles en una potente serie de 520m de calizas de plataforma Luteciense y un exhaustivo muestreo bioestratigráfico de 255 muestras con fines bioestratigráficos. Esta sección se apoya en otra potente serie (sección Gabardiella) de 760 m de calizas Lutecienses situada 500 m al Este de la sección Isuela.

La integración de los resultados derivados de esta tesis en estos tres perfiles, más el perfil Cusiense del Ara de Mochales et al. (2012b) y los perfiles Bartonienses de Maïans, Rubio, Tosa, entre otros perfiles de Costa et al. (2009, 2011 y 2012) localizados en la Cuenca Surpirenaica Oriental, va a permitir recalibrar con precisión, y evitando los problemas mencionados, la escala de SBZ para todo el Eoceno (Serra-Kiel et al., in prep).

2.2 Artículos de publicación.

Este capítulo esta conformado por las siguientes publicaciones:

Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section; 2012a. Rodríguez-Pintó, A; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; Barnolas, A.; Pocoví, A. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 333-334, 107-120p.

Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees), 2012b. Rodríguez-Pintó, A; Pueyo, E. L.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A.; Gil-Peña, Inma; Mochales T.; Serra-Kiel, J. Geotemas, 13, 367p .

The Upper Ypresian and Lutetian in San Pelegrín section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation, 2012d. Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A.; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Accepted (In press).



Contents lists available at [SciVerse ScienceDirect](http://SciVerse.ScienceDirect.com)

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/palaeo



Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela section

A. Rodríguez-Pintó [a,b,*](#), E.L. Pueyo [a](#), J. Serra-Kiel [c](#), J.M. Samsó [d](#), A. Barnolas [e](#), A. Pocoví [b](#)

a Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza, Spain

b Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain

c Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona, Spain

d Consultant Geologists

e Instituto Geológico y Minero de España, c/ La Calera s/n, 28003 Tres Cantos, Madrid, Spain

ABSTRACT

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 April 2011

Received in revised form 29

February 2012

Accepted 10 March 2012

Available online 19 March 2012

Keywords:

Magnetostratigraphy

Larger foraminifera

Lutetian

Biostratigraphic calibration

External Sierras

Pyrenees

In this paper, we present a chronostratigraphic calibration of the shallow benthic zones (SBZs) of larger foraminifera during Lutetian times based on new magnetostratigraphic data (Isuela section) and two new densely sampled biostratigraphic sections (Isuela and Gabardiella). These sections are located in the External Sierras (Southern Pyrenees) and represent an ideal location to avoid previous chronostratigraphic problems. 1) They belong to a shallow carbonate shelf environment with abundant larger foraminifera, which ensure the reliability of SBZ data. 2) The time span covers almost the entire Lutetian interval. 3) The profiles are sufficiently long to establish trustworthy local scales, both the SBZs (520 m and 760 m in Isuela and Gabardiella respectively) and the paleomagnetic local polarity sequence (LPS) (520 m). 4) The excellent outcropping conditions also permit a detailed paleomagnetic and biostratigraphic sampling to be performed. The LPS at the Isuela section was built after sampling every 2.6 m. In total, more than 359 samples were thermal (244) and alternating field (115) demagnetized. Characteristic remanent magnetization (ChRM) usually dropped at 560 °C. Only 43% the samples (359 demagnetizations) gave reliable directions (high quality) for the LPS. A further short section (Gas line) was also cored (38 samples in 90 m) to obtain more detailed data for the upper part of the section. At the Isuela section, the results allow three pairs of trustable magnetozones to be assembled within the Lutetian. A further 255 samples were taken for biostratigraphic purposes, 55 sites at the Isuela and 52 at the Gabardiella sections being determinant. This density enabled a thorough study of changes in fossil associations to be performed. Assuming a constant accumulation rate within the chron boundaries, absolute ages have been estimated for the biostratigraphic boundaries. Combining all these data allows the previous calibration of SBZ during Lutetian times in the geological time scale to be refined. In particular, with this new data, we identify the SBZ 13/SBZ 14 boundary at 44.46 Ma reaching C20r; a boundary interval spanning from SBZ 14 to SBZ 15 (41.36 and 42.45 Ma) is found within C20n and C19n; and, finally, the top of SBZ 15 can be accurately located at 41.12 Ma (C19r).

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

Corresponding author at: Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza, Spain.

E-mail addresses: adriana@igme.es (A. Rodríguez-Pintó), unaim@igme.es

(E.L. Pueyo), josepserra@ub.edu (J. Serra-Kiel), josemsams@gmail.com (J.M. Samsó),

a.barnolas@igme.es (A. Barnolas), apocovi@unizar.es (A. Pocoví).

0031-0182/\$ – see front matter © 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

doi:10.1016/j.palaeo.2012.03.012

1. Introduction

During recent years, the shallow benthic zones (SBZs) of Paleogene times have become recognized as a concise alternative chronostratigraphic framework allowing larger foraminifera to be used as biostratigraphic markers. The improvement in temporal resolution, especially in shallow marine shelf environments, is based on the abundance, diversity and high evolutionary rates of, in particular, alveolinids and nummulitids (Serra-Kiel et al., 1998a).

The biozonation described by Serra-Kiel et al. (1998a) for the Lutetian times (SBZ 13 to SBZ 16) was mostly based on Pyrenean data, where the paleontological record on planktic foraminifera (Canudo, 1990 and Canudo in Canudo et al., 1988), calcareous nannofossils (Sucunza in Canudo et al. 1988) and larger foraminifera (Schaub, 1981 and Serra-Kiel in Canudo et al, 1988) is well preserved and the anchoring to the geomagnetic polarity time scale (GPTS; Berggren et al., 1995 and Cande and Kent, 1995) was based on magnetostratigraphic data from the Mediano and Esera valley sections of Bentham (1992) and Bentham and Burbank (1996).

However, these previous magnetostratigraphic profiles, which implied a great advance in the Pyrenean chronology at the time, can no longer be used for accurate calibrations for following reasons. 1) The magnetostratigraphic sampling of key profiles, in the Mediano and Esera valley sections, was low density (approximately one site every 30 to 50 m). This lack of resolution alone produces a high uncertainty in the correlation. 2) Some facies were not suitable; for instance, some of the data in the Mediano section was taken in turbiditic facies where reworking of the fossil record can be expected. 3) The correlation between the magnetostratigraphic and biostratigraphic data is not straightforward: the samples were collected by different authors in different studies and sections, and this adds further uncertainties. 4) Finally, recent calibration of the GPTS (Gradstein et al. 2004) and especially the redefinition of the new global stratotype for the base of the Lutetian (Molina et al., 2011 and references therein) have to be considered to anchor the magneto-biostratigraphic record.

Suitable sections with a continuous succession of limestone from Early Lutetian to Late Lutetian can be found in the Betic ranges (Southern Spain), Espuña and Malvariche Fms. in the Espuña range. These sections offer extensive biostratigraphic data (Serra-Kiel et al., 1998b) but there is a lack of magnetostratigraphy to attach the local scales to the geological time scale. Trying to address these problems, some attempts have been made in different sections all around the Mesogea. 1) The Agost section in Southern Spain was recently proposed as a stratotype for the Ypresian/Lutetian boundary (Larrasoana et al. 2008; Molina et al., 2011). This section provides magnetostratigraphic calibration and biostratigraphic data from planktic as well as small and larger benthic foraminifera. However, the section is very condensed (115 m), it has a weak magnetic signal, very few sampling points of benthic organisms and, due to the turbiditic environment, could include reworking of facies. 2) The Gorrondatxe and Otsakar sections (Northern Spain) with a clear

magnetic record and abundant fossil content (Bernaola et al., 2006; Orue-Etxebarria et al., 2006; Payros et al., 2007, 2009a, 2009b and 2011 and Molina et al., 2011) provide a partial record of the Lutetian time (C22r to C20r). On the other hand, the content of larger foraminifera (SBZ 12 to SBZ 14) is weakened by the absence of the nummulitid assemblage due to the pelagic environment.

Therefore, to date there has been no calibration between the SBZ biostratigraphic scale and the geomagnetic polarity time scale under the appropriate conditions to accurately determine the chronological time frame for the Lutetian age. The Isuela section, in the South-Central Pyrenees, is a perfect candidate to avoid the aforementioned problems and to build a reasonable chronostratigraphic calibration between SBZs and the GPTS. Isuela and Gabardiella sections, with their proper correlation, have ideal outcropping conditions and they represent extensive series (520 m and 760 m respectively). Finally, these sections represent a carbonate shelf; an ideal environment for benthic foraminifera in situ development, where the reworking of facies can be ruled out, hence allowing a detailed, continuous and reliable study of larger foraminifera to be performed. In this paper, we report new and extensive paleomagnetic and biostratigraphic data and we propose a recalibration of the Lutetian shallow benthic zones (SBZ 13 to SBZ 16).

2. Geological setting

The External Sierras are defined by an imbricate thrust system and associated detachment folds. This system developed during Middle Eocene time and laterally propagated to the West in more recent times reaching the Chattian-Aquitania boundary (Puigdefábregas, 1975; Millán, 1996; Millán et al., 2000). The rotational activity of these thrusts produced several N-S structures perpendicular to the main Pyrenean trend: Boltaña, Balzes, Pico del Águila, and Gabardiella, among other anticlines. A second tectonic pulse during Oligocene-Miocene times re-located these structures in the hanging-wall dorsal-block (on the underlying thrust ramp) producing the north plunging that, nowadays, affects most of them. The Isuela and Gabardiella sections are located in the hanging-wall of the South Pyrenean sole thrust (basal thrust of the External Sierras), detached in the Triassic evaporites in the Central Zone of the Pyrenees (Fig. 1).

The very well exposed outcrop of the syntectonic Eocene marine deposits in External Sierras has been the target of numerous sedimentological studies (Puigdefábregas, 1975; Millán et al., 1994; Barnolas and Gil-Peña, 2001; Castellort et al., 2003, Barnolas and Pujalte, 2004), structural studies (Poblet and Hardy, 1995; Poblet et al., 1998; Millán et al., 2000; Pocoví et al., 2004; Vidal-Royo et al., 2012), and biostratigraphic studies (Canudo, 1990; Canudo et al., 1988; Samsó et al., 1994). Previous magnetostratigraphic studies have focused on the Bartonian-Chattian interval (Hogan, 1993; Hogan and Burbank, 1996; Pueyo et al., 2002; Kodama et al.,

2010). Despite all this research, and the fact that the Isuela and Gabardiella sections of the Guara Formation exhibit excellent outcrops with layers rich in larger foraminifera, the Lutetian chronology has not yet been defined in detail.

3. Lithostratigraphy

For the studied area (Fig. 1 and Supplementary Material A), the stratigraphy in the External Sierras includes excellent Tertiary and very condensed Mesozoic outcrops. Above the level of detachment of the basal thrust, from base to top, a few hundred meters of limestones, dolomites, and gypsum clays outcrop as the Keuper facies (Triassic in age).

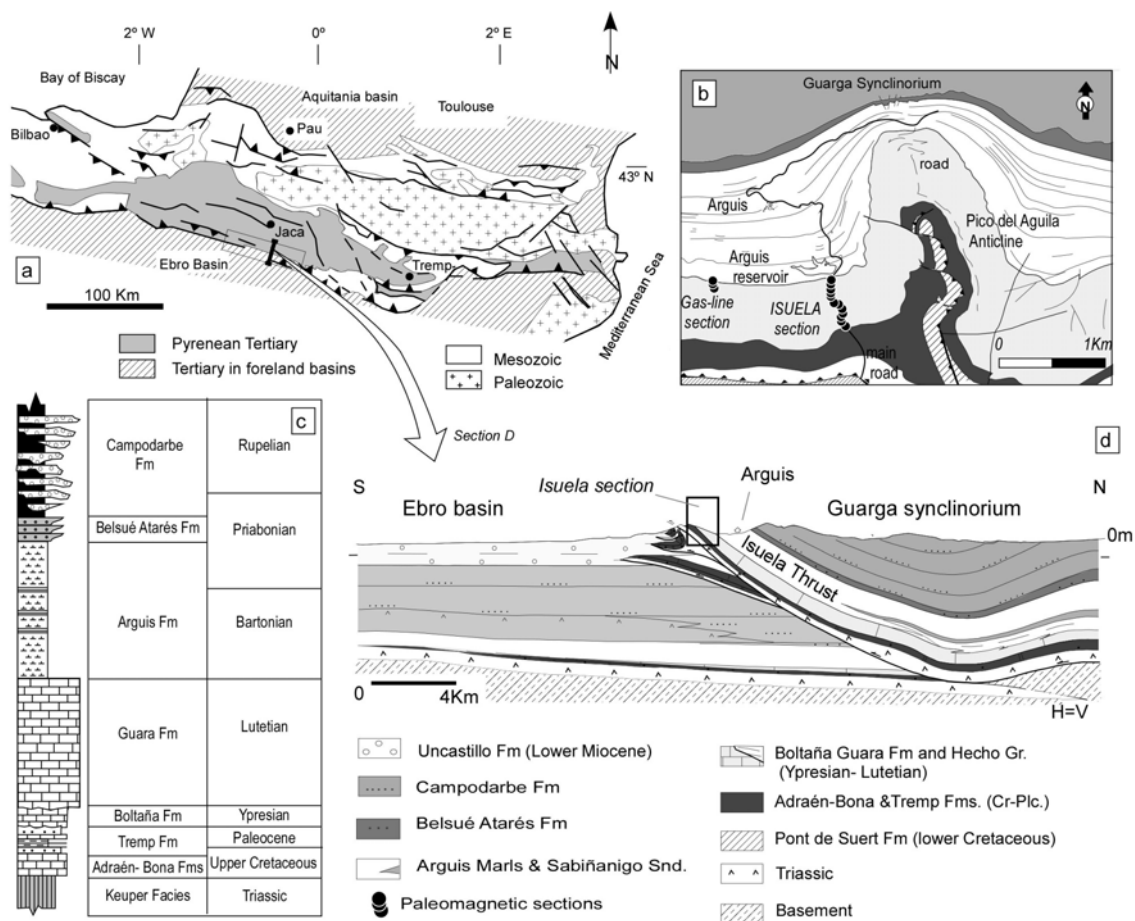


Figure 1. a) General geological map from the Pyrenean mountain belt and the Jaca basin showing the location of the cross-section d). b) Local geological map of the Pico del Aguila anticline area and the location of Isuela and Gas line sections (from Millán, 1996 and modified by Pueyo et al., 2002). c) General lithostratigraphic section outcropping at the region. d) Geological cross-section of the External Sierra and Jaca basin, including part of Ebro basin (simplified from Millán, 2006).

Over the Keuper facies and separated by a hiatus, Late Cretaceous shallow marine limestones of the Adraén-Bona Fm. are exposed. Above these limestones, a thicker succession comprising continental sandstones, siltstones and lacustrine limestones are part of the Tremp Fm. and the so-called “Garumnian Facies” (Late Cretaceous-Paleocene, Mey et al., 1968).

On these facies, there are a few meters of shallow marine limestones of the Boltaña Fm. and an almost complete record of Guara Fm. (Ypresian-Lutetian). Lying on the Guara Fm., there are the exposed marls, limestones and sandstones of the Arguis and Belsué-Atarés Fms. (Bartonian-Priabonian; Kodama et al., 2010). Finally, there is the outcrop of the fluvial-lacustrine deposits of the Campodarbe Fm. (Middle Priabonian to Middle Oligocene).

We studied the Eocene limestones of the western External Sierras in the Isuela section (along the Isuela river canyon [San Clemente Pass], located in the Arguis syncline) and in the Gabardiella section (15 km to the East of the Isuela section, in the hinge and western limb of in the Gabardiella anticline) (Supplementary material A). In both sections, the Eocene limestones lie unconformably on the terrestrial red beds of the Tremp Fm. In the Gabardiella section, the lower part of the Eocene carbonates corresponds to the Boltaña Fm. of Barnolas et al. (1991).

In that section, the lower part of the unit is represented by 50 m of silty limestones whereas the upper part is composed of 40 m of marls and bioclastic limestones containing larger foraminifera (*Alveolina*, *Glomalveolina* and *Orbitolites*) allowing the section to be assigned to the Upper Ypresian, or more specifically the Middle Cuisian as it is known locally (Samsó et al., in press). In the Isuela section, this unit is represented by 20 m of silty dolomitic limestones with no large foraminifera. Their correlation with the Gabardiella section is supported by geometrical criteria based on a 1:50.000 scale geological map (Samsó et al., in press).

The rest of the Eocene limestones in both sections correspond to the Guara Fm. (Puigdefábregas, 1975) as defined by Canudo et al. (1988 and 1991), Barnolas et al., (1991), Samsó et al. (1994) and Samsó et al. (in press). In this part of the External Sierras, the Guara Fm. lies unconformably over the Boltaña Fm. (Samsó et al., in press) and shows regional thinning to the west. According to their lithology, fossil content and sequential arrangement, three subunits have been recognized (Samsó et al., 1994 and Samsó et al., in press):

-The Lower Guara subunit is characterized by high siliciclastic content. In the Isuela section (Fig. 2A), this corresponds to 90 m of conglomerates, sandstones, siltstones and marls with a variable content of bioclastic carbonates. Here, the base of the Guara Fm. is represented by a 2-m thick transgressive level with red algae, corals and oyster shells at the top. Four shallowing upwards sequences can be recognized in this unit. The two lower sequences are mainly siliciclastic in their lower part, with

marls, conglomerates and sandstones that turn to sandy bioclastic limestones, including abundant porcellaneous larger foraminifera such as trematophore miliolids (*Idalina*, *Fabularia* and *Pseudolacazina*) and *Alveolina* and *Orbitolites*, in their upper part. The third sequence is composed of bioturbated sandstones in its lower part and bioclastic sandy limestones in its upper part including abundant porcellaneous larger foraminifera. Finally, the last sequence is thinner than the other shallowing-upward sequences of this subunit; it is represented by bioclastic limestones including corals in its lower part and sandy limestones with *Alveolina* in its upper part. In the Gabardiella section (Fig. 2B), the Lower Guara unit is thicker, up to 210 m, with higher carbonate content. In that section, the two lower sequences are clearly deeper than in the Isuela one with abundant nummulitids such as *Nummulites* and *Assilina*. The two upper sequences are made up of siliciclastic marls, sandstones and conglomerates turning to shallower bioclastic limestones including porcellaneous larger foraminifera, such as trematophore miliolids, *Alveolina* and *Orbitolites*.

-The Middle Guara unit is characterized by white and relatively shallower bioclastic limestones with very little siliciclastic material. The basal contact is a transgressive surface over the previous unit. In both the Isuela and Gabardiella sections (Fig. 2A and 2B), the Middle Guara unit is characterized by the aggradation of several sequences of bioclastic grainstone and packstone with trematophore miliolids, *Alveolina* and *Orbitolites* as the dominant larger foraminiferal component. *Assilina*, *Nummulites* and red algae are only relatively abundant in the lower sequence. Some of these sequences show erosional contacts at their base and are made by the aggradation of bioclastic bars with large-scale cross-bedding. These sequences can be attributed to bioclastic shoals developed along the margin of a very shallow carbonate platform.

-The Upper Guara unit is represented by grey silty limestones with abundant *Nummulites* in the lower part. Regionally, its lower contact is erosive, especially at the top of the anticlines of the eastern Sierras. Their syndimentary character is also evidenced by a thicker section in the synclines over the anticline crest (Millán et al, 1994). In the Isuela section (Fig. 2A), corresponding to the hinge of the Arguis syncline, their thickness reaches up to 90 m whereas in the Gabardiella section, in the western limb of the Gabardiella anticline, the thickness is only 50 m (Fig. 2B). In both sections, the Upper Guara unit shows a progressive deepening to the top evidenced by the progressive reduction in the grain size, the disappearance of large foraminifera to the top of the section and the occurrence of glauconite. The top of the Guara Fm. corresponds to a flooding surface followed by burial of the carbonate platform with the onlap of marls of the Arguis Fm. (Puigdefábregas, 1975).

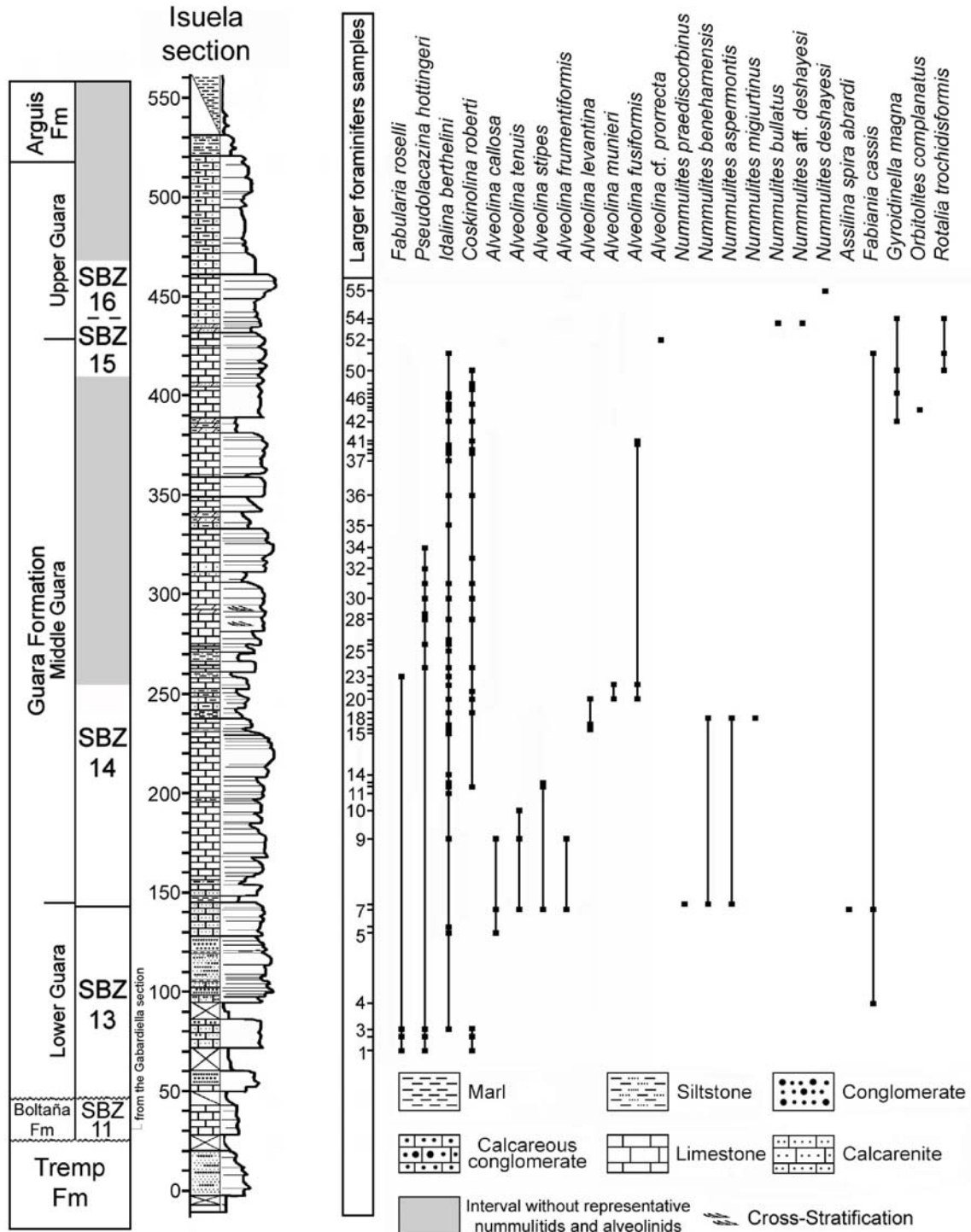
4. Biostratigraphy

4.1. Biostratigraphy sampling and procedures

The Isuela and Gabardiella sections were systematically and evenly sampled from the bottom to the top for biostratigraphic purposes (Fig. 2a and 2b). Most of the samples were studied in thin sections; 100 and 155 in the Isuela and Gabardiella sections respectively. Of this total of 255 thin sections, 55 and 52 (respectively) were determinant in accurately locating the SBZ boundaries. The nummulitids and alveolinids obtained in samples I-8, I-18, I-55 and I-53 in the Isuela section, and samples G-3 and G-4 in the Gabardiella section were studied in isolated specimens. These samples were disaggregated in water and in solutions of H₂O₂ or Na₂CO₃, as appropriate, and later separated with 1.0, 0.5 and 0.2-mm mesh sieves. The material is housed in the Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, at the University of Barcelona.

4.2. Larger foraminiferal distribution

In the Isuela and Gabardiella sections, the biostratigraphic data (Fig. 2a and 2b) are based on larger foraminifera. The Lutetian larger foraminifera such as alveolinids, nummulitids and trematophore miliolids have been well described and illustrated by other authors (e.g., Hottinger, 1960; Montanari, 1964; Drobne, 1977; Caus, 1979; Schaub, 1981, Vecchio et al., 2007). However, some forms such as *Fabularia roselli*, *Pseudolacazina hottingeri*, *Idalina berthelini* and *Alveolina fusiformis* needed an accurate description (Supplementary Material C) *Systematic Remarks on the Larger Foraminifera*, at the end of this paper) and discussion about their biostratigraphic range. The more representative larger foraminifera are illustrated in the Supplementary Material: D) *Plates of Larger Foraminifera*.



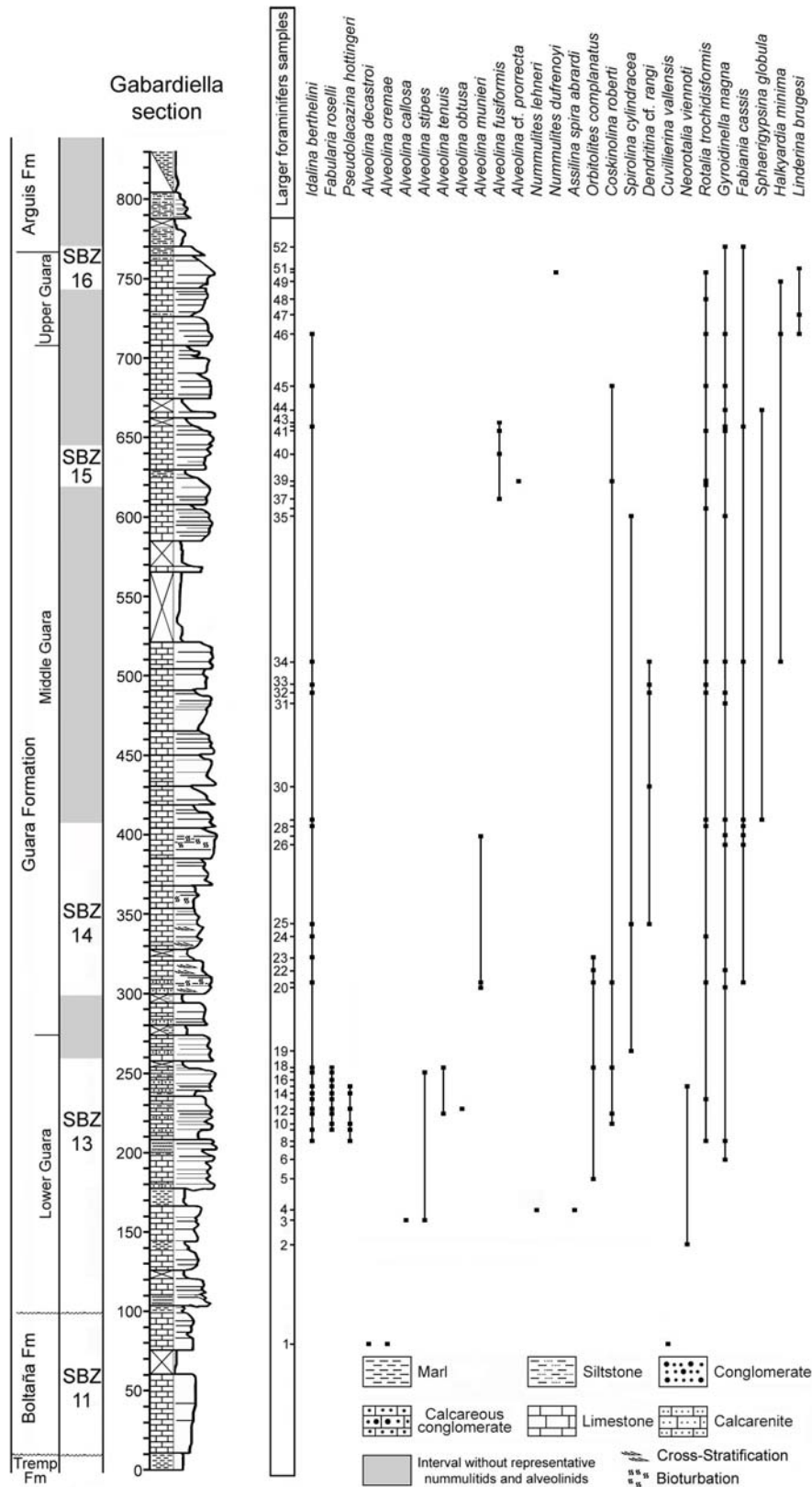


Figure 2. A) Lithology and stratigraphic distribution of relevant shallow benthic foraminifera along the Isuela section. B) Lithology and stratigraphic distribution of relevant shallow benthic foraminifera along the Gabardiella section.

Isuela section

In the Guara Fm., the Early Lutetian according to Schaub 1981, Hottinger (1960) and Hottinger and Drobne (1988) or SBZ 13 according to Serra-Kiel et al. (1998a) is characterized by the presence of *Alveolina callosa* HOTTINGER 1960, samples I-1, I-2 and I-3, *Alveolina tenuis* HOTTINGER 1960, samples I-5, I-7 and I-9 (Pl. 10 Figs. 12 and 15), *Alveolina stipes* HOTTINGER 1960, samples I-7, I-9 and I-10 (Pl. 10 Fig. 21), *Alveolina frumentiformis* SCHWAGER 1863, samples I-7, I-12 and I-13 (Pl. 12 Figs. 4-8), *Alveolina levantina* HOTTINGER 1960, samples I-7 and I-9 (Pl. 12 Figs. 1-3) and *Assilina spira abrardi* SCHAUB 1981, sample I-7.

The Middle Lutetian 1 or SBZ 14 according to the authors mentioned above is characterized by the presence of *Alveolina munieri* HOTTINGER 1960, samples I-16, I-17 and I-20 (Pl. 12 Figs. 16-20), *Alveolina fusiformis* SOWERBY in DIXON 1850, samples I-20 and I-22 (Pl. 12 Figs. 9-12), *Nummulites praediscorbinus* SCHAUB 1981, sample I-8 (Pl. 2 Figs. 16 and 17), *Nummulites beneharnensis* DE LA HARPE 1926, samples I-8 and I-18 (Pl. 1 Figs. 7-9; Pl. 2 Figs. 11-15), *Nummulites aspermontis* SCHAUB 1981, samples I-8 and I-18 (Pl. 1 Figs. 4-6; Pl. 2 Figs. 6-10), and *Nummulites migiurtinus* AZZAROLI 1950, sample I-18 (Pl. 2 Figs. 24 and 25). The Middle Lutetian 2 or SBZ 15 according to previous studies is characterized by the presence of *Alveolina prorecta* HOTTINGER 1960, sample I-52 (Pl. 12 Fig. 21), *Nummulites bullatus* AZZAROLI 1952, sample I-53 (Pl. 2 Figs. 22 and 23), and *Nummulites* aff. *deshayesi* D'ARCHIAC and HAIME 1853, sample I-53 (Pl. 1 Figs. 16-19; Pl. 2 Figs. 18-21).

The Late Lutetian or SBZ 16, according to the same authors, is characterized by the presence of *Nummulites deshayesi* D'ARCHIAC and HAIME 1853, sample I-55 (Pl. 1 Figs. 20-23; Pl. 2 Figs. 26-29). The species *Fabularia roselli* CAUS 1979 (Pl. 7 Fig. 3; Pl. 8 Fig. 9), *Pseudolacazina hottingeri* CAUS 1979 (Pl. 5 Figs. 3-7; Pl. 6 Figs. 5, 8, 9), *Idalina berthelini* SCHLUMBERGER 1905 (Pl. 9 Figs. 1-4 and 8) and *Coskinolina roberti* (SCHLUMBERGER 1905) (Pl. 3 Figs. 1-11) are present throughout the Early and Middle Lutetian. Other species including *Fabiania cassis* (OPPENHEIM 1896) are illustrated in Plate 13. All the data concerning the distribution of larger foraminifera in the Isuela section are summarized in Figure 2A.

Gabardiella section

In this section, we identified the Upper Ypresian (Middle Cuisian) or SBZ 11 within the Boltaña Fm. In this unit, sample G-1 contains *Alveolina decastroi* DI SCOTTO 1966 (Pl. 10 Figs. 1-6), *Alveolina cremae* CHECCHIA-RISPOLI 1905 (Pl. 10 Figs. 7-9) and *Cuvillierina vallensis* (RUIZ de GAONA 1948). In the Guara Fm., the Early Lutetian or SBZ 13 is characterized by the presence of *Alveolina callosa*, sample G-3 (Pl. 10 Fig.

16; Pl. 11 Figs. 1-4), *Alveolina stipes*, samples G-3, G-17 and G-20 (Pl. 10 Figs. 17-20), *Alveolina tenuis*, samples G-11 and G-18 (Pl. 10 Figs. 13 and 14), *Alveolina obtusa* MONTANARI 1964, sample G-12 (Pl. 10 Figs. 10 and 11), *Nummulites lehneri* SCHAUB 1981, sample G-4 (Pl. 1 Figs. 10-15; Pl. 2 Figs. 1-5) and *Assilina spira abrardi*, sample G-4 (Pl. 1 Figs. 1-3; Pl. 2 Figs. 30 and 31). The Middle Lutetian 1 or SBZ 14 is characterized by the presence of the *Alveolina munieri*, samples G-20, G-21 and G-27, the Middle Lutetian 2 or SBZ 15 is characterized by the presence of *Alveolina prorrecta*, sample G-39 (Pl. 12 Fig. 22) and *Alveolina fusiformis*, samples G-37, G-40, G-41 and G-43, and finally the Late Lutetian or SBZ 16 is characterized by the presence of the *Nummulites dufrenoyi* D'ARCHIAC and HAIME 1853, sample 50.

As in the Isuela section, in the Gabardiella section the species *Fabularia roselli* (Pl. 7 Figs. 1, 2, 4 and 5; Pl. 8 Figs. 1-8, 10-12), *Pseudolacazina hottingeri* (Pl. 4 Figs. 1-3; Pl. 5 Figs. 1, 2 and 8; Pl. 6 Figs. 1-4, 6 and 7), *Idalina berthelini* (Pl. 9 Figs. 5-7) and *Coskinolina roberti* are present throughout the Early and Middle Lutetian. Other species such as *Fabiania cassis*, *Gyroidinella magna*, *Sphaerogypsina globula* REUSS 1847, *Rotalia trochidisformis*, *Neorotalia viennoti* (Greig, 1935), *Halkyardia minima* (LIEBUS 1911), *Linderina brugesi* SCHLUMBERGER 1893, *Orbitolites complanatus*, *Spirolina cylindracea* LAMARCK 1804 and *Dendritina cf. rangi* D'ORBIGNY 1839 are illustrated in Plate 13. All the data about the distribution of larger foraminifera in the Gabardiella section are summarized in Figure 2B.

4.3. Biostratigraphic remarks

In Isuela and Gabardiella sections the Lutetian SBZ are characterized by the following assemblages of larger foraminifera:

-SBZ 13 (Early Lutetian): In the Isuela section, the representative species are *Alveolina callosa*, *A. frumentiformis*, *A. tenuis* and *A. stipes*. In the Gabardiella section, this SBZ is characterised by the presence of *Nummulites lehneri*, *Assilina spira abrardi*, *Alveolina callosa*, *A. stipes*, *A. tenuis* and *A. obtusa*.

-SBZ 14 (lower Middle Lutetian): In the Isuela section, this zone is characterised by the presence of *Nummulites aspermontis*, *N. beneharnensis* and *Alveolina munieri*, while in the Gabardiella section this SBZ is indicated by *A. munieri*.

-SBZ 15 (upper Middle Lutetian): In the Isuela section, this SBZ is characterized by the occurrence of *Alveolina prorrecta*, *Nummulites bullatus* and *N. aff. deshayesi*, while in the Gabardiella section the representative species is *A. prorrecta*.

-SBZ 16 (Late Lutetian): In the Isuela section, this is indicated by the occurrence of *Nummulites deshayesi* and in the Gabardiella section by the presence of *Nummulites dufrenoyi*.

Finally, the most important biostratigraphical contributions of the new data are the following:

1. In the original characterization of the SBZ *Alveolina callosa* and *A. stipes* were considered to be exclusive to SBZ 13 (Early Lutetian), whereas in the Isuela section they are found in the lower levels but also with *Nummulites aspermontis* and *N. beneharnensis* typical of SBZ 14. These species are found in the Gabardiella section associated with *N. lehneri* and *Assilina spira abrardi* that are characteristic of SBZ 13. In summary, it seems necessary to extend the biostratigraphic range of *A. callosa* and *A. stipes* to cover SBZ 13 as well as part of SBZ 14.

2. The species *Alveolina fusiformis* was considered to be exclusive to SBZ 16 (Late Lutetian); our data (Gabardiella and Isuela sections), however, indicate a wider range: from SBZ 14 to SBZ 16 (Middle-Late Lutetian).

3. The trematophore miliolids such as *Fabularia roselli*, *Idalina berthelini* and *Pseudolacazina hottingeri*, not included in the characterization of the SBZs in Serra-Kiel et al. (1998a) and previously considered by Caus (1979) to correspond to the "Biarritzian", should now be considered to range from SBZ 13 (Early Lutetian) to SBZ 15 (upper Middle Lutetian).

5. Magnetostratigraphy

5.1. Paleomagnetic sampling and procedures

Paleomagnetic samples were collected using a portable gas-powered drill with a cooling system. Standard sites were drilled (one long core per site) and cores were oriented in-situ along two different sections: 197 cores in 520 m at the Isuela section and 38 cores in 90 m at the Gas line section (along the Gas pipeline to the west of Isuela section) (Fig. 1b and Supplementary material A). This amounted to an average density of one core every 2.6 m and 2.3 m respectively. The strategy was designed to ensure, *a priori*, that the Lutetian magnetozones were defined with enough sites (10 to 40 per chron).

Sampling was distributed in three stratigraphically overlapping subsections due to the outcropping conditions in the Isuela section (San Clemente Pass). From base to top,

subsets I to III were sampled along the main road A-23, one set to the West and two to the East of the road, between the villages of Nueno and Arguis (Huesca Province), from an initial point 30T 712310E, 4686122N to an end point of 30T 712115E, 4686971N (UTM coordinates, 30T zone, European Datum, 1950). The Gas line section, focusing on the boundary between the Guara and Arguis Fms., was drilled South of the Arguis reservoir, to the West of the Isuela section, from 30T 709293E, 4687000N to 709312E, 4687146N, and this overlaps with the top of subset III (Fig. 1 and Supplementary material A). Here, a sun compass was needed to avoid the large local geomagnetic anomaly caused by the shallow gas pipeline.

The analysis of the paleomagnetic and rock magnetism was carried out in three different paleomagnetic laboratories at the universities of Utrecht (The Netherlands), Burgos and Barcelona (both in Spain). Thermal (TH) and alternating field (AF) demagnetizations were performed with a 2G superconducting cryogenic magnetometer (in all cases), ASC TD48 with separate heating and cooling chambers (ASC Scientific) and MMTD80 (Magnetic Measurements) thermal demagnetizers (Burgos and Barcelona) and in-house ovens (Utrecht). Progressive acquisition of the isothermal remanent magnetization (IRM) and thermal demagnetization of the IRM (3 axis-IRM) was performed using a M2T-1 pulse magnetizer (Ferronato) and a 2G magnetometer (Enterprises). Susceptibility data was measured using AGICO KLY-2 & 3 Kappabridges (Geofyzika Brno) to monitor the neoformation of spurious minerals during the thermal treatments.

In total 244 TH demagnetizations for Isuela section and 38 for the Gas line section were carried out using two demagnetization routines. A first pilot study was carried out with 13 steps every 50° up to 300°C and every 35° up to 500°C. After the pilot demagnetization, we selected a more detailed protocol of up to 21 steps starting with 20°C, 80°C, 150°C, then every 20° - 30° up to 560°C (when necessary), refining the step size to every 10° between 300 and 320°C. Additionally, 115 AF demagnetizations were performed in 12 steps (2, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, and 100 mT). Some AF samples were first subjected to TH demagnetizations up to 180°C, in an attempt to remove spurious components and low unblocking temperature minerals. Specifically, the AF dataset was generated with the aim of supporting the interpretation of the overall results when the quality of TH demagnetization data for some specimens suggested neoformation of minerals in the oven or was in general poor quality.

Paleomagnetic directions were calculated by means of end-point and principal component analyses (PCA; Kirschvink, 1980) using the *Paldir* software (Utrecht University). Profile means were calculated using Fisher's statistics (1953). Reversal tests were carried out using a bootstrapping method and PmagPy software (Tauxe, 2009).

5.2. Components, stability and reliability

Natural remanent magnetization (NRM) was found to range between 6 and 1.275×10^{-6} A/m, with an average of 206×10^{-6} A/m, and bulk susceptibility from a diamagnetic domain (-6.1×10^{-6} SI) to a weakly paramagnetic one (153×10^{-6} SI), with an average of 22×10^{-6} SI (Fig 3a and 5). The magnetic record was mostly carried by magnetite, as attested by many unblocking temperatures being as high as 500 - 560°C (Fig. 4a). In addition, there were relatively few samples displaying high coercivities and unblocking temperatures (Fig. 4b) of more than 600°C (likely due to hematite). However, the primary record was commonly elusive above 540°C, in some cases due to neoformation of minerals in the oven. Indeed, this problem was observed in a small group of samples at oven temperatures of above 240°C meaning that they could provide no reliable data. Lowrie's tests (1990) confirmed all the observations indicated above (Fig. 4b) except for the likely (and probably non-significant) occurrence of iron sulphides suggested by some drops in the TH demagnetization around the 300-400°C range.

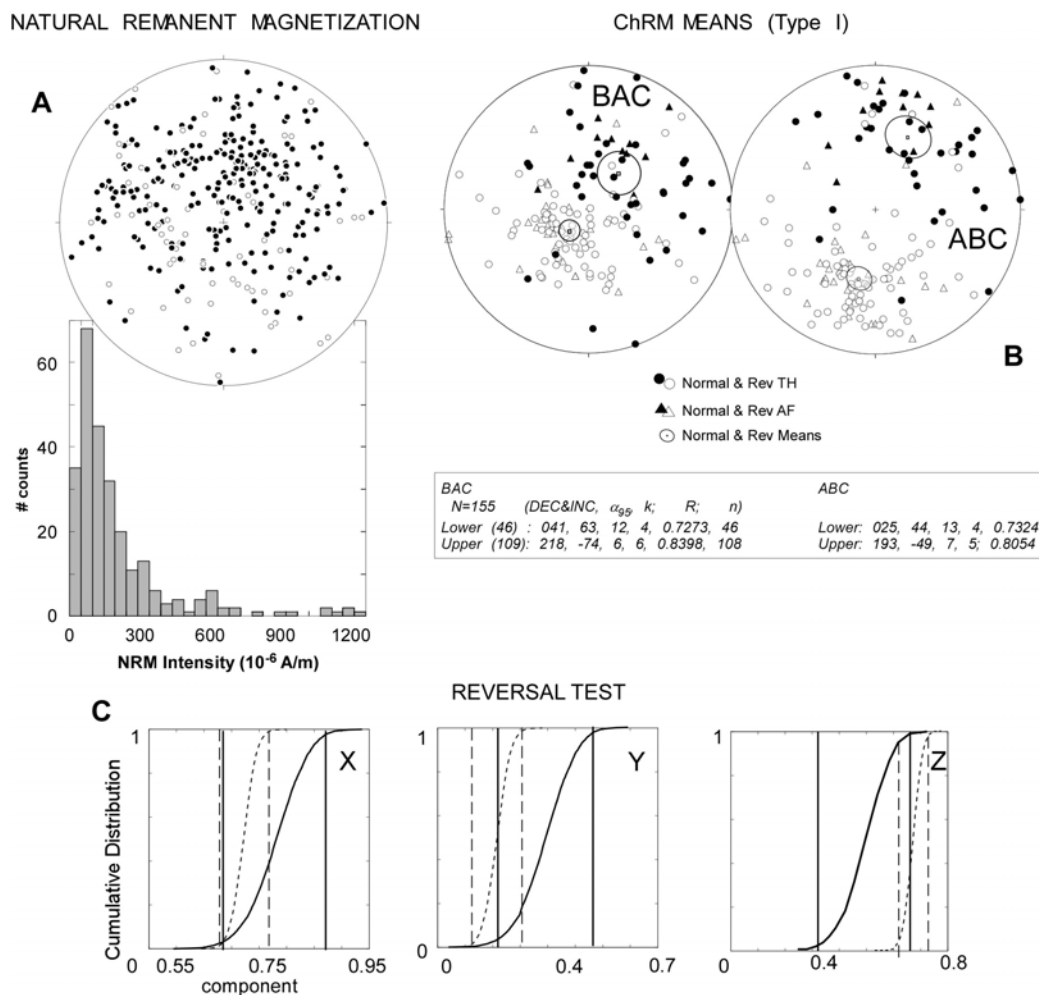


Figure 3. Characterization of paleomagnetic directions means and stability tests for the Isuela section. A) Orientation of natural remanent magnetization and histogram of intensities. B) Primary

component means before & after bedding correction (Type-1). C) Reversal test following the bootstrapping approach (Tauxe, 2009).

Demagnetization diagrams (Fig. 3 and 4a) reveal a low temperature and viscous component up to 250°C (Dec & Inc: 009, 65; α_{95} : 3°, K: 5), very similar to the present geomagnetic field (Dec & Inc: 359, 57 deduced from the National Geophysical Data Center) that strongly influences the NRM (Fig. 3a). At higher temperatures (210 to 560°C), demagnetization diagrams display normal and reverse components decaying towards the origin and show several demagnetization steps (Fig. 4).

In total (including Gas line samples), we calculated 250 individual paleomagnetic directions (ChRMs) from the orthogonal diagrams (including 61 from AF demagnetizations). This set represents a 63% success rate considering all the samples measured. Remaining data was rejected due to mineral neoformation in the oven, gyro-remanence (AF demagnetizations) or the impossibility of calculating any reliable direction. ChRM directions were classed as a function of the quality of the data indicated by the PCA. Type-1 directions (69% of the successful set) were obtained with three or more demagnetization steps and are characterized by maximum angular deviations $\leq 15^\circ$, while type-2 comprises the rest (31%). Although both types were used for calculating VGP paleolatitudes, only type-1 samples were used to define the polarity changes and to build the local polarity sequence (LPS).

The stereographic projection (Fig. 3b) of type-1 vectors after bedding correction (ABC) were found to have two pseudo-antipodal components with non-significant differences with respect to the expected inclination (53°); a normal polarity component: Dec: 025, Inc: 44 (k: 4; α_{95} : 13°; R: 0.7324) and a reverse component Dec: 193, Inc: -49 (k: 5; α_{95} : 7°; R: 0.8054). The quality of the polarity means (α_{95} and k) showed similar parameters before and after bedding correction (BAC & ABC; Fig. 3b). Notably, the combined analysis of remagnetization circles and direct observations (McFadden and McElhinny, 1988), performed by Rodríguez-Pintó et al. (2008), predicted significantly larger deviations with respect to the reference (Dec: 030, Inc: 36 [k: 65, α_{95} : 3°]), in agreement with other rotation datasets in the area (Hogan, 1993; Pueyo et al., 2002).

The bootstrapping approach to the reversal test (Tauxe, 2009) involves plotting cumulative distributions of the Cartesian coordinates of the bootstrapped common mean (normal plus reverse). In all cases, confidence intervals for the normal and reverse antipodes overlap on all three axis (Fig. 3c), demonstrating that the normal and reversal means cannot be distinguished at the 95% level of confidence. That is, the Isuela section passes the reversal test suggesting the primary character of the magnetization. Although the monoclinical nature of our profile means that the fold test cannot be applied, we believe that the dataset can be interpreted as a primary record of the magnetic field; this is in agreement with extensive evidence in the Southwestern Pyrenean Basin, including in the Bartonian (Hogan, 1993; Pueyo et al., 2002 and 2004; Larrasoaña et al., 2003 and 2004) Bartonian-Lutetian (Oms et al., 2003) and, especially, the Lutetian-Ypresian (Mochales et al., 2012a; Rodríguez-

Pintó et al., in review) where similar rock types and formations have been studied in equivalent structural locations.

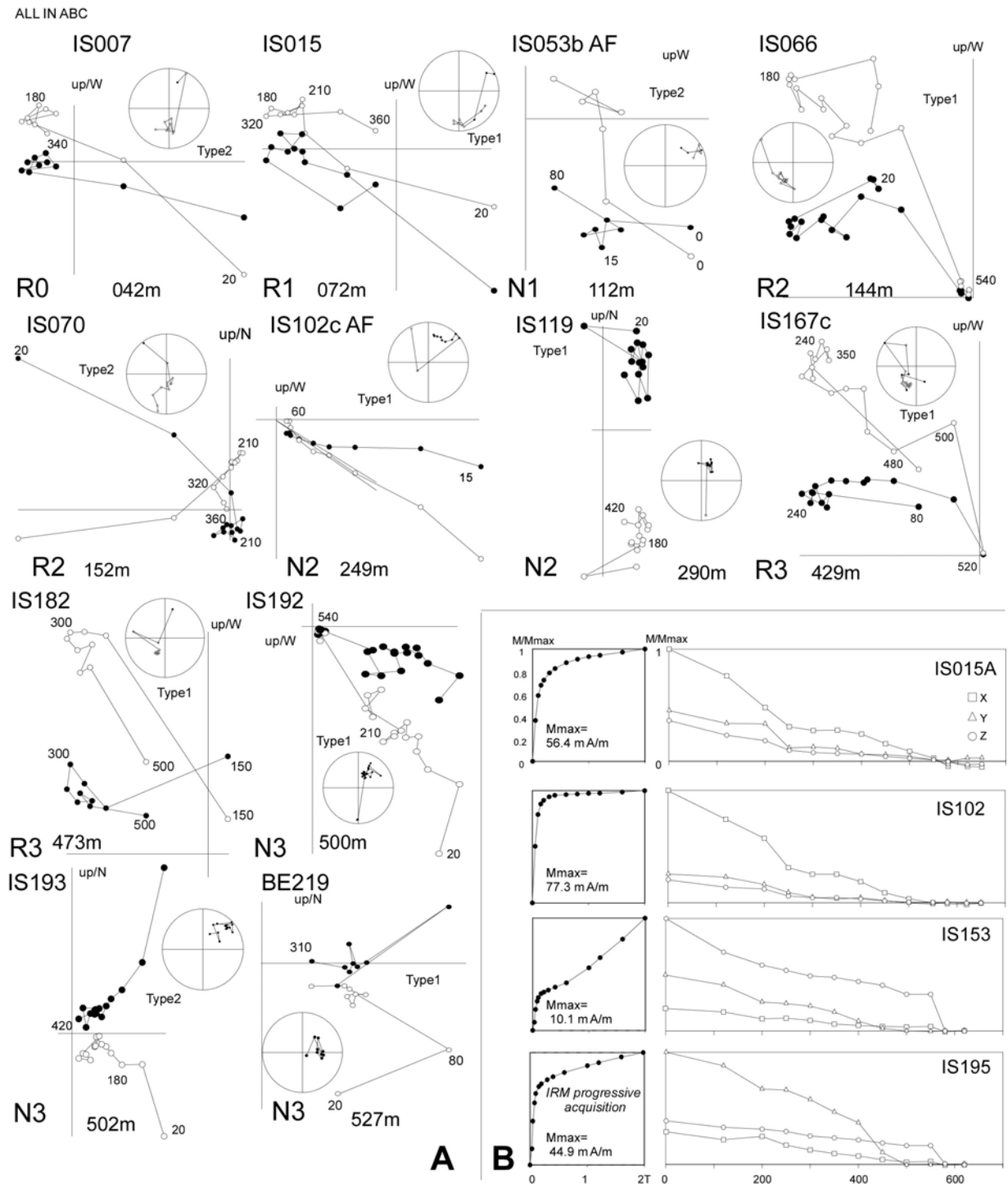


Figure 4. A) Orthogonal diagrams of thermal demagnetization of the Isuela section samples. Stereographic projection directions and the normalized intensity decay diagrams are also shown. B) Progressive isothermal remanent magnetization acquisition & Lowrie's tests (1990).

There is some scattering in the paleomagnetic signal in the Isuela section (Fig. 3b). In view of the Lowrie's test (1990) data, this noise cannot be attributed to the occurrence of magnetic sulphides as in the case of the Bartonian to Ypresian mudstones of the Ainsa and Jaca basins (Larrasoaña et al., 2003; Rodríguez-Pintó et al., in review; Mochales et al., 2012b). It is more likely that the source of this noise is magnetic overlapping as has been detected in the Eastern part of the Lutetian basin (northern Balzes anticline), where a reverse and post-folding component has partially erased the primary record (Rodríguez-Pintó et al., 2011; and Rodríguez-Pintó, et al. in review). In any case, the scattering in the Isuela sector is comparable to that observed in many magnetostratigraphic studies in similar rocks of the same age (Oms et al., 2003; Larrasoaña et al., 2008; Molina et al., 2011; Payros et al., 2011) and can be considered acceptable, in view of the consistent pattern of magnetozones (Fig. 5). For that reason and aiming to generate a filtered VGP column ensuring the reliability of the LPS and reducing the magnetic noise to some degree, we have only used type-1 samples to build the LPS (Fig. 5).

5.3. Local Paleomagnetic Sequence

The bottom of the Isuela profile begins with approximately 25 m of limestones of the Boltaña Fm. (Samsó et al., in press) followed by an unconformity at the base of the Guara Fm. Paleomagnetic data from this lower part have poor quality reverse polarity (R0), evidence from type-2 samples indicating the same pattern. This first reverse would be in agreement with the Ainsa Basin magnetostratigraphy at the top of the Boltaña Fm. [Bal Ferrera section by Mochales et al., 2012b).

Within the Guara Fm., we are able to characterize three pairs of magnetozones in the Isuela composite section and an extra pair at the base of the Arguis Fm., on top of the profile, if the Gas line section is considered (Fig. 6). In general, reverse magnetozones are better defined than the normal ones. Local magnetozones have been defined with, at least, six consecutive reliable sites, although most of them are defined by more than 10. The upper boundary of the uppermost reverse magnetozone (R4 within Arguis Fm) was estimated using the magnetostratigraphic section by Kodama et al. (2010) located at the same position (Gas line section).

The base of the Guara Fm. at the Isuela section begins with a reverse polarity (R1) from the unconformity up to meter 81 (magnetozone spans by 31 m, Fig.5). The N1 magnetozone has a normal polarity up to 114 m. Six type-1 plus another 6 type-2 samples clearly demonstrate the normal polarity zone N1 and the onset of R2. The R2 magnetozone unambiguously continues up to meter 207 (26 type-1 and 12 type-2 samples). The distinct R2/N2 boundary gives rise to the long (161.5 m) and nosier N2 zone; defined by several sites (32 type-1 + 4 type-2). Within N2, two poorly defined reverse zones (around meters 230 and 310) do not fulfill the criteria to be established as local zones (4 and 3 type-1 samples respectively).

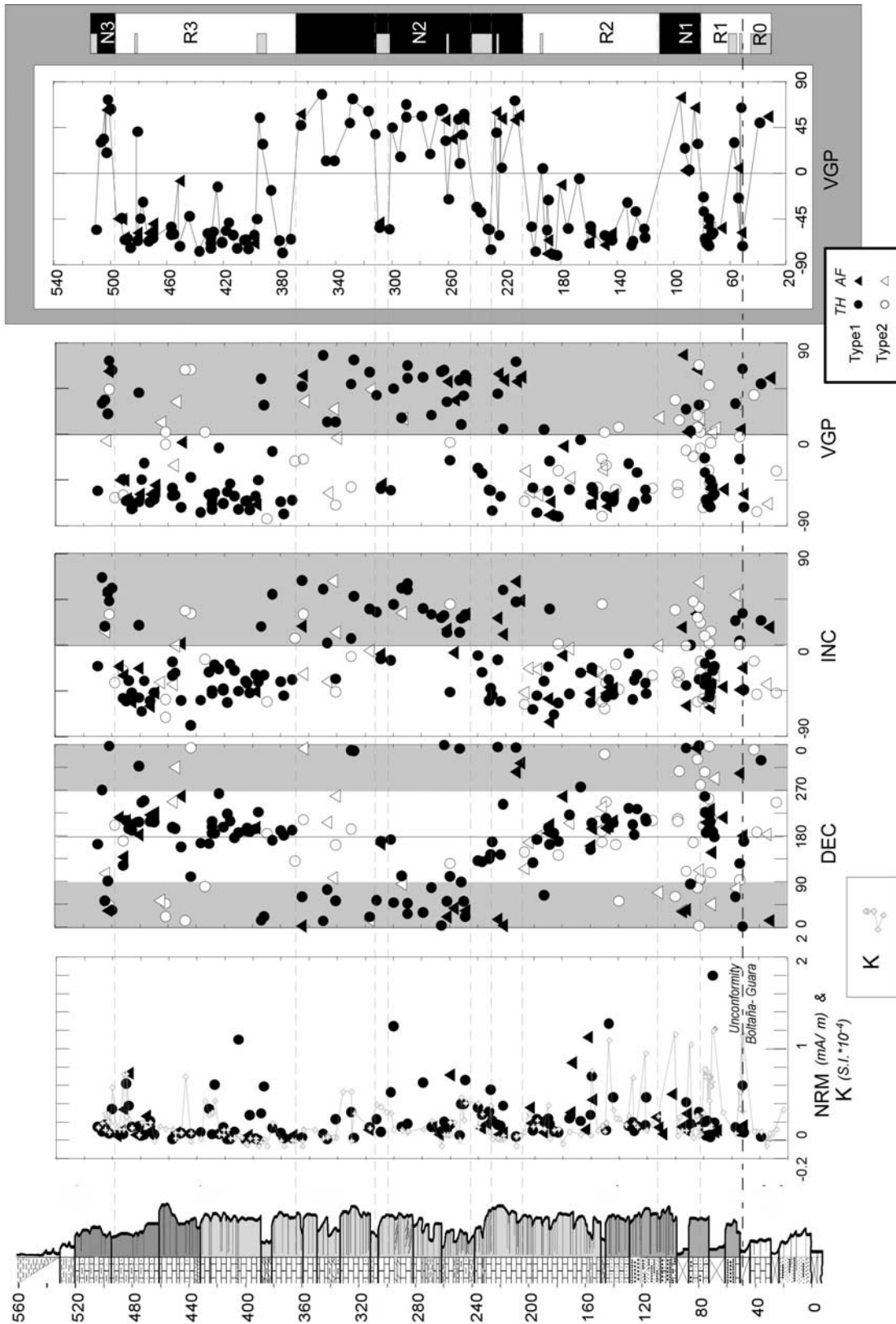


Figure 5. Paleomagnetic results from the Isuela section, from left to right: lithostratigraphic log, Natural Remanent Magnetization (mA/m) & bulk of susceptibility (S.I.*10⁻⁴), declination & inclination after bedding correction, virtual geomagnetic poles and local polarity sequence.

Again, the top of N2 (meter 368.5) is more evident by observing the more stable and clearer R3 zone; 32 sites (after filtering) over 128 m and extending up to meter 497. Finally, the base of the upper magnetozone (N3) is accurately located in the Isuela section but the outcropping conditions prevent further sampling and we were unable to establish its upper boundary (6+1 type 1 and 2 respectively). Unfortunately, the top of N3 cannot be reliably monitored at the Gas line section (Fig. 6). That is, measurements of samples from this section were very noisy (very variable VGP) and hence we cannot rely on them to determine the top of N3. However, as will be discussed later, this uncertainty has no implications for the recalibration of the Lutetian SBZ, though it is an issue that should be addressed in future research.

6. Discussion: Lutetian SBZ Calibration

6.1. Paleomagnetic calibration

Firstly, we can attempt to independently correlate the seven local magnetozones identified at the Isuela section (Fig. 7) with the geological time scale (Gradstein et al. 2004). We will consider the biostratigraphic data in a broad sense (Canudo et al., 1988 and 1991; Samsó et al., 1994); these authors agree on the Lutetian age of the Guara Formation. The goal is to obtain a more independent chronological calibration based only on the local magnetic sequence. Then, we will cross-calibrate the two scales to redefine the new SBZ boundaries.

The first reverse magnetozone, R0, at the bottom of the profile and located at the top of the Boltaña Fm., seems to correspond to C22r (Upper Ypresian) in agreement with magnetostratigraphic data from the Bal Ferrera section (R3 in Mochales et al., 2012b).

The boundaries of this magnetozone cannot be accurately constrained in the GPTS scale since the lower part is absent and the upper part of Boltaña Fm. is clearly eroded in this section.

Above the Boltaña Fm., we have identified six magnetozones within the Guara Fm. This pattern can be easily correlated to the GPTS considering the Lutetian age from previous studies (Canudo et al., 1988 and 1991 and Samsó et al., 1994): R1 and N1 must belong to chron C21. The base of R1 cannot be precisely calibrated since we have not found the C22n/C21r boundary (48.599 Ma) as defined by Gradstein et al. (2004), but its top (81 m) can be located at 47.235 Ma (C21r/C21n). Further, the upper boundary of N1 (114 m) is tied at 45.346 Ma. The magnetozone R2 is identified as C20r (45.346 - 42.774 Ma). In a similar way, N2 is assigned to C20n (42.774 to 41.590 Ma). Finally, R3 and N3 magnetozones are identified as C19r and C19n respectively (41.590- 40.671 & 40.671 to 40.439 Ma), although the upper boundary of N3 (Isuela section) cannot be exactly assigned. Therefore, the Arguis

Fm. base (R4) defined by Hogan (1993) and by Kodama et al., (2010) must correspond to C18r.

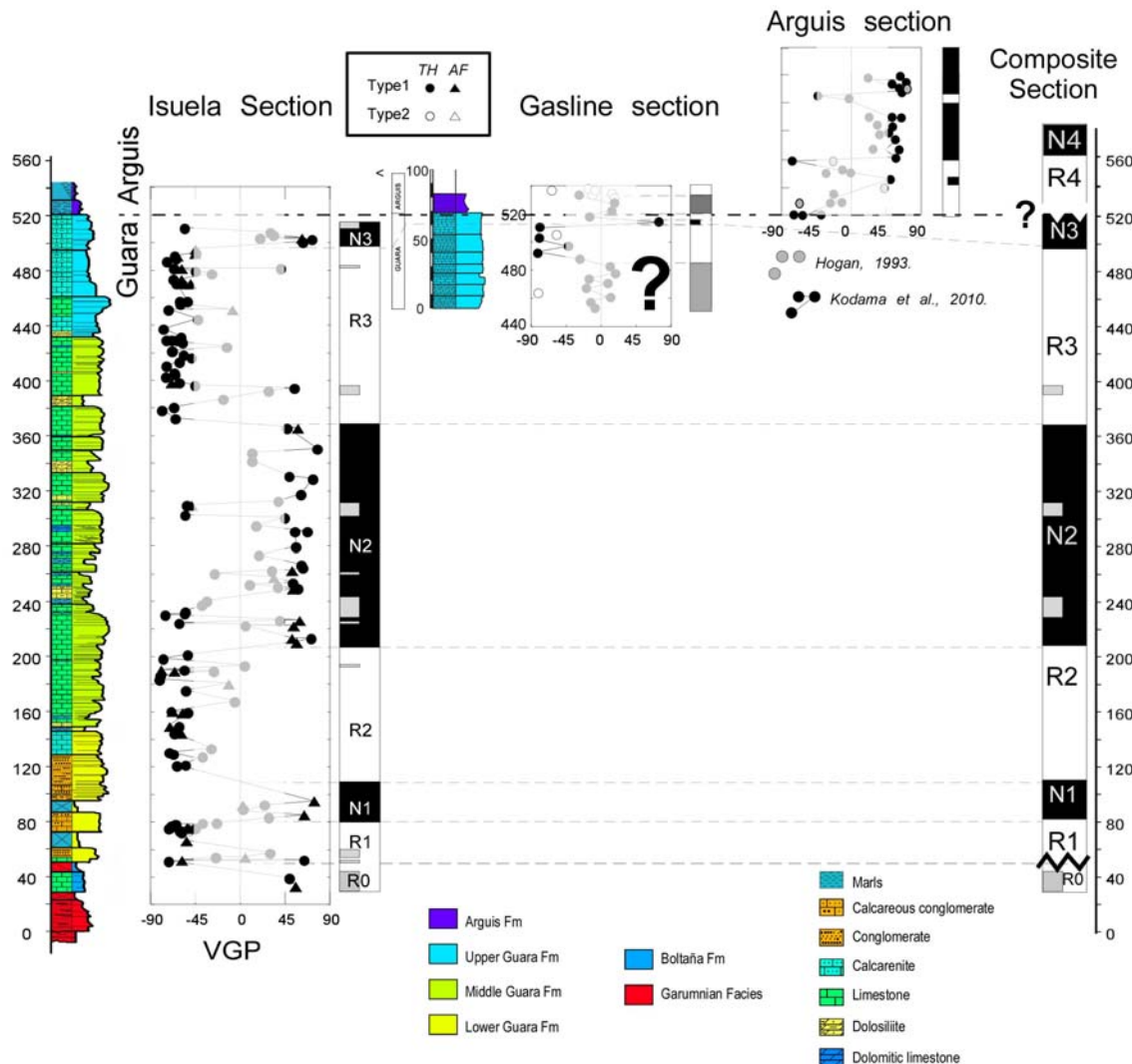


Figure 6. Composite section (Isuela, Gas-line and Arguis sections). All sections include lithostratigraphic log (except Arguis), Virtual Geomagnetic Poles and Local Polarity Sequence.

6.2. Biostratigraphic calibration:

Three biostratigraphic boundaries have been identified within the Isuela and Gabardiella sections (Figs. 2A, 2B, and Supplementary Material B). The correlation between the larger foraminiferal biozones (SBZs) and the magnetozones at the Isuela section (Fig. 7) has the following implications. The boundary between the Early Lutetian and the Middle Lutetian 1 (SBZ 13 - SBZ 14) is located in the first third of the chron C20r (estimated to be at 44.52 Ma assuming a constant accumulation rate within the chron). The limit between the Middle Lutetian 1 and Middle Lutetian 2 (SBZ 14 and SBZ 15) is imprecise, this boundary interval spans from 41.36 to 42.45 Ma, and it is constrained between the uppermost part of C20n and the lowermost part of C19r. The boundary between Middle Lutetian 2 and Late Lutetian (SBZ 15

and SBZ 16) is located in the middle part of the C19r (41.12 Ma). Finally, the base of SBZ 13 cannot be accurately constrained given that the bottom of the Guara Fm. is an unconformity; similarly, the top of the SBZ 16 (Lutetian-Bartonian boundary) may already fall in the marls of the Arguis Fm. and could not be exactly characterized because of a lack of resolution in the Gas line section.

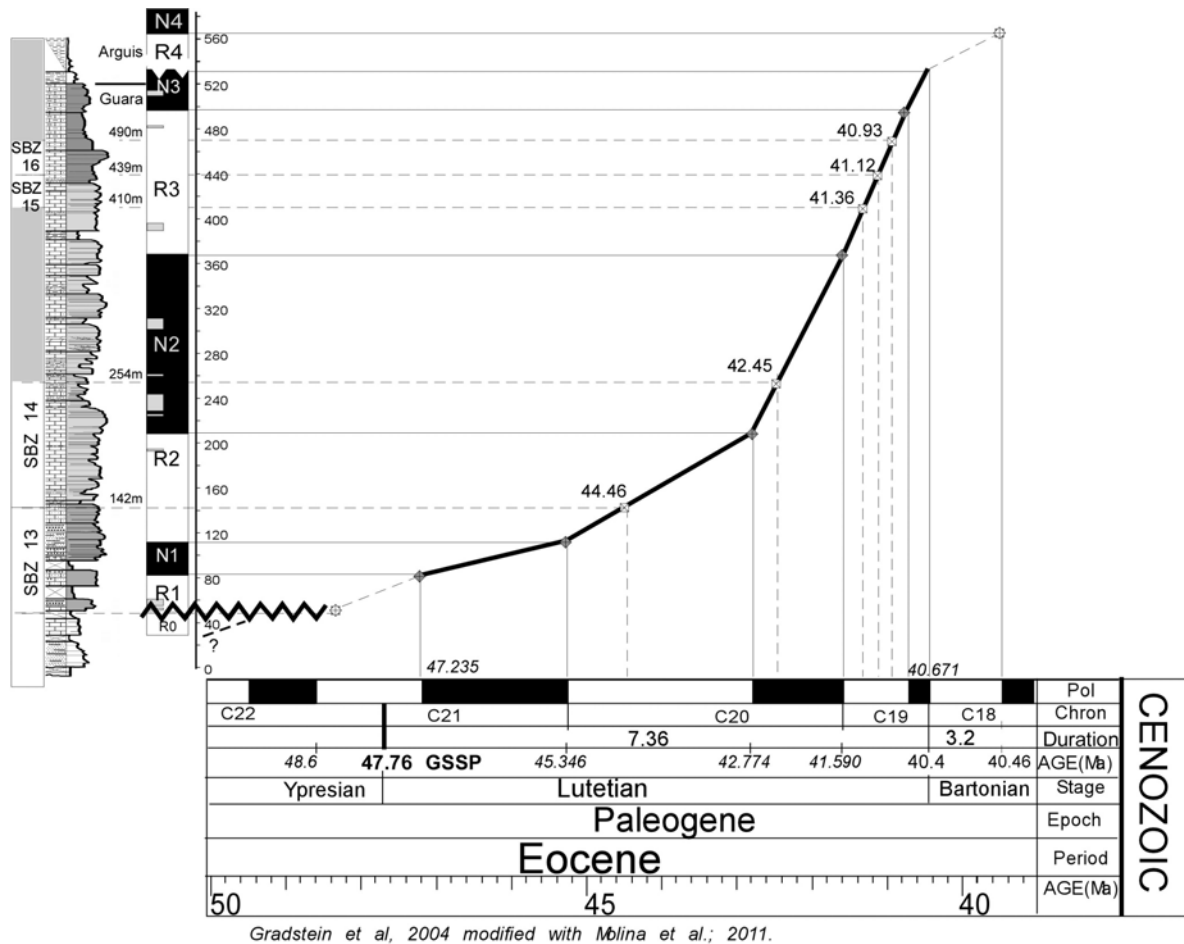
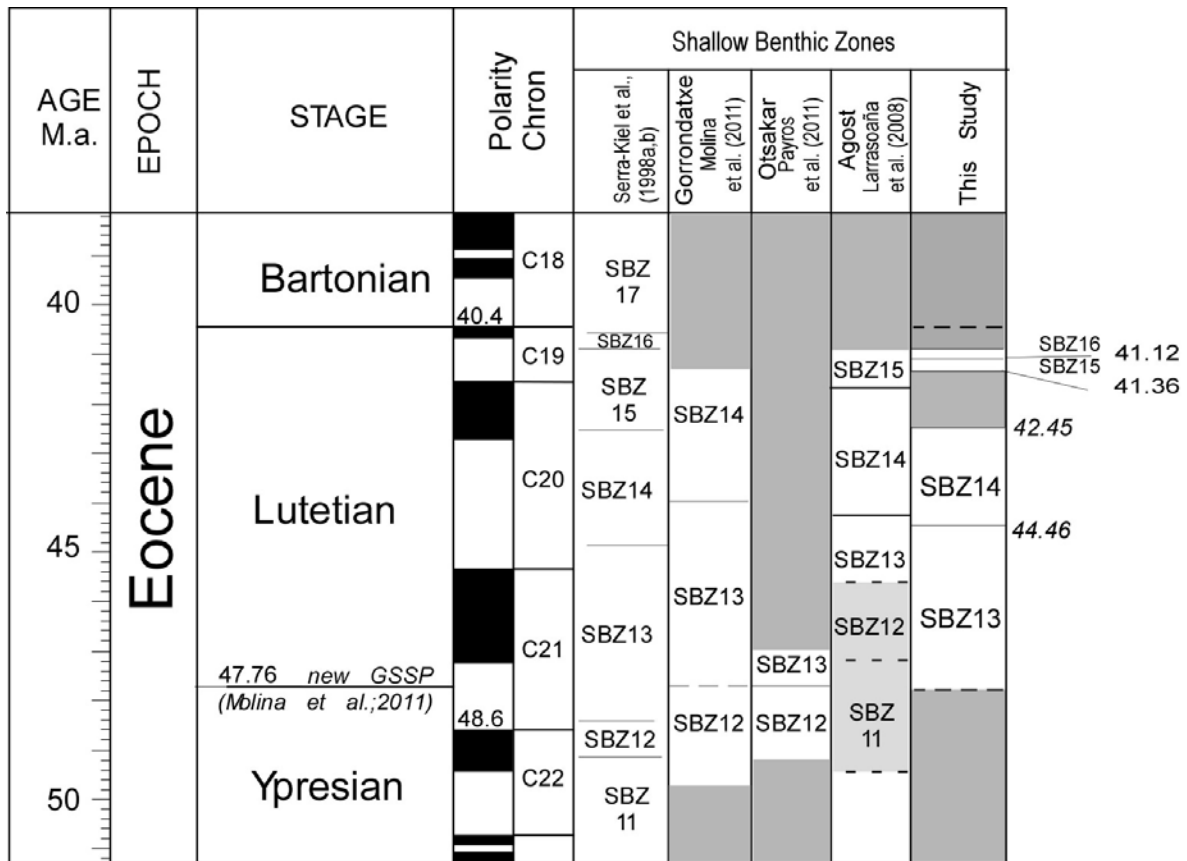


Figure 7. Correlation between the Isuela local magnetic sequence and the geomagnetic Polarity Time Scale (Gradstein et al., 2004 and Molina et al., 2011). Intercalibration between paleomagnetic and biostratigraphic data (biostratigraphic data at the left); note that new absolute ages for the SBZ boundaries are deduced from this calibration assuming a constant accumulation rate between chron boundaries.

6.3 Comparison with previous shallow benthic zonations

This new and accurate calibration differs (Fig. 8) from the original SBZs (Serra-Kiel et al., 1998a, subsequently adopted in Luterbacher et al., 2004) and from recently proposed recalibrations at the Agost, Gorrondatxe and Otsakar sections in Spain (Larrasoana et al., 2008; Molina et al., 2011 and Payros et al., 2011 respectively):

- Overall, SBZ 13 is relatively similar to previous interpretations (Serra-Kiel et al., 1998a; Larrasoaña et al., 2008 and Molina et al., 2011) except for its top, which is ≈ 0.4 My younger in our new calibration than on the former scale (Serra-Kiel et al., 1998) and it reaches the lower third of C20r (44.46 Ma, Fig. 8).



Granstein et al.; 2004 and modified with Molina et al.; 2011.

Figure 8. Comparison between the new SBZ Lutetian calibration from this paper and previous scales: Serra-Kiel et al., 1998a; Larrasoaña et al., 2008; Molina et al., 2011; Payros et al., 2011.

- In contrast, the new SBZ 14 could significantly modify the original scale (Serra-Kiel et al., 1998a). In our work, the top of this zone was calculated to lie between 41.36 and 42.45 Ma, meaning an undefined zone of 1.1 My. If we consider our upper bound (41.36 Ma) the SBZ 14/15 is ≈ 1.2 My younger than previously thought (Serra-Kiel et al., 1998a) and ≈ 0.4 My younger than in Agost (Larrasoaña et al., 2008). On the other hand, if the lower bound is considered, the age is found to be similar (42.45 Ma) to the original (Serra-Kiel et al., 1998a).
- Finally, the new top of SBZ 15 can be accurately dated at 41.12 Ma (C19R), which is ≈ 0.25 My older than in Serra-Kiel et al. (1998a).
- Although these data are not dramatically different, our zone boundaries are much more reliable than any other previous scale. In addition, this data can be

complemented by the Otsakar section, where the SBA 12/SBZ 13 boundary has been found.

7. Conclusions

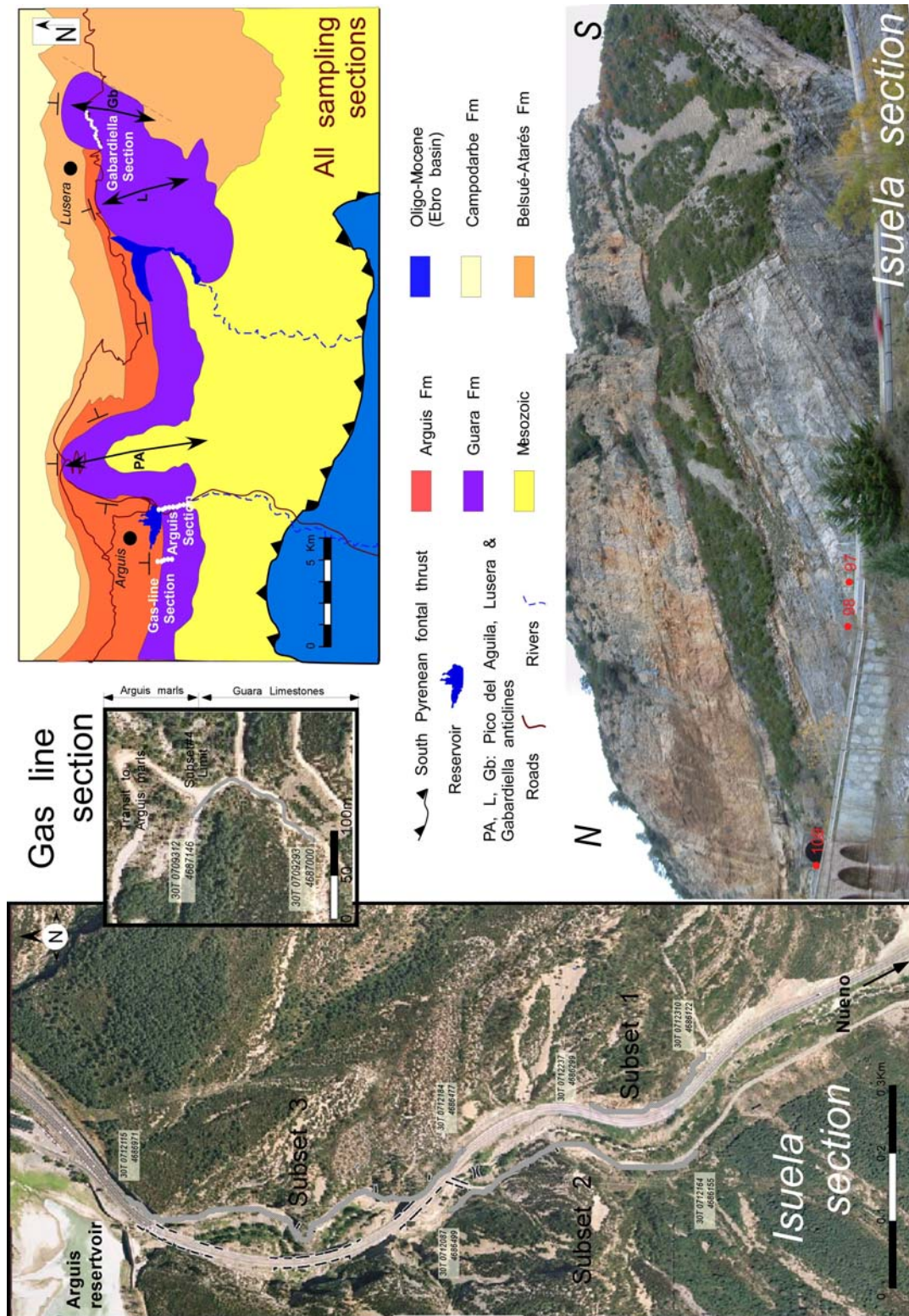
The Isuela section in the Southern Pyrenees represents a complete and long (>500 m) record of a shallow shelf environment with an excellent record of the evolutionary trends of shallow benthic foraminifera during Lutetian times. Exhaustive magnetostratigraphic (235 levels sampled in total) and biostratigraphic studies (100 samples + complemented by 155 from the Gabardiella section) were performed and allow us to propose a recalibration of the Lutetian Shallow Benthic Zones. This new calibration involves the relocation of three boundaries of the zones:

- SBZ 13 top is now located in the lower part of the C20n at 44.46 Ma
- SBZ 14 top was not able to be accurately located and represents a boundary interval spanning from 41.36 to 42.45 Ma (around the C20n-C19r reversal)
- SBZ 15 top can be relocated within the middle part of C19r at 41.12 Ma.

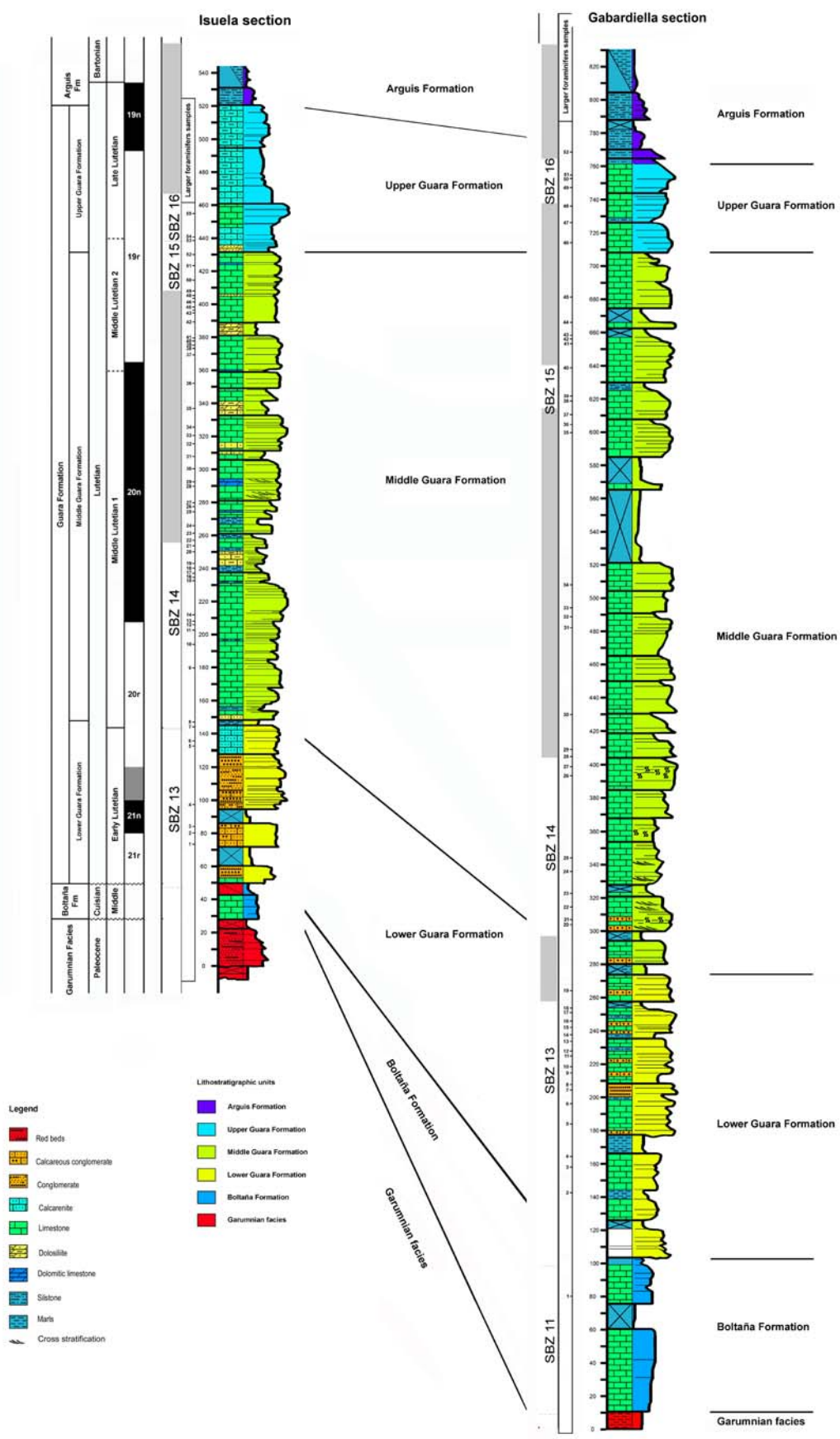
Comparing our results with previous SBZ calibrations (Serra-Kiel et al., 1998a; Luterbacher et al., 2004; Molina et al., 2011) we conclude the following. First, the bottom of SBZ 14 is 0.4 My younger than previously proposed. Second, the bottom of SBZ 15 may be up to 1.2 My younger, and this zone seems to be shorter than suggested by Serra-Kiel et al. (1998a). Finally, SBZ16 is 0.25 My older. We can also derive some more general implications for Pyrenean geology: the Guara Fm. spans from at least C21r to 40.599 Ma (C19n), and the boundary with the Arguis Fm. is probably within the chron C19n (Late Lutetian), though it has not yet been accurately constrained.

Acknowledgements: *This work was supported by a fellowship from the University of Zaragoza - BSCH - Fundación Carolina (ARP). Research funding came from the projects Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE MEC, CGL2009-14214 MICINN and CGL-2011-27869-BTE MEC) and 3DR3 & GeoPyrDatabases (PI165/09 & CTPP01/07 Gob. Aragón). We would also like to thank all those who helped with the study. In particular to Cor Langereis, Mark Dekkers & Tom Mullender from University of Utrecht, Juanjo Villalaín and Ángel Carrancho from University of Burgos and Elisabet Beamud and Elisenda Costa from University of Barcelona in the laboratory and analysis phase. Paleomagnetic data processing was carried out using Paldir and Palfit programs from Paleomagnetic Laboratory at Utrecht University. Stereographic projections were made using the Stereonet program (6.3.2) developed by Richard Allmendinger, and the reversal test was carried out with the Pmagpy (2.6) software package from L. Tauxe (2010).*

ON-LINE SUPPLEMENTARY MATERIAL:



A) On the left, detailed paleomagnetic sampling of Isuela and Gas line sections (original photographs from Aragón Territorial Information System [SITAR]). On the upper right panel, all sampled sections (including Gabardiella) in a map view. In the lower right panel, the Guara limestones showing their appearance in the field and the site of some paleomagnetic samples (in photograph).



- B) High resolution correlation between *Isuela* and *Gabardiella* litho-biostratigraphic sections.
C) Systematic Remarks on the Larger Foraminifera

SYSTEMATIC REMARKS ON THE LARGER FORAMINIFERA

Family Hauerinidae SCHWAGER 1876

Subfamily Miliolinellinae VELLA 1957

Genus *Idalina* Schlumberger and MUNIER-CHALMAS 1884

Idalina berthelini SCHLUMBERGER 1905

Pl. 9 Figs. 1-8

1905 *Idalina berthelini* n. sp., Schlumberger, p. 120-122; text-Figs. 7-9; Pl. 2 Figs. 33 and 33a

1962 *Idalina* cf. *bertholini*, Escandell and Colom, p. 119; Fig. 18

1975 *Idalina berthelini*, Colom, p. 226; Fig. 81

Previously, this species has only been described by Schlumberger (1905) with isolated specimens, but the abundance in our material permitted us to take thin sections and, hence, build up the following detailed description.

Macrospherical Forms. The morphology of the shell is ovoid to subspherical. The proloculus of the diameter measures 0.130-0.320 mm. The initial growth shows the triloculine stage (1 or 2 cycles) followed by a biloculine stage in the remaining whorls. The diameter of the axial section varies from 1.75 to 2.0 mm and the equatorial diameter between 1.8-2.0 mm for 5-6 whorls.

Microspherical Forms. The morphology of the shell is subspherical and usually is larger than macrospherical forms. The basal layer is thick slightly undulate. The initial growth, composed of 2-3 cycles, is pluriloculine, then 1-2 cycles are quinqueloculine and 1 triloculine, while the remaining whorls are in the biloculine stage. The diameter of the axial section varies from 2.2 to 2.3 mm and of the equatorial section from 2.3 to 2-7 mm.

Stratigraphic distribution. According to our data the presence of this species in the Isuela section (Fig. 2A) from sample I-3 to sample I-51 and in the Gabardiella section (Fig. 2B) from sample G-8 to G-46 implies that this species is Early Lutetian or SBZ 13 to lowermost Upper Lutetian or SBZ 16 in age.

Family Fabularidae EHRENBERG 1839

Genus *Fabularia* DEFRANCE 1820

Fabularia roselli CAUS 1979

Pl. 7 Figs. 1-5; Pl. 8 Figs. 1-12

1976 *Fabularia* sp., Caus, p. 26 ; Figs. 1.1 and 1.2

1979 *Fabularia roselli* n. sp., Caus, p. 31, 33; text-Fig. 2; Pl. 1 Figs. 1-13

1988 *Fabularia roselli* CAUS, Drobne, Figs. 8.13 and 8.14

The abundance in our material of microspherical and macrospherical forms of this species permits us to add some detail to the description provided by Caus (1979). The macrospherical forms present the same morphological characters and parameters as described by Caus (1979). However, it is worth indicating that this form also has passages in the basal layer like in the microspherical forms. The microspherical forms have an ovoid to subspherical morphology, the basal layer increasing from the third biloculine chamber.

According to Caus (1979) the stratigraphic distribution of this form is "Biarritzian" or from the *Alveolina elongata* Biozone of Hottinger (1960). In the Isuela section (Fig. 2A), this form was associated with *Alveolina callosa* in samples I-1, I-2 and I-3, and in the Gabardiella section (Fig. 2B) was associated with *Alveolina tenuis* in sample G-11 and G-18 (Pl. 10 Figs. 13 and 14), *Alveolina obtusa* in sample G-12 (Pl. 10 Figs. 10 and 11) and *Alveolina stipes* in sample G-17. Combining all these data, the biostratigraphic range of *Fabularia roselli* extends from Early Lutetian or SBZ 13 to Late Lutetian or SBZ 16.

Genus *Pseudolacazina* CAUS 1979

Pseudolacazina hottingeri CAUS 1979

Pl. 4 Figs. 1-3; Pl. 5 Figs. 1-8; Pl. 6 Figs. 1-9

1979 *Pseudolacazina hottingeri* n. gen. n. sp., Caus, p. 33 and 36; text-Figs. 3-4; Pl. 2 Figs. 1-9; Pl. 3 Figs. 1-8

This form was well described by Caus (1979), but it is necessary to clarify its stratigraphical distribution. According to Caus (1979) this form is "Biarritzian" or from the *Alveolina elongata* Biozone of Hottinger (1960). In the Isuela section the first appearance of this form (Fig. 2A) was in sample I-1 and the last appearance in sample I-34; this stratigraphic interval corresponds to samples I-1 to I-20 containing *Alveolina stipes*, *Alveolina callosa*, *Alveolina tenuis*, *Nummulites beneharnensis*, and *Nummulites aspermontis*, indicating that this interval is Early Lutetian-Middle Lutetian 1 in age, that is, SBZ 13-SBZ 14. In the Gabardiella section (Fig. 2B), this form is found in the stratigraphical interval between samples G-8 and G-15, underlying this interval sample I-4 contains *Nummulites lehneri* and *Assilina spira abrardi* and overlaying the same interval samples I-11 and I-18 contain *Alveolina stipes* and *Alveolina tenuis* indicating an Early Lutetian age. On the basis of all these data, we can state that the biostratigraphic range of *Pseudolacazina hottingeri* extends from Early Lutetian or SBZ 13 to Late Lutetian or SBZ 16.

Family Alveolinidae EHRENBERG 1839

Genus *Alveolina* d'ORBIGNY 1826

Alveolina fusiformis SOWERBY in DIXON 1850

Pl. 12 Figs. 9-12

1960 *Alveolina fusiformis* SOWERBY in DIXON, Hottinger, p. 169-170; Pl. 12 Figs. 5-7, Pl. 14 Figs. 1-4; Pl. 17 Fig. 17; Pl. 18, Fig. 11; text-figures 92 and 94

1962 *Alveolina fusiformis* SOWERBY, Adams, p. 48; Pl. 1 Figs. 1-5; Pl. 2 Figs. 1-12; Pl. 3 Figs. 1-8

1965 *Alveolina fusiformis* SOWERBY, Dizer, p. 278; Pl. 4 Figs. 1-8

1974 *Alveolina fusiformis* SOWERBY in DIXON, Hottinger, p. 47, 50; Pl. 52

2008 *Alveolina fusiformis* SOWERBY, Sirel and Acar, p. 84; Pl. 76 Figs. 2-5

Description.

The shell has a fusiform to subcylindrical morphology and rounded poles. This species shows a morphological variability with common irregularities in the surface of the shell. A megalosphere, it is elongated in the axial section with an axial diameter between 0.220-0.375 mm. In particular, the axial diameters measures 3.9-5.8 mm, 5.0-7.4 mm and 6.8-8.8 mm and the equatorial diameter measures 0.77-0.98 mm, 1.0-1.3 mm and 1.3-1.7 mm at the 8th, 10th and 12th whorls respectively. The index of elongation ranges from 4.5 to 6.8. In the axial section, the first whorl is closed and the basal layer increases gradually from the 2nd whorl to external whorls. In the equatorial section, the basal layer is thin. Intercalated chamberlets are rare in the external whorls while supplementary passages are common in the poles.

Distribution.

According to Hottinger (1960), *Alveolina fusiformis* is associated with *Alveolina elongata* d'ORBIGNY in DESHAYES 1828 in San Lorenzo del Montgay (p. 190-191 op. cit.) and overlaying beds with large forms of *Nummulites millecaput* in Sorde (Pas de Charlemagne) associated with *Alveolina fragilis* HOTTINGER 1960 (p. 205 op. cit.). According to this author *Alveolina fusiformis* is "Biarritzian" in age. Dizer (1965) found *Alveolina fusiformis* associated with *Nummulites aturicus* JOLY and LEYMERIE 1848 (p. 278 op. cit.) and consider this form as Late Lutetian in age. Serra-Kiel et al. (1998a) and Sirel and Acar (2008) consider this species as SBZ 17 or Early Bartonian in age.

However, in the Isuela section (Fig. 2A) the first appearance of *Alveolina fusiformis* is in sample I-20 (Pl. 12 Figs. 9 and 12). It is associated with *Alveolina munieri* (Pl. 12 Figs. 16, 18 and 19) that is observed 10 m below, in sample I-18 containing *Nummulites beneharnensis* (Pl. 2 Figs. 11-15) and *Nummulites aspermontis* (Pl. 2 Figs. 6-10). This points to the Middle Lutetian 1 or SBZ 14. In the same section, the last appearance of *Alveolina fusiformis* is in sample I-41, 50 m lower than the first appearance of *Alveolina prorrecta* in sample I-52 (Pl. 12 Fig. 21). In the Gabardiella section (Fig. 2B), *Alveolina fusiformis* is observed from sample G-37 to G-43 and *Alveolina prorrecta* in sample G-39 (Pl. 12 Fig. 22). Taking all these data together, the biostratigraphic range of *Alveolina fusiformis* extends from Middle Lutetian 1 or SBZ 14 to Late Lutetian or SBZ 16. Plate 12 permits us to compare the specimens of *Alveolina fusiformis* of the Middle Lutetian from Isuela section (Pl. 12 Figs. 9-12) with specimens of "Biarritzian" from Grotte de Brassempouy and Lasserre (both Aquitaine, SW France) according to Hottinger (1960, Pl. 12 Figs. 13-15).

Plate 1

Assilina spira abrardi SCHAUB 1981

1 B-Form, sample G-4

2 and 3 A-Forms, sample G-4

Nummulites aspermontis SCHAUB 1981

4 B-Form, sample I-18

5 and 6 A-Forms, sample I-8

Nummulites beneharnensis DE LA HARPE 1926

7 B-Form, sample I-18

8 and 9 A-Forms, sample I-18

Nummulites lehneri SCHAUB 1981

10-11 B-Forms, sample G-4

12, 13, 14 and 15 A-Forms, sample G-4

Nummulites aff. *deshayesi* D'ARCHIAC and HAIME 1853

16 B-Form, sample I-53

17, 18 and 19 A-Forms, sample I-53

Nummulites deshayesi D'ARCHIAC and HAIME 1853

20 B-Form, sample I-55

21, 22 and 23 A-Forms, sample I-55

Plate 1

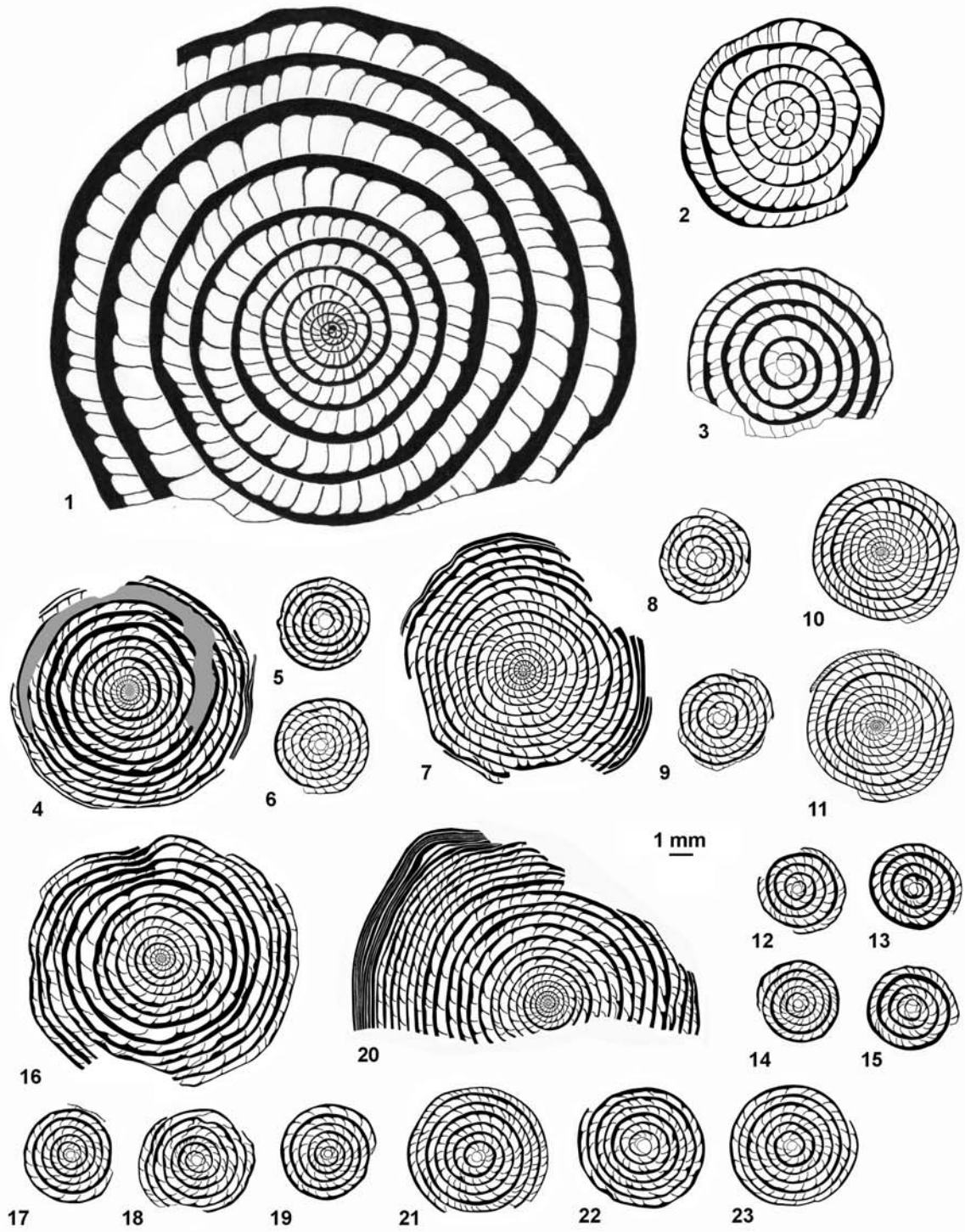


Plate 2

Nummulites lehneri SCHAUB 1981

1 B-Form, sample G-4

2, 3, 4 and 5 A-Forms, sample G-4

Nummulites aspermontis SCHAUB 1981

6 B-Form, sample I-18

7, 8, 9 and 10 A-Forms, sample I-18

Nummulites beneharnensis DE LA HARPE 1926

11 B-Form, sample I-18

12, 13, 14 and 15 A-Forms, sample I-18

Nummulites praediscorbinus SCHAUB 1981

16 and 17 A-Forms, sample I-8

Nummulites aff. *deshayesi* D'ARCHIAC and HAIME 1853

18 B-Form, sample I-53

19, 20, and 21 A-Forms, sample I-53

Nummulites bullatus AZZAROLI 1952

22 and 23 A-Forms, sample I-53

Nummulites migiurtinus AZZAROLI 1950

24 and 25 A-Forms, sample I-18

Nummulites deshayesi D'ARCHIAC and HAIME 1853

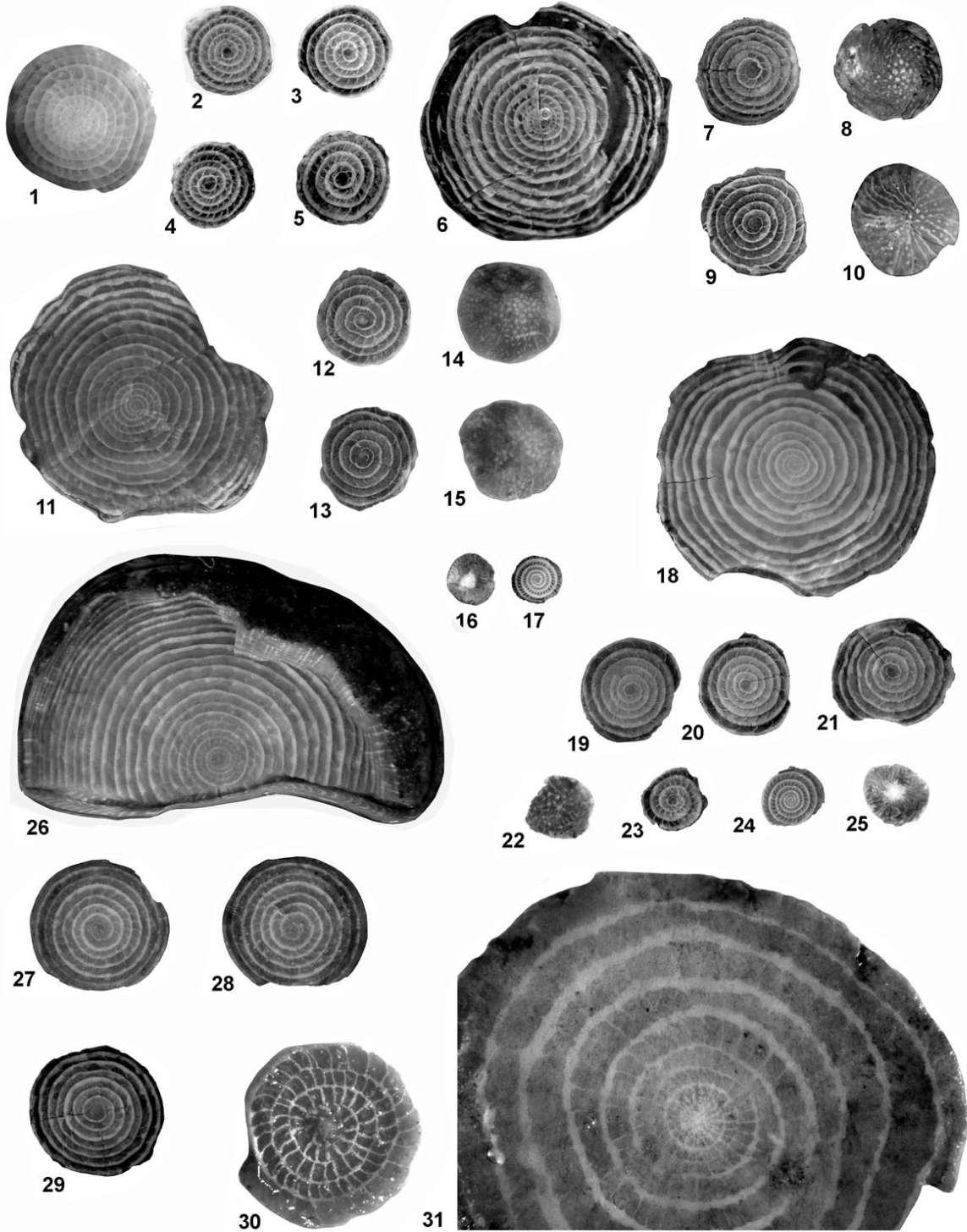
26 B-Form, sample I-55

27, 28, and 29 A-Forms, sample I-55

Assilina spira abrardi SCHAUB 1981

30 A-Form, sample G-4

31 B-Form, sample I-7



1 mm

Plate 3

Coskinolina roberti (SCHLUMBERGER 1905)

- 1 Longitudinal section, sample I-28
- 2 and 3 Oblique sections, sample I-31
- 4 Oblique section, sample I-24
- 5 Longitudinal section, sample I-33
- 6 and 12 Oblique sections, sample I-50
- 7 Oblique section, sample I-41
- 8 Oblique section, sample I-38
- 9 Longitudinal section, sample I-48
- 10 and 13 longitudinal sections, sample I-42
- 11 and 14 Longitudinal and oblique sections, sample I-45

Plate 3

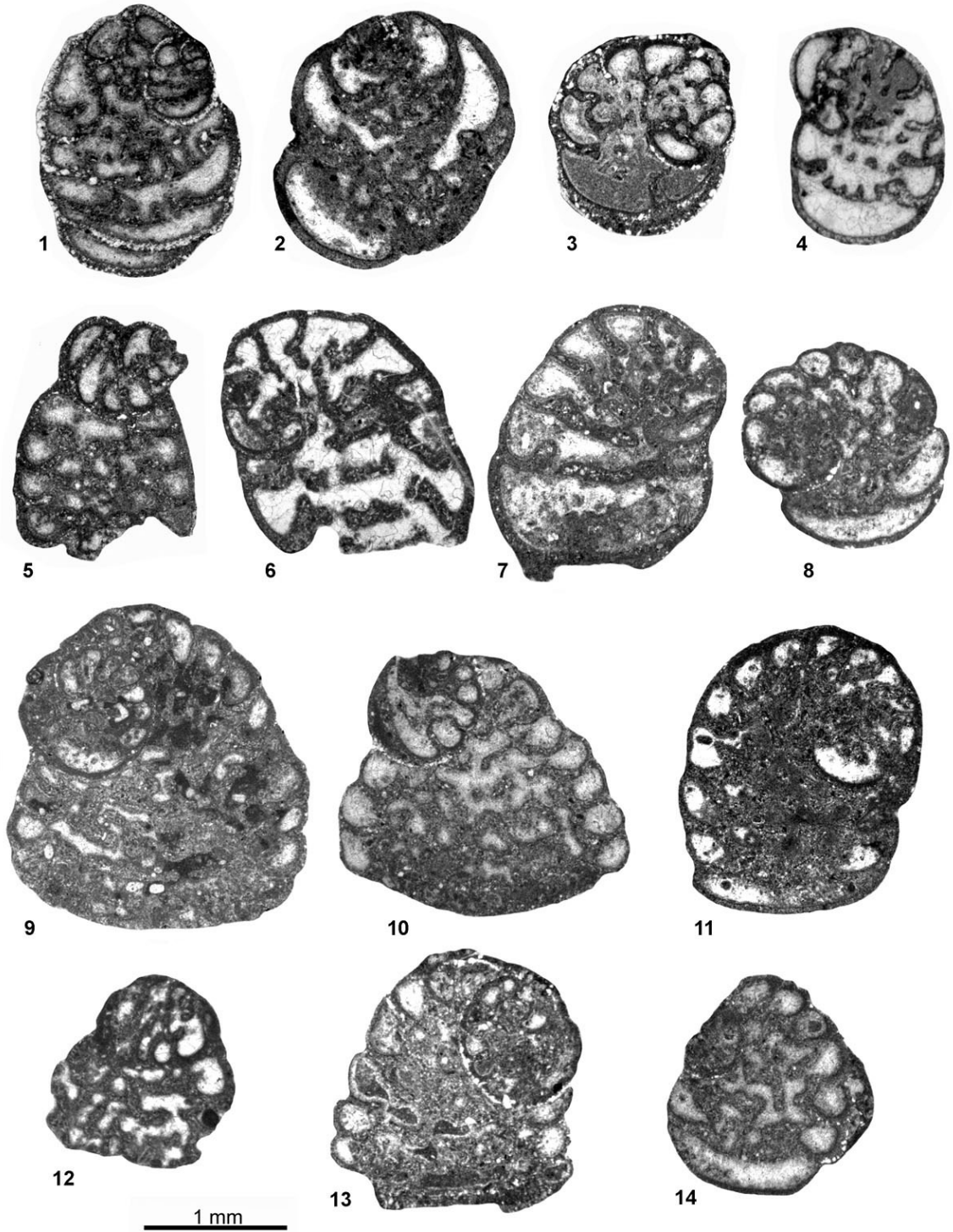


Plate 4

Pseudolacazina hottingeri CAUS 1979

1 B-Form, axial section, sample G-15

2 B-Form, axial section no centered, sample G-10

3 B-Form, oblique section, sample G-12

Plate 4

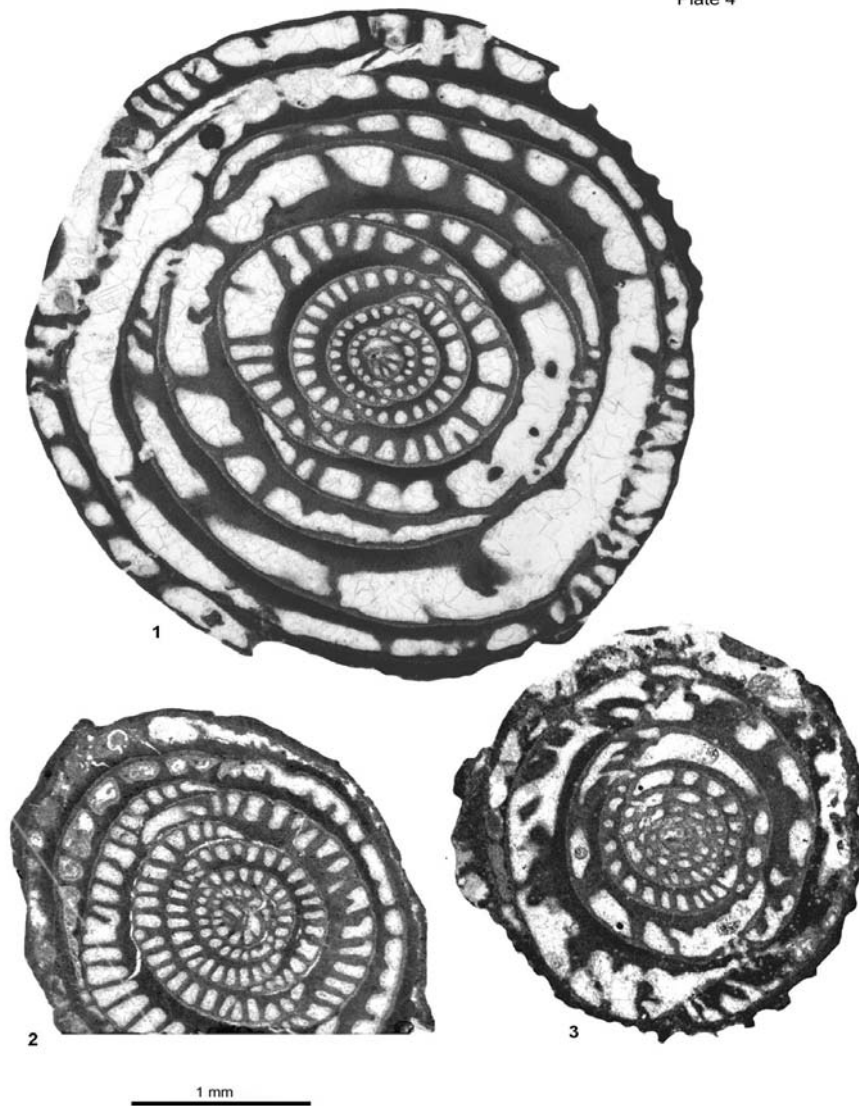


Plate 5

Pseudolacazina hottingeri CAUS 1979

- 1 A-Form, centered axial section, slightly oblique, sample G-15
- 2 A-Form, oblique section, sample G-15
- 3 Axial section slightly oblique, sample I-28
- 4 A-Form, axial section, sample I-34
- 5 A-Form, equatorial section no centered, sample I-30
- 6 A-Form oblique section, sample I-28
- 7 A-Form, axial section, sample I-30
- 8 A-Form, centered oblique section, sample G-60

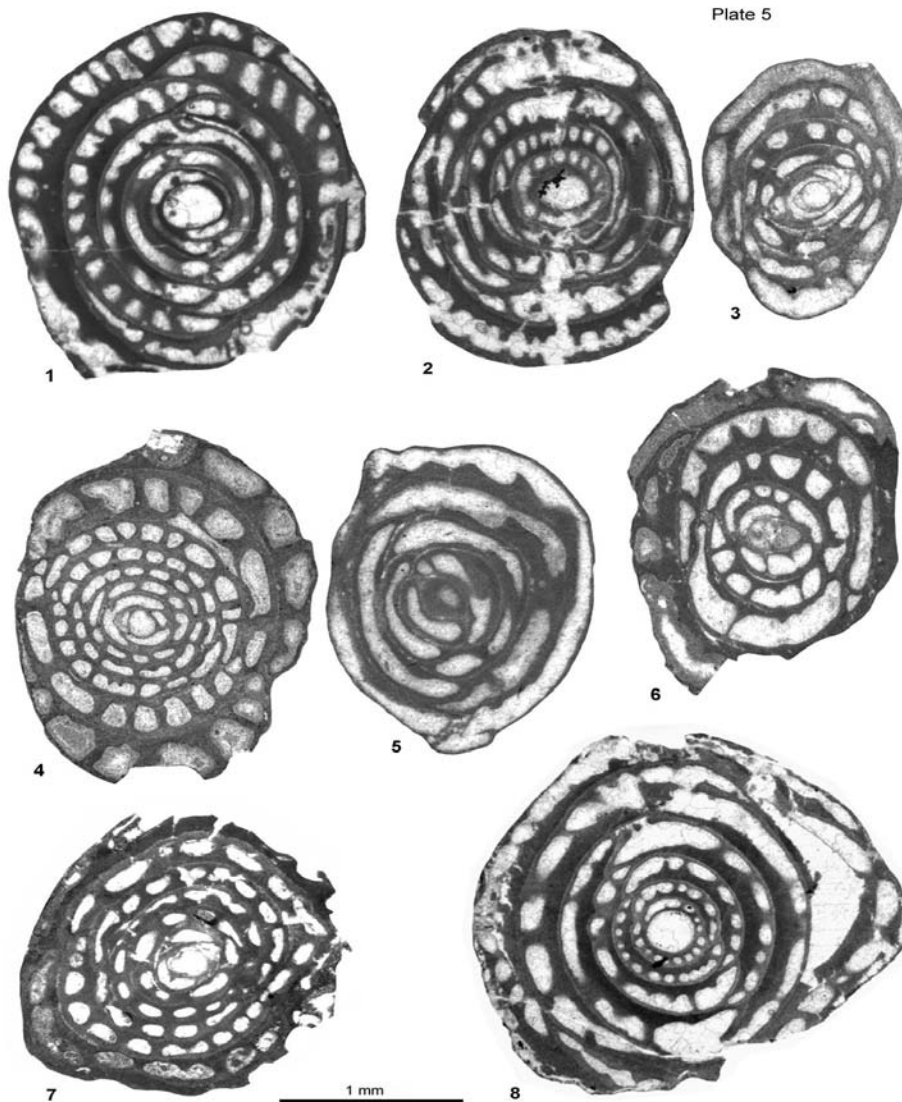


Plate 6

Pseudolacazina hottingeri CAUS 1979

- 1 A-Form, axial centered section, sample G-10
- 2 A-Form, equatorial centered section, sample G-14
- 3 A-Form, equatorial centered section, sample G-9
- 4 A-Form, equatorial centered section, sample G-15
- 5 A-Form, axial slightly section, sample I-30
- 6 A-Form, oblique centered section, sample G-7
- 7 A-Form, axial section, sample G-12
- 8 A-Form, oblique section, sample I-31
- 9 A-Form, axial centered section, sample I-28

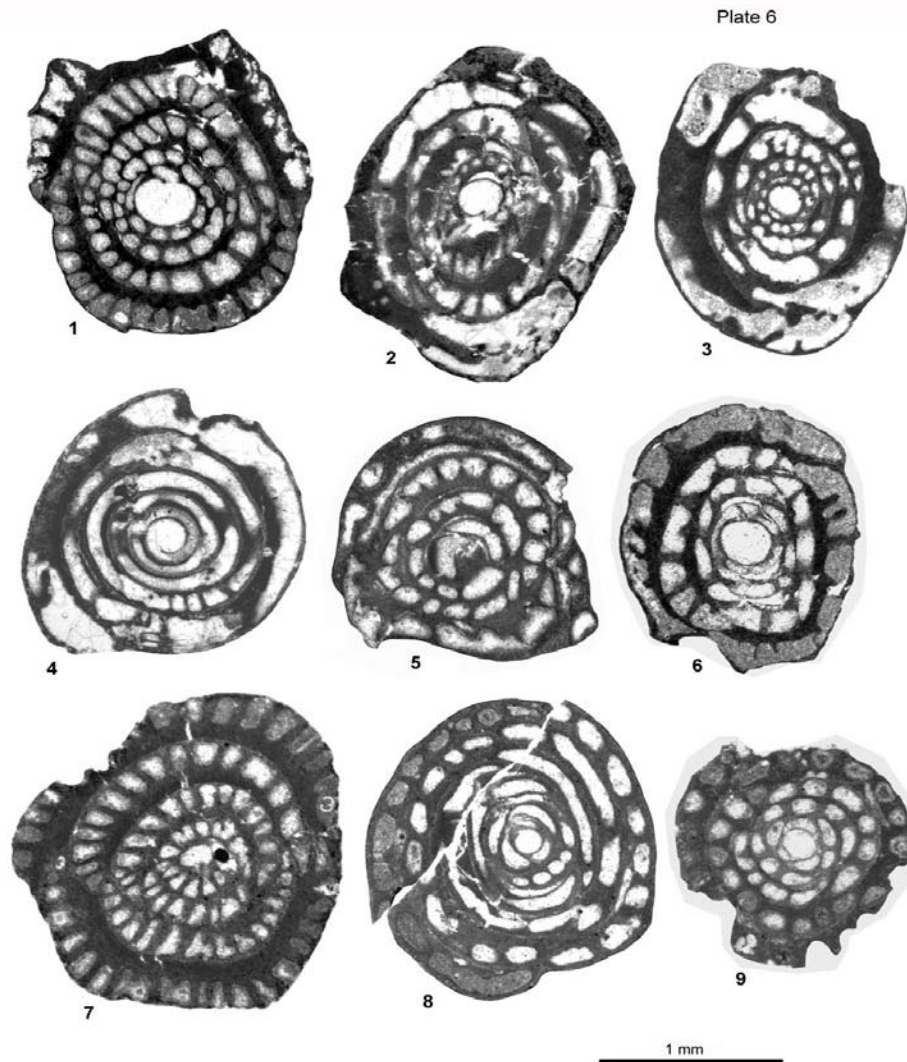


Plate 7

Fabularia roselli CAUS 1979

- 1 B-Form, axial section, sample G-18
- 2 B-Form, axial section, sample L17
- 3 B-Form, oblique section, sample I-1
- 4 B-Form, oblique section, sample G-18
- 5 B-Form, axial section, sample G-9

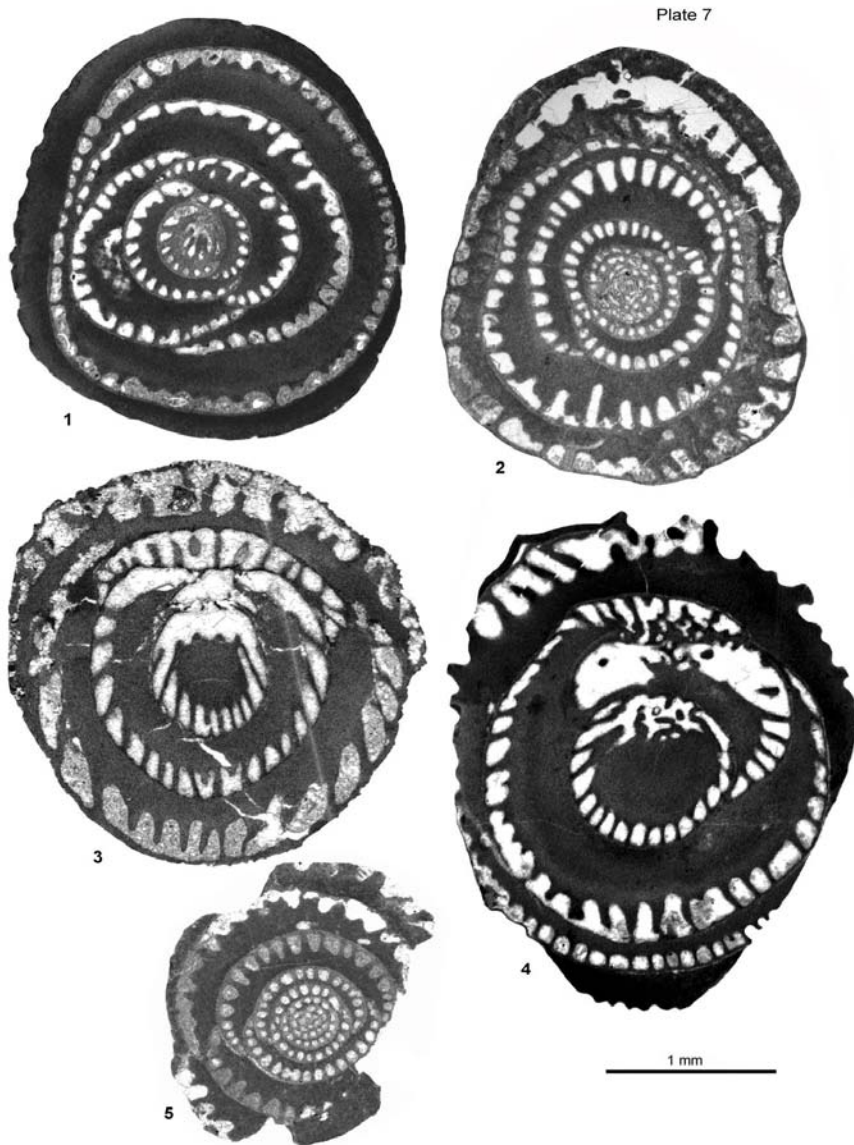


Plate 8

Fabularia roselli CAUS 1979

- 1 A-Form, axial section, sample G-14
- 2 A-Form, axial section, sample G-12
- 3 A-Form, axial section, sample G-17
- 4 A-Form, oblique section, sample G-16
- 5 A-Form, axial section, sample G-17
- 6 A-Form, axial section, sample G-17
- 7 A-Form, equatorial section, sample G-7
- 8 A-Form, equatorial section, sample G-17
- 9 A-Form, oblique section, sample I-2
- 10 A-Form, axial section, sample G-14
- 11 A-Form, axial section, sample G-16
- 12 A-Form, axial section, sample G-14

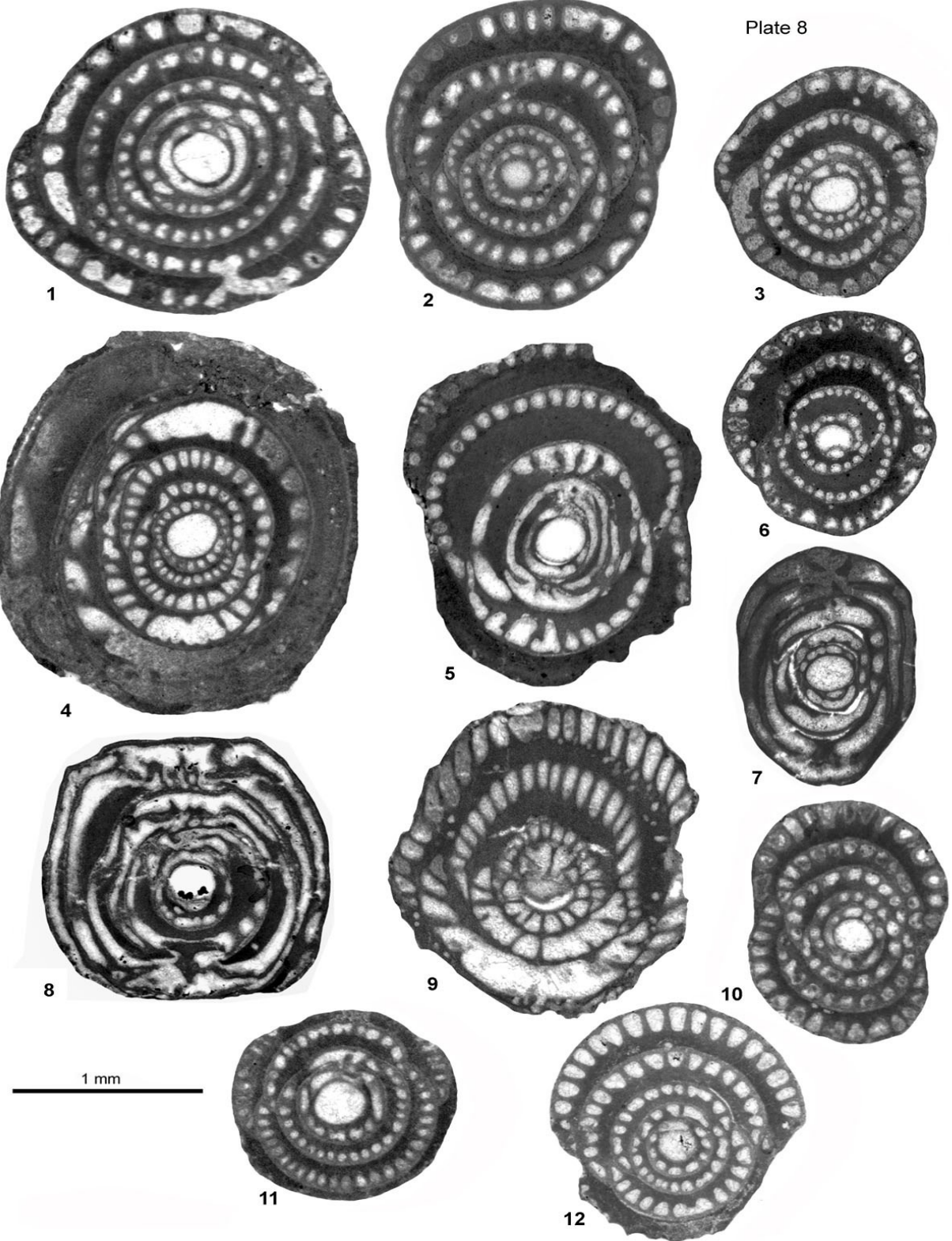


Plate 9

Idalina berthelini SCHLUMBERGER 1905

- 1 A-Form, axial oblique section, sample I-47
- 2 A-Form, axial section, sample I-45
- 3 A-Form, axial section, sample I-42
- 4 B-Form, equatorial section, sample I-24
- 5 A-Form, axial section, sample G-25
- 6 A-Form, equatorial section, sample G-17
- 7 B-Form, axial section, sample G-9
- 8 B-Form, axial no centered section, sample I-13

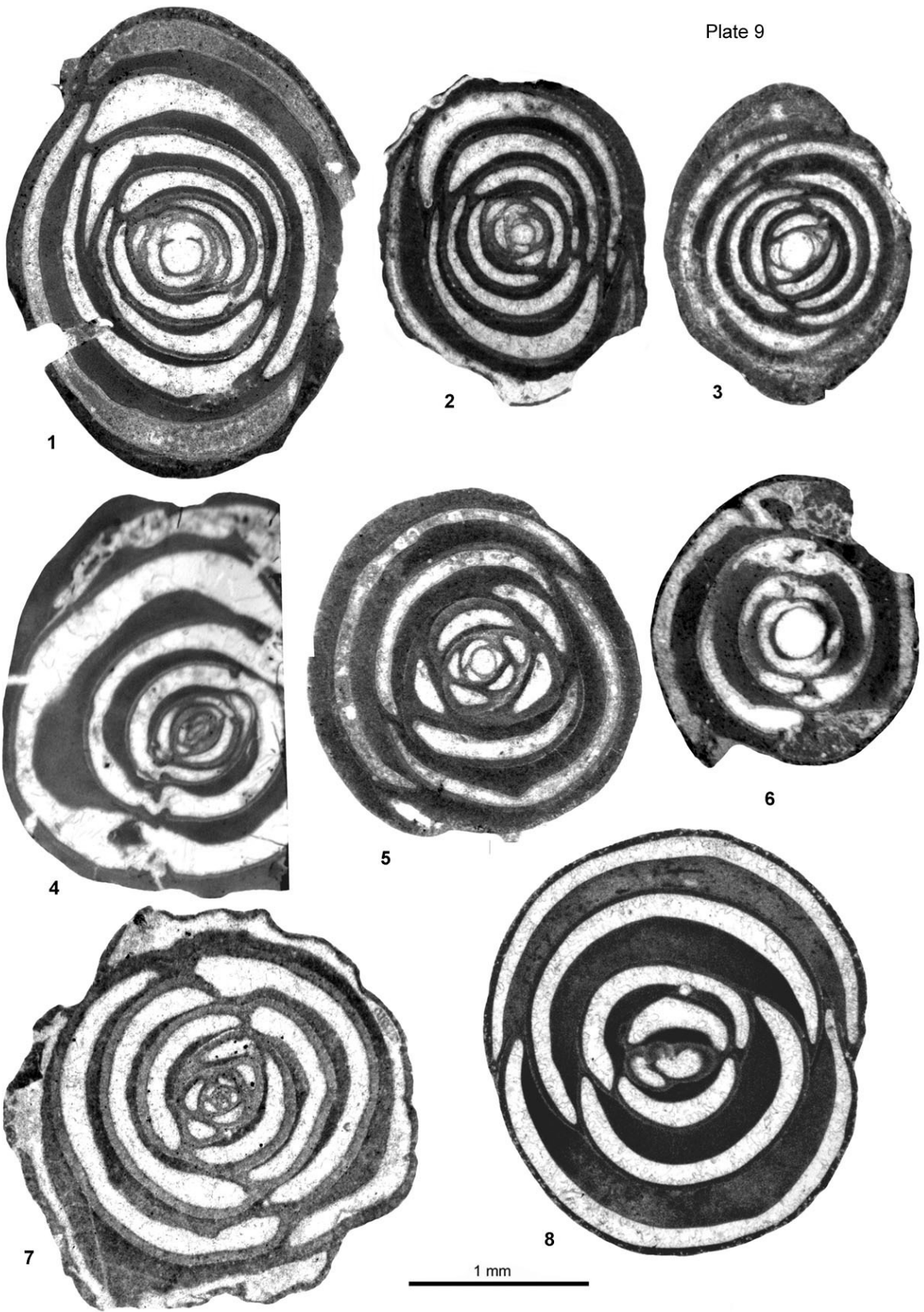


Plate 10

Alveolina decastroi DI SCOTTO 1966

1, 2, 3, 4, 5 and 6 A-Forms, axial sections, sample G-1

Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI 1905

7, 8 and 9 A-Forms, axial sections, sample G-1

Alveolina obtusa MONTANARI 1964

10 and 11 A-Forms, axial sections, sample G-12

Alveolina tenuis HOTTINGER 1960

12 and 15 A-Forms, axial sections, sample I-7

13 A-Form, axial section, sample G-11

14 A-Form, axial section, sample G-18

Alveolina callosa HOTTINGER 1960

16 A-Form, axial section, sample G-3

Alveolina stipes HOTTINGER 1960

17, 18, 19 and 20 A-Forms, axial sections, sample G-3

21 B-form, axial section, sample I-7

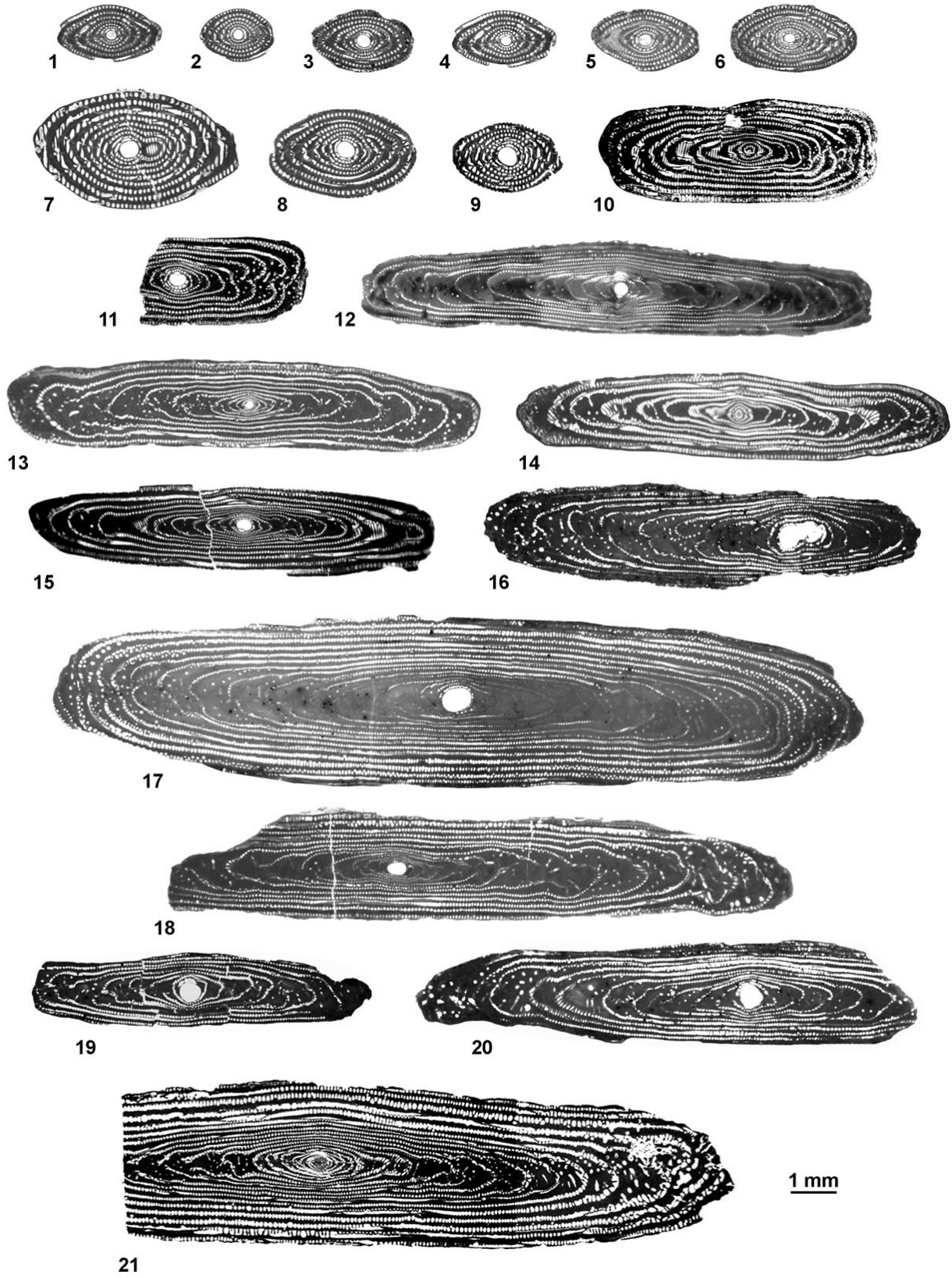


Plate 11

Alveolina callosa HOTTINGER 1960

1, 2, 3 and 4 A-Forms, axial sections, sample G-3

Plate 11

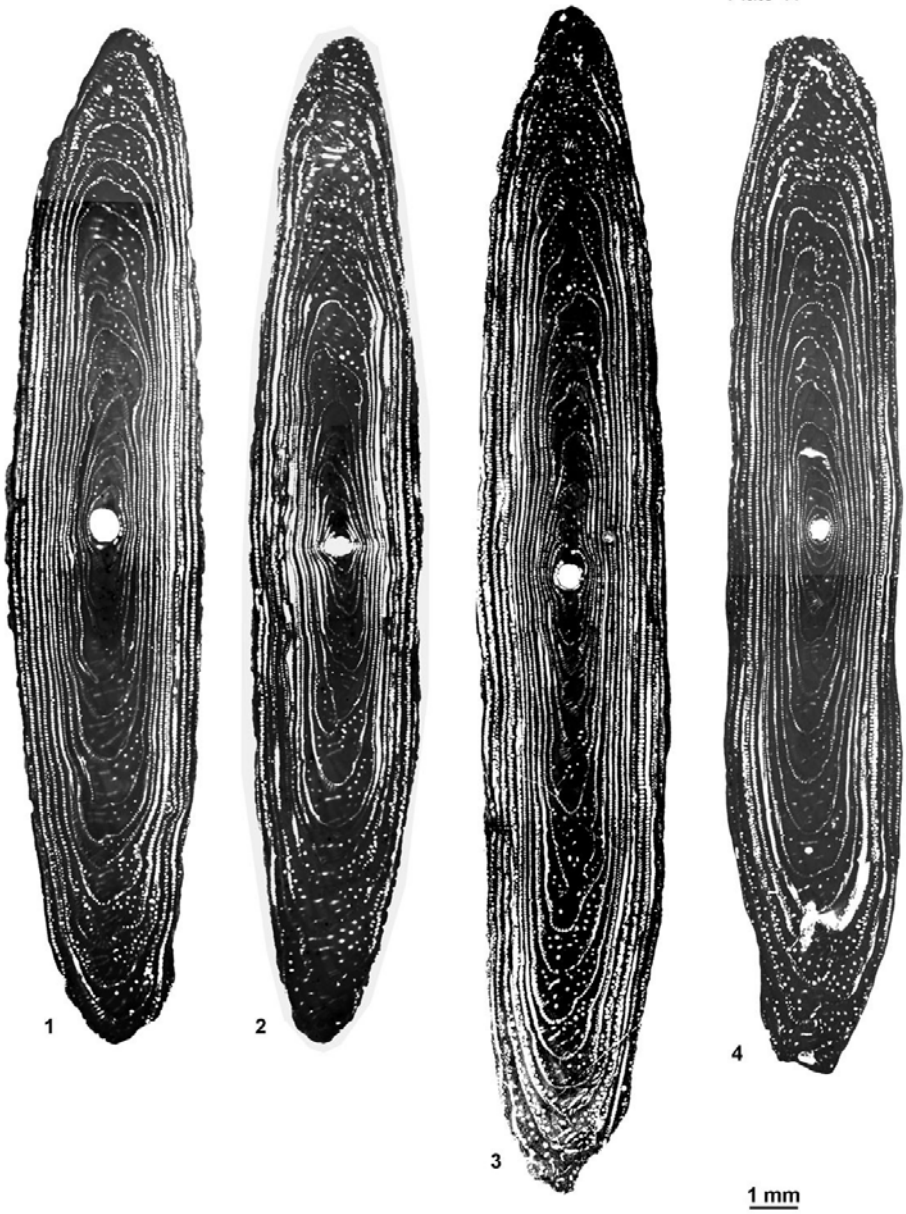


Plate 12

Alveolina levantina HOTTINGER 1960

1, 2 and 3 A-Forms, axial sections, sample I-7

Alveolina frumentiformis SCHWAGER 1863

4, 5 and 8 A-Forms, axial sections, sample I-12

6 and 7 A-Forms, axial sections, sample I-13

Alveolina fusiformis SOWERBY in DIXON 1850

9 and 12 A-Forms, axial sections, sample I-20

10 and 11 A-Forms, axial sections, sample I-22

13 A-Forms, axial sections, Grotte de Brassempouy (Aquitaine, SW France)
after Hottinger (1960, 1974)

14 and 15 A-Forms, axial sections, Lasserre, Bastennes (Aquitaine, SW France)
after Hottinger (1960, 1974)

Alveolina munieri HOTTINGER 1960

17 A-Form, axial section, sample I-17

16, 18 and 19 A-Forms, axial sections, sample I-20

20 A-Form, axial section, sample I-16

Alveolina prorrecta HOTTINGER 1960

21 A-Form, axial section, sample I-52

22 A-Form, axial section, sample G-39

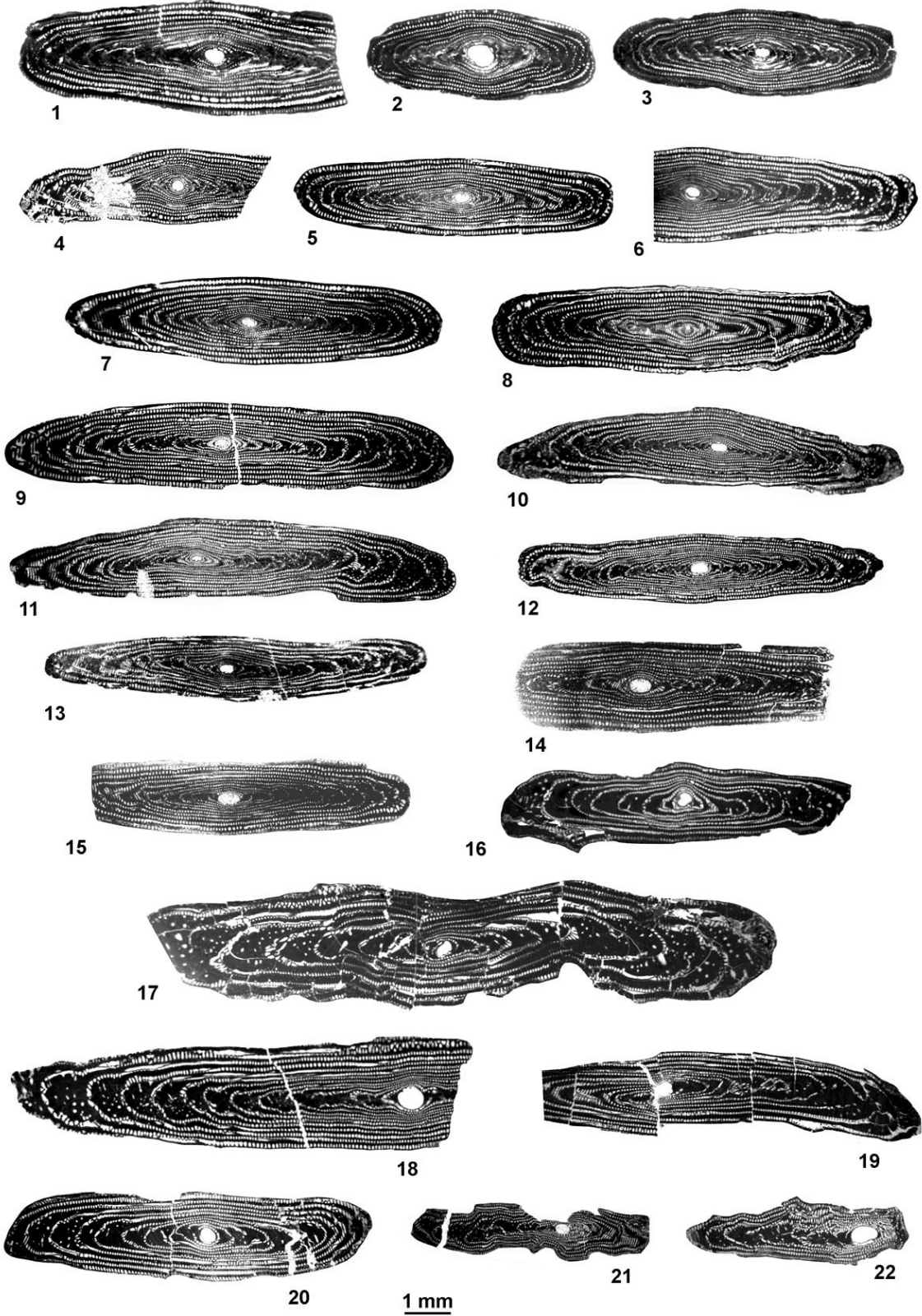


Plate 13

Fabiania cassis (OPPENHEIM 1896)

- 1 Tangential section, sample I-51
- 2 Longitudinal centered section, sample G-27

Linderina brugesi SCHLUMBERGER 1893

- 3 Axial section, sample G-51
- 4 Axial section, sample G-47

Halkyardia minima (LIEBUS 1911)

- 5 Longitudinal section, sample G-49
- 6 Longitudinal section, sample G-49

Gyroidinella magna LE CALVEZ 1949

- 7 Ventral section, sample G-20
- 8 Longitudinal section, sample G-20
- 9 Longitudinal section, sample G-34

Neorotalia viennoti (GREIG 1935)

- 10 Longitudinal section, sample G-2
- 11 longitudinal section, sample G-15

Sphaerogypsina globula REUSS 1847

- 12 Specimen from sample G-29

Orbitolites complanatus LAMARCK 1801

- 13 Equatorial section no centered, sample G-22
- 14 Axial section, sample G-5

Dendritina cf. *rangi* D'ORBIGNY 1839

- 15 Periphery section, observe the aperture, sample G-33
- 16 Axial section, sample G-30
- 17 Equatorial section, sample G-25
- 18 Oblique section, sample G-33

Spirolina cylindracea LAMARCK 1804

- 19 Longitudinal section slightly oblique, sample G-19
- 20 Longitudinal centered section, sample G-35
- 21 Longitudinal section slightly oblique, sample G-25

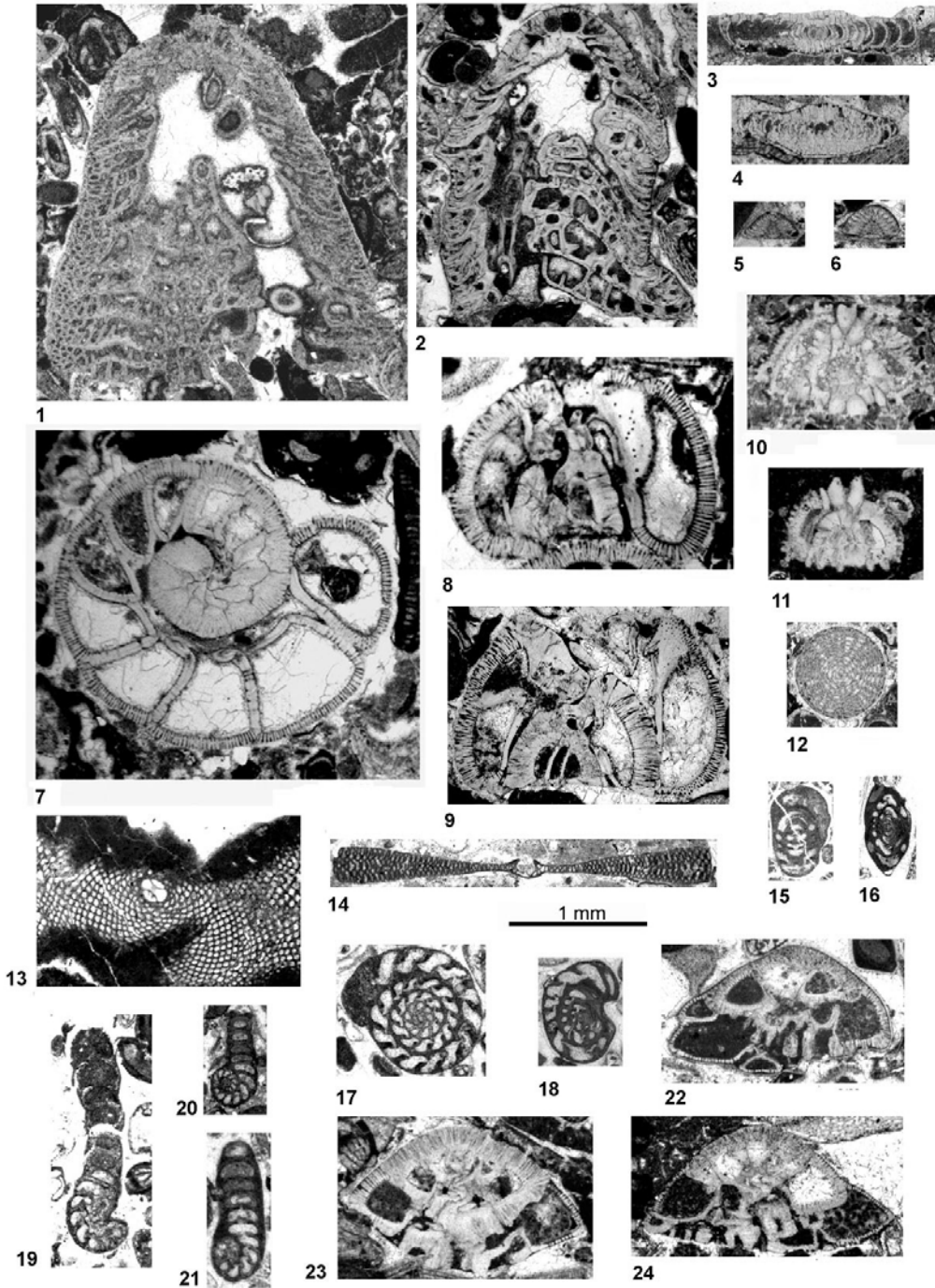
Rotalia trochidisformis LAMARCK 1804

22 Longitudinal section, sample G-24

23 Longitudinal section, sample G-46

24 Longitudinal section, sample G-48

Plate 13



References

- Adams, C.G. 1962. *Alveolina* from the Eocene of England. *Micropaleontology*, 8, 45-54.
- Barnolas, A.; Samsó, J.M., Sanz-López, J. and García-Senz, J. in press. Memoria y hoja nº 248 (Apiés) del Mapa Geológico de España 1: 50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- Barnolas, A. and Pujalte, V. 2004. La Cordillera Pirenaica. In: *Geología de España* (Edited by Vera, J. A.). SGE-IGME, Madrid, 231-338.
- Barnolas, A. and Gil Peña I. 2001. Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno". *Geotemas*, vol. 2, 37-41.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J. and Zamorano, M., 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Libro-Guía de la excursión nº 1, EUMO Gràfic, Vic, 123
- Bentham, P.A. 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph. D. thesis, University of Southern California, 253.
- Bentham, P. and Burbank, D.W. 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. In: *Tertiary Basins of Spain* (eds P.F. Friend and C.J. Dabrio). Cambridge University Press, *World and Regional Geology*, E11, 141-152.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: *Geochronology, Times Scale and Global Correlations* (eds W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol). Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication, 54, 129-212.
- Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E. and Caballero, F. 2006. Biomagnetostratigraphic analysis of the Gorrondatxe section (Basque Country, Western Pyrenees): Its significance for the definition of the Ypresian/lutetian boundary stratotype. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 241, 67-109.
- Cande S. C. and Kent D. V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4), 6093-6095.
- Canudo, J.I., Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J. and Sucunza, M. 1988. Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène moyen a l'Oligocène inférieur. *Revue de Micropaléontologie*, 31(1), 15-29.
- Canudo, J. I. 1990. Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno del Prepirineo oscense en el sector de Arguis. Ph. D. thesis, University of Zaragoza, 435
- Canudo, J.I., Malagón, J., Meléndez, A., Millán, H., Molina, E. and Navarro, J.J. 1991. Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras Exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, 9, 81-84.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F. and Eschard, R. 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain), *Basin Res.* 15, 527-551.
- Caus, E. 1976. Alguns macroforaminífers del Biarritzia català. *Butlletí del Institut Català d'Història Natural*, 40 (1), 23-29.
- Caus, E. 1979. *Fabularia roselli* n. sp. et *Pseudolacazina* n. gen., foraminífères de l'Éocène Moyen du Nord-Est de l'Espagne. *Geobios*, 12 (1), 29-45.
- Colom, G. 1975. *Geología de Mallorca*. Instituto de Estudios Baleáricos, C.S.I.C., 297
- Dizer, A. 1965. Sur quelques Alvéolines de l'Éocène de Turquie. *Revue de Micropaléontologie*, 7, 265-279.
- Drobne, K. 1977. Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 99, 175
- Drobne, K. 1988. Elements structuraux et répartition stratigraphique des grands Miliolides de la famille des Fabulariidae. Vol. Spéc., *Revue de Paléobiologie*, 2 (2), 643-661.

- Escandell, B. and Colom, G. 1962. Una revisión del Nummulítico Mallorquín. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 66, 73-142.
- Fisher, R. A. 1953. Dispersion on a sphere, *Proceedings of the Royal Society, London, Ser. A* 217, 295-305.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge, Cambridge University Press, 589
- Hogan, P.J. 1993. Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain. Ph. D. thesis, University of Southern California, 219
- Hogan, P.J. and Burbank D.W. 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. In: *Tertiary basins of Spain* (eds P.F., Friend and C.J. Dabrio). Cambridge University Press, *World and Regional Geology*, E11, 153-160.
- Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 75, 243
- Hottinger, L. 1974. Alveolinids, Cretaceous-Tertiary larger Foraminifera. *Esso Production Research-European Laboratories, A. Schudel & Co. AG. Riehen/Basle*, 84 p., 106 pls.
- Hottinger, L. and Drobne, K. 1988. Alveolines tertiaires: quelques problèmes liés à la conception de l'espèce. *Vol. Spéc. Revue de Paléobiologie*, 2, 665-681.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Kodama, K. P., Anastasio, D. J., Newton, M. L., Pares, J. M. and Hinnov, L. A. 2010. High resolution rock magnetic cyclostratigraphy in an Eocene flysch, Spanish Pyrenees. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 22 p. doi: Q0AA07.
- Larrasoaña, J.C., Parés, J.M. and Pueyo, E.L. 2003. Stable Eocene magnetization carried by magnetite and magnetic iron sulphides in marine marls (Pamplona-Arguis Formation, southern Pyrenees, N Spain), *Studia Geophysica Geodetica*, 47, 237-254, doi: 10.1023/A:1023770106613.
- Larrasoaña, J. C., Pueyo, E. L. and Parés, J. M. 2004. An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of the Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. In: *Magnetic fabrics: Methods and applications* (eds F. Martín-Hernández and A. Hirt). Geological Society of London, Special Publication, 238, 127-144.
- Larrasoaña, J.C., Gonzalvo, C., Molina, E., Monechi, S., Ortiz, S. and Tori, F., Tosquella, J. 2008. Integrated magnetobiochronology of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): Implications for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Lethaia*, 41(4), 395-415. 10.1111/j.1502-3931.2008.00096.x
- Lowrie, W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monechi, S., Ogg, J.G., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A. and Schmitz, B. 2004. The paleogene period. In: *A Geologic Time Scale* (eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, and A. Smith). Cambridge University Press, 384-408.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W. 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172.
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. and Hartevelt, J.J.A. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 221-228.
- Millán, H., Aurell, M. and Meléndez, A. 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Pre-Pirinean External Sierras (Spain); a case of study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, 41, 1001-1024.
- Millán, H. 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Ph. D. thesis, University of Zaragoza. 330 p.

- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A. 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2), 279-300.
- Millán, H. and Garrido, H. 2006. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Instituto de Estudios Altoaragoneses (Huesca), Colección de Estudios Altoaragoneses, 53, 396 p.
- Mochales, T.; Casas, A.M.; Pueyo, E.L.; Barnolas, A. 2012a. Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 35, 2-16. doi:10.1016/j.jsg.2011.11.009
- Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Serra-Kiel, J., Samsó, J. M. and Ramajo, J. 2012b. Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). *Geological Society of American Bulletin* doi: 10.1130/B30418.1.
- Molina, E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., Dinarès-Turell J., Hardenbol J., Heilmann-Clausen C., Larrasoña, J., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortiz, S., Orue-Etxebarria X., Payros A., Pujalte, V., Rodríguez-Tovar, F., Tori F., Tosquella, J. and Uchman, A. 2011. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. *Episodes* 34, 86-108.
- Montanari, L. 1964. *Alveolina obtusa*, nuova specie nel Luteziano. *Rivista Italiana di Paleontologia*, 70 (3), 547-552.
- Oms, O., Dinarès-Turell, J. and Remacha, E. 2003. Magnetic stratigraphy from deep clastic turbidites: an example from the Eocene Hecho group (southern Pyrenees). *Studia Geophysica Geodetica*, 47, 275-288.
- Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E. and Caballero, F. 2006. The Ypresian/Lutetian boundary at the Gorrondatxe beach section (Basque Country, W Pyrenees). *Climate and Biota of the Early Paleogene 2006. Mid Conference Field Excursion Guidebook*, Bilbao. 36
- Payros, A., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J. and Apellaniz, E. 2007. Reassessment of the Early-Middle Eocene biomagnetostratigraphy based on evidence from the Gorrondatxe section (Basque Country, western Pyrenees). *Lethaia*, 40, 183-195.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Apellaniz, E., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., and Caballero, F. 2009a. Characterization and astronomically calibrated age of the first occurrence of *Turborotalia frontosa* in the Gorrondatxe section, a prospective Lutetian GSSP: implications for the Eocene time scale. *Lethaia*, v. 42, 255-264.
- Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X. and Pujalte, V. 2009b. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 280, pp. 313-332.
- Payros, A., Dinarès-Turell, J., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. and Tosquella, J. 2011. On the age of the Early/Middle Eocene boundary and other related events: cyclostratigraphic refinements from the Pyrenean Otsakar section and the Lutetian GSSP. *Geological Magazine*, v. 148, 442-460.
- Poblet, J. and Hardy, S. 1995. Reverse Modeling of detachment folds; application of the Pico del Águila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*. 17, 1707-2724.
- Poblet, J., Muñoz, J.A., Travé, A. and Serra-Kiel, J. 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 110 (1), 111-125.
- Pocoví, A., Millán, H., Pueyo, E. L., Larrasoña, J. C. and Oliva, B. 2004. Estructura del frente surpirenaico. In: *Geología de España* (ed. J.A. Vera), Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, 328-330.
- Pueyo, E. L., Millán, H. and Pocoví, A. 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). In: *Growth strata*. (eds M. Marzo, J.A. Muñoz and J. Vergés), *Journal Sedimentary Geology*, 146, 191-208. doi:10.1016/S0037-0738(01)00172-5.
- Pueyo, E. L., Pocoví, A., Millán, H. and Sussman, A. J. 2004. Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data. In: *Orogenic Curvature:*

Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses (eds A. J. Sussman and A. B. Weil). Geological Society of America, Special Publication, 383, 57-71.

- Puigdefábregas, C. 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Pocoví, A. and Barnolas, A. 2008. Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental). *Geotemas*, 10, 1207-1210.
- Rodríguez-Pintó, A., Ramón, M. J., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L. and Pocoví, A. 2011. Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors, mathematical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186, 11-22.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Pocoví, A., Oliva-Urcia, B. and Ramón, M. J. in review. Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J. and Travé, A. 1994. Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. In A. Muñoz, A. González and A. Pérez (eds.). II Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones, Jaca, 205-208.
- Schaub, H. 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, v. 104, 236; v. 105 pls. 1-48; v. 106, pls. 49-97.
- Schlumberger, M. Ch. 1905. Deuxième note sur les Miliolidées trematophorées. *Bulletin de la Société géologique de France*, 4 (5), 115-134.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998a. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169 (2), 281-299.
- Serra-Kiel, J., Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J.A., Tosquella, J., Fernández-Cañadell, C. and Serrano, F. 1998b. Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética Oriental, SE de España). *Acta Geologica Hispánica*, 31 (1-3), 161-181.
- Sirel, E. and Açar, S. 2008. Description and Biostratigraphy of the Thanetian-Bartonian Glomalveolinids and Alveolinids of Turkey. UCTEA The Chamber of Geological Engineers Publication, 103, 265 p.
- Tauxe, L. 2009. *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press, La Jolla, California. Web Edition 1.0, pp. 512.
- Vecchio, E., Barattolo, F. and Hottinger, L. 2007. *Alveolina* horizons in the Trentinara Formation (Southern Apennines, Italy): Stratigraphic and Paleogeographic Implications. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113 (1), 21-42.
- Vidal-Royo, O., Cardozo, N., Muñoz, J. A., Hardy, S. and Maerten, L., 2012. Multiple mechanisms driving detachment folding as deduced from 3D reconstruction and geomechanical restoration: the Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). *Basin Research* doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00525.x

Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees).

Magnetoestratigrafía del Luteciense en la sección de Santa Marina (anticlinal del Balzes, Pirineo Meridional).

A. Rodríguez-Pintó^{1,2}, Pueyo, E. L.¹, Barnolas, A.³, Samsó, J. M.⁴, Pocoví, A.², Gil-Peña, I.³, Mochales, T.⁵, Serra-Kiel, J.⁶

1. Unidad del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) de Zaragoza. C/ Manuel Lasala, 44, 9B, 50006 Zaragoza, Spain

adriana@igme.es

2. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (Spain). apocovi@unizar.es

3. Instituto Geológico y Minero de España, c/ La Calera s/n, 28003 Tres Cantos, Madrid (Spain). a.barnolas@igme.es

4. Consultant Geologist: josemsamso@gmail.com

5. University of Queensland, Australia, tania@igme.es

6. Dpt. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Univ. de Barcelona. C/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona.

josepserra@ub.edu

Abstract: Santa Marina magnetostratigraphic profile (189 samples, 630 m) has been performed at the western limb of Balzes Anticline (Southern Pyrenees). We sampled limestones of Guara Formation with the aim of dating the Lutetian sequence and the age of folding (recorded in a progressive unconformity). Thermal and alternating field demagnetizations (194 and 209 respectively) were done and revealed characteristic unblocking temperatures up to 435°C being magnetite and iron sulphides the main magnetic carriers. We could calculate directions in 81% data. However many of them are biased by anomalous declinations and shallow inclinations suggesting an important overlapping. Trying to avoid this problem, restrictive and rigorous filters have been applied on the dataset. All in all, 27% of the measured samples prevail to build the Local Polarity Sequence (109 VGPs), displaying three pairs of magnetozones that can be tentatively correlated with Chrons 21 to 19. Higher uncertainty is observed towards the top of the profile.

Key words: Guara Fm., External Sierras, Overlapping.

Resumen: El perfil magnetoestratigráfico de Santa Marina (189 muestras, 650 m) se realizó en el flanco W del Anticlinal del Balzes (Pirineo Meridional). Las calizas de la Formación Guara se muestrearon para datar la secuencia Luteciense y la deformación registrada en una discordancia progresiva. Desmagnetizamos muestras térmicamente y por campos alternos (194 y 209 análisis respectivamente). Los análisis revelan temperaturas de desbloqueo medias de 435° y magnetita y sulfuros como principales portadores del registro. Se calcularon direcciones del 82% de los análisis. Sin embargo, declinaciones anómalas y bajas inclinaciones son el patrón común, sugiriendo un solapamiento de componentes. Para evitar el solapamiento se aplicaron filtros restrictivos. Sólo un 27% de los análisis prevalece para construir una Secuencia Local de Polaridades (109 VGPs) con tres pares de magnetozonas correlacionables con los cronos 21, 20 y 19 y con una incertidumbre creciente hacia el techo del perfil.

Palabras clave: Fm. Guara, Sierras Exteriores, Solapamiento.

INTRODUCTION

The External Sierras are characterized by the abundant and well-exposed outcrops of Cenozoic series. The Ypresian-Lutetian sequences display the larger thickness at the Eastern part of the External Sierras (Balzes and Boltaña anticlines). In the last decade, the basin chronology has been considerably improved, with numerous paleomagnetic, biostratigraphic and structural data. Studies as Mochales et al., in 2012b, Rodriguez-Pintó et al., in press (a), have addressed the Ypresian to Priabonian times in marine facies at Ainsa Basin and External Sierras respectively. Moreover, the Balzes anticline (the Western structure of External Sierras), present important features to take into consideration for potential studies: firstly, excellent outcrops of continuous marine series of 450 and 630 m of Ypresian and Lutetian times respectively. And secondly and also very important, the possibility of dating the fold growing, since there is very well exposed progressive unconformity at the western limb in the Santa Marina section.

GEOLOGICAL SETTING

The Balzes anticline (BA) is the N-S easternmost fold of the External Sierras. It extends for 17 km long and has a curved axis trending N014E in the northern sector and N150E in the southern part (Rodriguez-Pintó 2010 and references there in). The structure was formed during the main tectonic pulse in this part of the Pyrenees (middle Eocene) where an imbricate system was developed. A second stage of thrusting during Oligocene-Miocene times affects the structure (Millán et al., 2000).

The outcropping lithology involves three main marine platform sequences developed at the distal foreland margin of the Jaca basin (Barnolas and Teixell, 1994). Ypresian (locally Illerdian) Alveoline limestones of the first platform outcrop in the core of the structure. The Boltaña Formation (late Ypresian, locally Cuisian, 2nd platform) is represented by around 300m of shallow limestones and siliciclastic input. The third platform (Guara Formation) is made of 630 m of Lutetian limestones and some marls and it has been widely sampled in this study. The sedimentation of Guara formation was affected by the growing of the BA. Upper Guara Member lays on an unconformity (Barnolas and Gil-Peña, 2001) over older members of Guara Fm (Fig. 2) and even the Boltaña Formation.

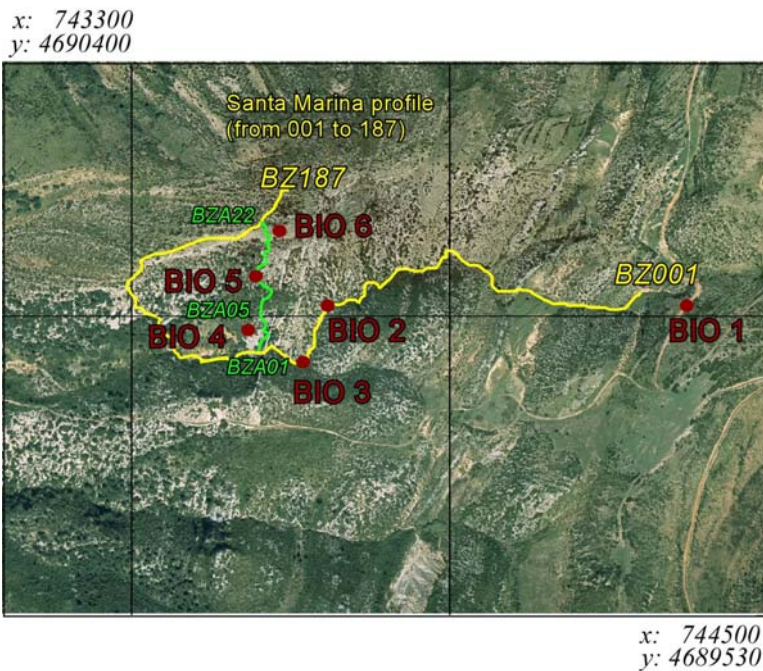
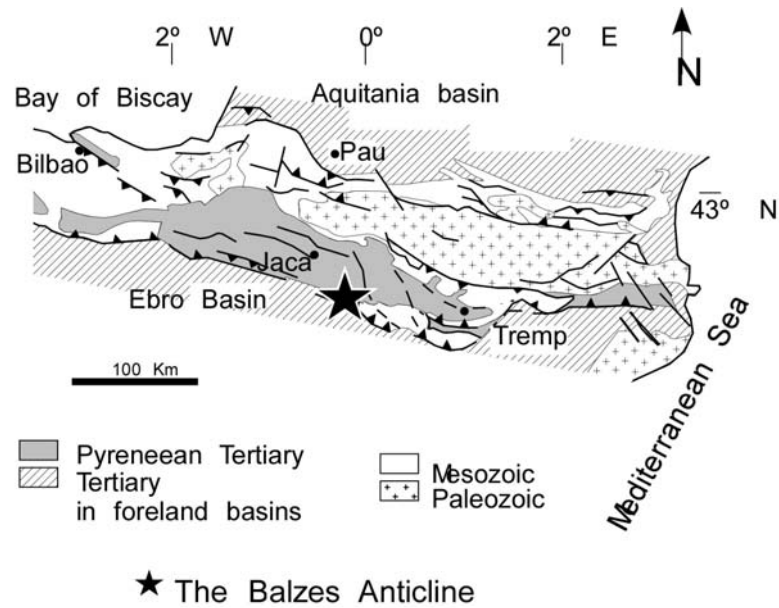


FIGURE 1. Location of the study zone and ortophoto displaying the profile sampled (UTM 30T-ED50).

SAMPLING, RESULTS AND METHODOLOGY

We drilled 189 cores along the Santa Marina profile (SM). SM was performed at the western limb of Balzes anticline, near of Bagüeste and Rodellar Villages, along 650 m of limestones and marls of Guara Formation. After drilling, cores were oriented with a magnetic compass. There were obtained cores of 4-7 cm long every 3 m of profile. Subsequently, they were cut in standard samples before paleomagnetic measurement procedures. Laboratory measurements were performed at the

Universities of Burgos (Spain) and Utrecht (The Netherlands) using superconducting 2G cryogenic magnetometers for stepwise thermal demagnetizations (TH) and additionally a robot ARM (Utrecht) for alternating field demagnetizations (AF). We operated 194 samples for thermal desmagnetization and 209 for AF demagnetizations of sister samples. Individual directions were calculated by means of end-point and principal component analyses (PCA).

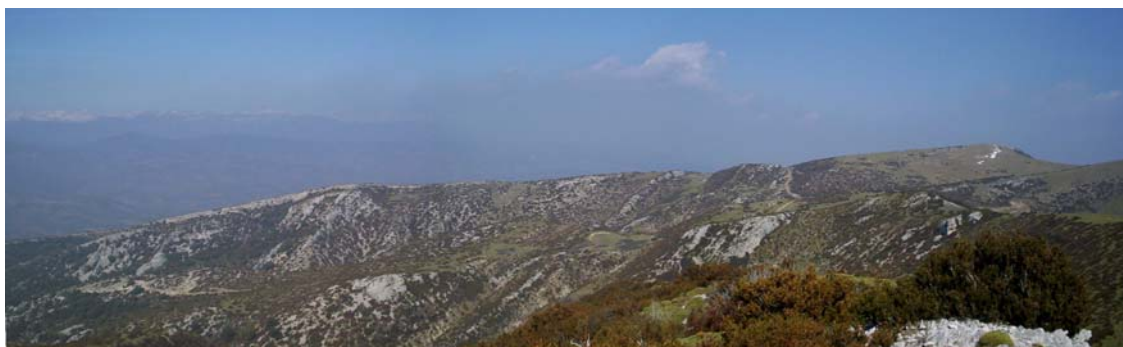


FIGURE 2. *View of Santa Marina Lutetian progressive unconformity.*

In general, the dataset display low Natural Remanent Magnetizations of about 0.3 mA/m and they are usually related to diamagnetic susceptibilities. Rock magnetism diagrams suggest that magnetite and undifferentiated ferromagnetic sulphides are the main carriers of the paleomagnetic record. Maximum unblocking temperatures averaged out 435°C (Rodríguez-Pintó et al., in press (b)). We calculated directions from an 82% of the performed analysis. Calculated directions are dominantly of reverse polarity (TH: 79% and AF: 73%).

Values of declination are very heterogeneous and there are shallow inclinations in most of the calculated directions. Additionally, unexpected counterclockwise rotations (up to -18°) contrast with numerous evidences of clockwise rotation in the area (Mochales et al., 2012a and Pueyo 2000 among others; $+45^\circ$ in the lower Lutetian and $+40^\circ$ in the Bartonian of Boltaña anticline respectively). Initially, a conical geometry of the structure was claimed as a possible cause of this anomalous dataset in the western limb of the BA (Rodríguez-Pintó et al., 2010), but new data displayed in intra-Lutetian marls near Santa Marina agree with the general CW rotation in the region. Therefore, a model of overlapping of components is suggested to explain and control this source of error (Rodríguez-Pintó et al., in press (a & b)).

Taking into account the overlapping hypothesis, we applied very restrictive filters to the raw magnetostratigraphic log to overcome the less reliable data. The restrictions were applied to all calculated directions: they must be fitted with more than 3 steps of demagnetization, with a Maximum Angular Deviation (MAD) less than 20° , Virtual Geomagnetic Poles (VGPs) larger than $|40^\circ|$, inclinations higher than $|20^\circ|$ and NRM $< 3\text{mA/m}$. All calculated directions were classified in quality types (T1, T2 and T3) and only T1 and T2 were used (Fig. 3).

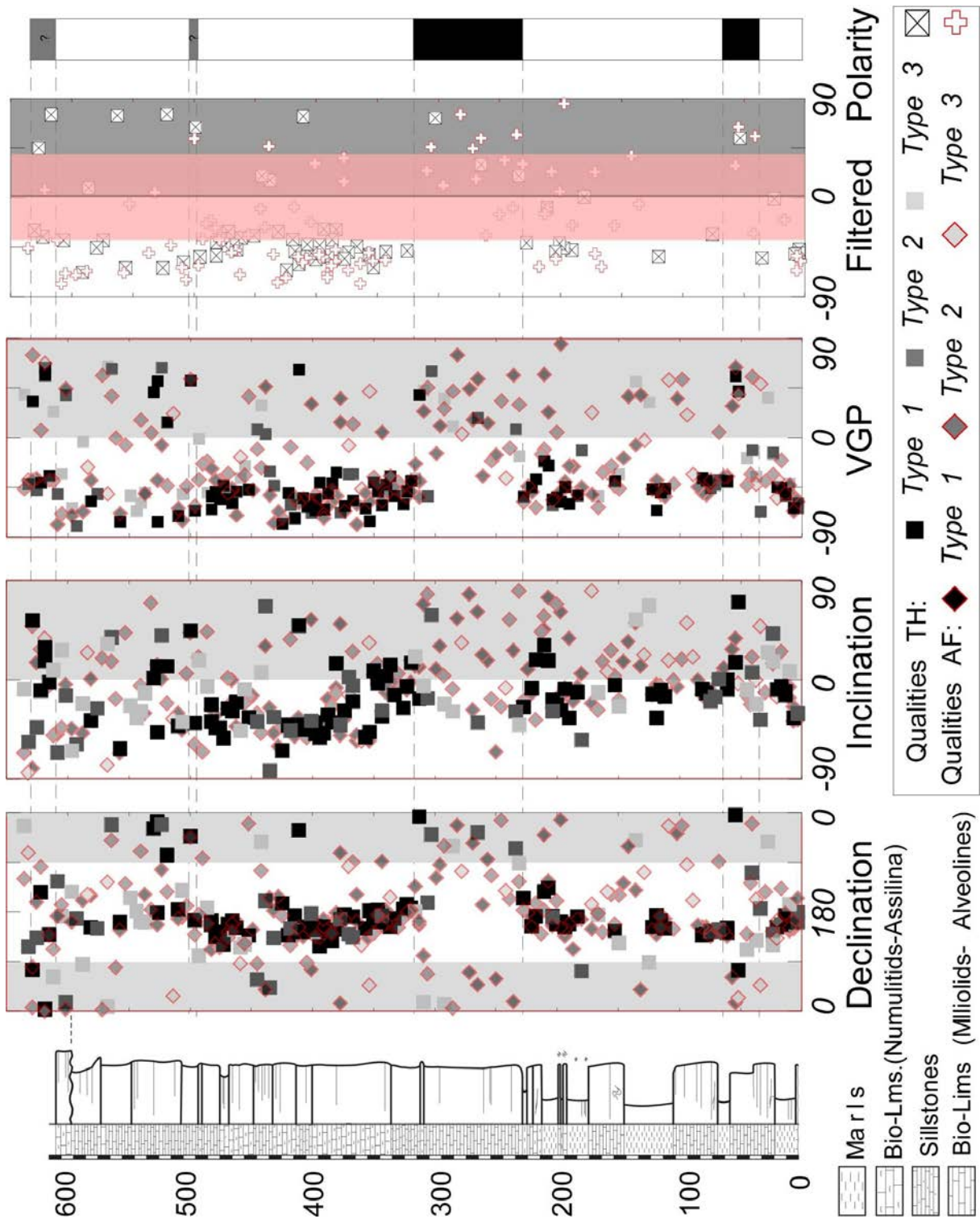


FIGURE 3. Stratigraphy column and Local Polarity Sequence of Santa Marina section. From left to right panels: Declinations, Inclinations (after bedding correction), Virtual Geomagnetic Poles (VGPs), filtered VGPs and the Local Polarity Sequence.

After the application of the restrictions, only 27% of the samples (TH: 59 and AF:50) prevail to build the Local Polarity Sequence (LPS based on 109 VGP).

The resulting LPS display three pairs of magnetozones (Fig. 3), each one defined by at least with two consecutive sites with the same polarity. The LPS along the 630 m of profile shows three pairs of magnetozones. Reversed polarities are dominant and well-characterized instead, the normal ones are worst and shorter. R1 spreads from the base of SM up to meter 36 defined with 6 filtered VGPs. N1 is defined from meter 36 to meter 65 and it is defined with 3 filtered VGPs. The second pair of magnetozones is well defined in both polarities (R2: 65-230 m, n: 6 and N2: 230-318 m, n: 10).

The reversed R3 is the most extended 608 m and it is defined with numerous VGPs. Around meter 500 there are two filtered normal VGPs but we have discarded them because of for its short extension (less than 10 m). Finally there is high uncertainty on the top of the section and it seems to be defined by a poor N3 from 608 to 630 m with only two filtered VGPs.

The three pairs of magnetozones can be correlated with Chrons C21, C20 and C19 from the base to the top of the section (Fig. 4). The quality of the reverse magnetozones is much bigger than the normal ones. The calibration of the LPS with the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) is also founded on six biostratigraphic samples bearing abundant Nummulitids; which lead us the identification of associations of benthic foraminifers (SBZ). We could identify the SBZ15 and SBZ16 zones in the middle and upper part of the section.

CONCLUSIONS

A tentative local polarity sequence of magnetozones can be built in the Lutetian Santa Marina section. After rigorous filtering of the dataset focused on avoiding the effects of a strong overlapping of paleomagnetic components, the LPS is built with only 27% of the initial measured data (109 VGP). This sequence displays three pairs of magnetozones properly calibrated with biostratigraphic data that enables the correlation with Chrons C21, C20 and C19.

The uncertainty rises and the quality decreases in the upper part of the profile. The resolution on the top of the profile is not enough to make a precise dating of the end of the folding stage of the structure with this paleomagnetic dataset.

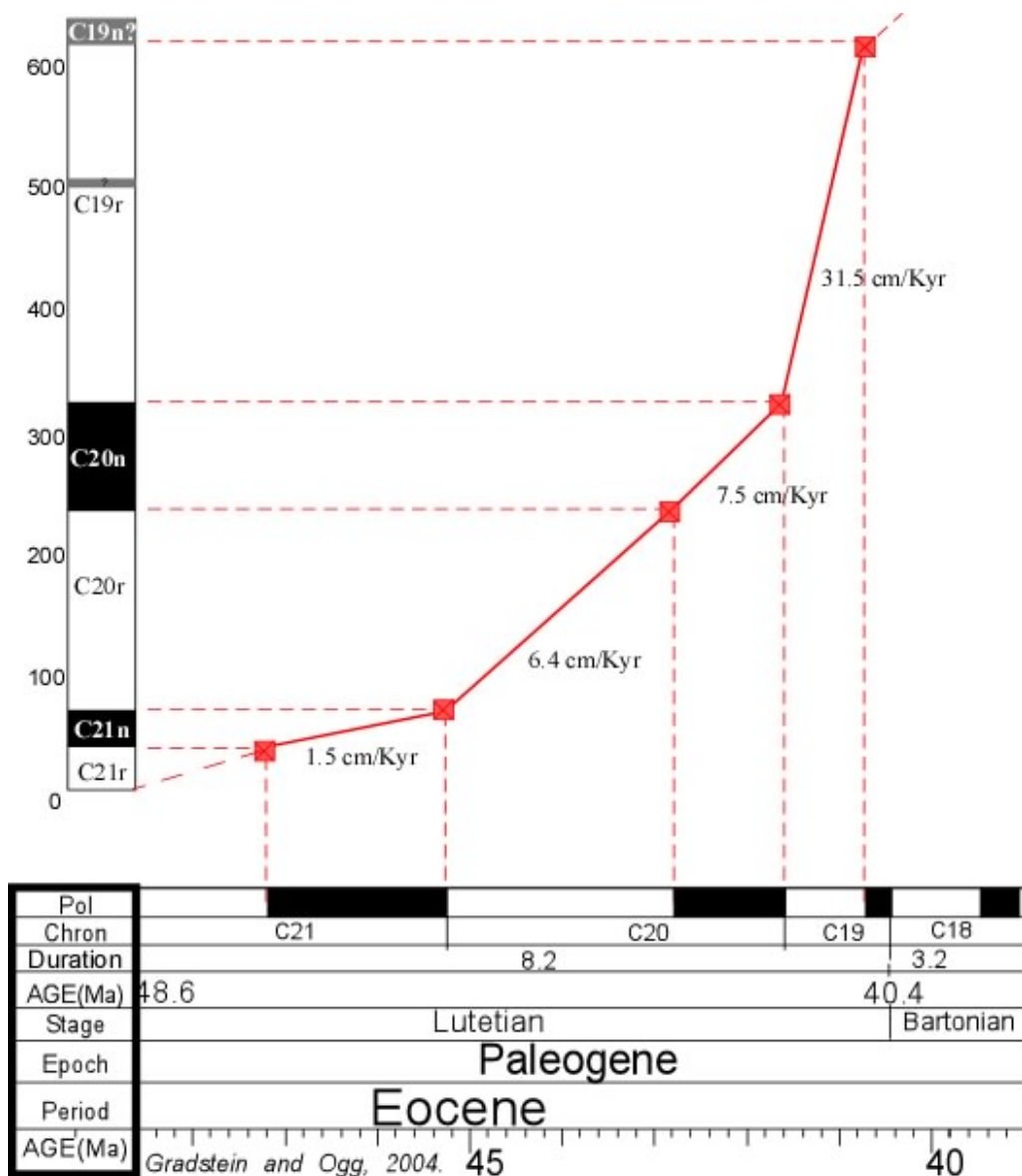


FIGURE 4. Magnetostratigraphic data deduced from Santa Marina section and the average “per chron” accumulation rates. At the y axis the local polarity sequence of SM compared to the Geomagnetic Polarity Time Scale from Gradstein et al., 2004 (Horizontal).

Finally, an increment in the accumulation rate can be observed in the profile. While C21n displays 1.5 cm/Kyr, then accelerates in C20 (n & r: 6.4 and 7.5 cm/Kyr) and reaches 31.5 cm/Kyr during C19r. This accumulation cycle is comparable to values found in the other locations of the Guara platform such as the Isuela section (Rodríguez-Pintó, et al, in press (a)).

ACKNOWLEDGEMENTS

Research financial support comes from the projects CGL2009-14214 (MICINN) and 3DR3 & (PI165/09 Gob. Aragón). Thank you very much to people who help us in the development of this work: Paleomagnetic work was performed in the Universities of Burgos and Utrecht. Paleomagnetic data processing has been made using "Paldir" and "Palfit" programs from Utrecht Paleomagnetic Laboratory.

REFERENCES

- Barnolas, A. and Teixell, A. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). In: *Geology*, 22: 1107-1110.
- Barnolas, A. and I. Gil Peña. (2001). Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 17-38
- Gradstein, F.M. and Ogg, J.G. (2004): A geologic Time Scale. In: *Lethaia*, 37: 175-181
- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. In: *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2): 279-300.
- Mochales, T.; Casas, A.M.; Pueyo, E.L.; Barnolas, A. (2012a): Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). In: *Journal of Structural Geology*, 35: 2-16.
- Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Serra-Kiel, J., Samsó, J.M. and Ramajo, J. (2012b): Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). In: *Geological Society of American Bulletin*. doi: 10.1130/B30418.1
- Pueyo, E. L. (2000): *Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones*. PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 296 p.
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A. and Barnolas, A. (2010): Paleomagnetic analysis in the Balzes anticline (Southern Pyrenees); Vertical-axis rotations and kinematic implications. In: *Trabajos de Geología*, 30 (1): 169- 175.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Samsó, J. M., Barnolas, A. and Pocoví, A., 2012. Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334; 107–120.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Pocoví, A., Oliva-Urcia, B. and Ramón, M. J. Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*: In press (b).



Contents lists available at [SciVerse ScienceDirect](http://SciVerse.ScienceDirect.com)

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/palaeo



The Upper Ypresian and Lutetian in San Pelegrín section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation.

A. Rodríguez-Pintó [a,b,*](#), E.L. Pueyo [a](#), J. Serra-Kiel [c](#), A. Barnolas [d](#) J.M. Samsó, [e](#), A. Pocoví [b](#)

a Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza, Spain,

adriana@igme.es, unaim@igme.es

b Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain,

apocovi@unizar.es

c Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona, Spain, josepserra@ub.edu

d Instituto Geológico y Minero de España, c/ La Calera s/n Ríos Rosas 23, 28003 Tres Cantos, Madrid, Spain.

a.barnolas@igme.es

e Consultant Geologist: josemsamso@gmail.com

ABSTRACT

ARTICLE INFO

Article history: In press

Keywords:

Magnetostratigraphy,
Biostratigraphy,
Larger foraminifera,
Ypresian- Lutetian,
Shallow Benthic Zones,
Pyrenean Basin

The current available *Shallow Benthic Zones* (SBZs) calibration based on larger foraminifera is now being improved for the Paleogene Period. In this work, the San Pelegrín section in the External Sierras, shows new magnetostratigraphic and biostratigraphic information from the Southwestern Pyrenean basin, where the larger thickness of the shallow marine platforms were developed. This environment represents the appropriate frame to calibrate the SBZ scale. Moreover the magnetostratigraphic data can be correlated with biostratigraphic data obtained directly at the same section, avoiding limitations of previous correlations. The San Pelegrín section presents 530 m of Ypresian and Lutetian rocks; 169 sampled levels for magnetostratigraphic purposes have been studied, a fact that guarantees the independence and resolution of this record. Thermal and alternating field demagnetizations were carried out to unravel the characteristic remanent magnetization, and the orthogonal diagrams show stable normal and reverse polarity directions. Three pairs of magnetozones were found along the section enabling to define a robust and reliable local polarity sequence correlated with chrons C23, C22, C21n and C20r. The biostratigraphic study distinguished three *Shallow Benthic Zones* from SBZ11 to SBZ13. The combination of magneto and biochronologic scales is very useful to improve and to accurate the available shallow benthic zone calibration for this time gap, especially for the SBZ11 zone. Now the base of SBZ11 can be located, at least, in 50.96 My, because the association is still present at the top of C23n. This data is older than previously thought from existent scales. On the other side, the SBZ11 top falls within chron C22n. The occurrence of a sedimentary hiatus between C22n and C21n prevents an accurate calibration of the SBZ12 top, but our profile proves the relation of SBZ12 with C22n as well. Finally the SBZ13 zone falls within the limits of recent recalibrations (C21n to C20r).

Corresponding author at: Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza, Spain.

E-mail addresses: adriana@igme.es (A. Rodríguez-Pintó), unaim@igme.es

(E.L. Pueyo), josepserra@ub.edu (J. Serra-Kiel), josemsamso@gmail.com (J.M. Samsó),

a.barnolas@igme.es (A. Barnolas), apocovi@unizar.es (A. Pocoví).

INTRODUCTION

The accurate calibration of the Ypresian/Lutetian (Y/L) boundary (Molina et al 2011) has raised the scientific interests in Ypresian and Lutetian sections the last decade. Among the multidisciplinary and integrated studies done, we should particularly mention magneto-, bio-, chrono- and cyclostratigraphic studies in the Pyrenean domain; as in Gorrondatxe (Bernaola et al., 2006, Payros et al., 2007, 2009a and 2009b and Ortiz et al., 2011), Otsakar (Payros et al., 2011), Ara (Mochales et al., 2012), Isuela (Rodríguez-Pintó et al., 2012), or in the Betics: Agost (Larrasoaña et al., 2008 and Ortiz et al., 2008). Nevertheless, most of these sections share a hemipelagic environment with turbidite facies in which the larger foraminifera are scarce or can be reworked from their original location; therefore, the larger foraminifera record could have a distorting effect on the calibration of the *shallow benthic zones* (SBZs). The hemipelagic environment also conditions the condensation of the sedimentary record and many of these sections hardly reach a hundred of meters (Agost [Larrasoaña et al., 2008], Lizarraga [Payros et al., 2009b], Otsakar [Payros et al., 2011]). Another problem dealing with the larger foraminifera is related to the density and quality (availability) of sampling.

The first biozonation based on nummulitids (larger foraminifera) for late Ypresian times (regionally known as Cuisian in the Pyrenees) was proposed by Schaub (1966, 1981). This biozonation was based on *Nummulites* and *Assilina* genera and it was correlated with calcareous nanoplankton in the Campo section in the South Pyrenean basin (Kapellos and Schaub, 1973). Subsequently, Serra-Kiel et al. (1998) characterized the late Ypresian SBZ starting from the biozones defined by Schaub (op. cit.) and integrating data from Hillebrandt (1965) also from the Campo section. The definition and temporal calibration of these biozones (Serra-Kiel et al., 1998) also took into consideration the magnetostratigraphic data available for the Ainsa Basin and Tremp basins (Mediano and Esera sections by Bentham, 1992 and Bentham and Burbank, 1996). In addition to a very low resolution of paleomagnetic sampling, this first calibration had two additional weaknesses; firstly, the fossil localities (Schaub, 1966, 1981, Kapellos and Schaub 1973 and Tosquella, 1995) were not directly located on the magnetic sections (correlations errors could have been taken place) and, secondly, the Lutetian record of these basins has a lack of suitable facies for studying in situ benthic larger foraminifera (mostly talus, turbidites and delta-fan).

To solve these problems, Rodríguez-Pintó et al. (2012), have performed a new detailed magneto- (359 samples) and biochronologic (255 samples) study of Lutetian rocks in the Isuela section (550 m) in the Southern Pyrenees. This section allows some zone boundaries from the scale by Serra-Kiel et al. (1998) to be more accurately calibrated and redated: SBZ13/14 is proposed to be slightly younger, and SBZ14/15 (41.85 My) and SBZ15/16 slightly older. Unfortunately, the SBZ12/13 boundary is eroded at this locality. Additional data to calibrate this boundary are available from the Ara magnetostratigraphic section (Boltaña Fm) in the Ainsa basin

(Mochales, et al., 2012), but this must be interpreted with caution due to the discrete and limited biostratigraphic sampling at this area.

In this paper, we present an integrated study of magnetostratigraphic and biostratigraphic data across the late Ypresian and Early Lutetian times in the San Pelegrín section at the Sivil Range in the South-Central Pyrenean Basin. It is a 530 m long section, mostly composed of shallow marine platform limestones across the Boltaña and Guara Formations. San Pelegrín leads to a new direct correlation of magnetostratigraphic data and larger foraminifera zonation based on *Nummulites*, *Assilina* and *Alveolina* genera. This section complements and expands into the late Ypresian the calibration performed at the Isuela section (Rodríguez-Pintó et al., 2012).

GEOLOGICAL AND STRATIGRAPHICAL SETTING

The Balzes anticline (BA) is a 17-km long curved anticline located in the eastern sector of the External Sierras (Figs. 1 & 2). The southern sector of this anticline, where the San Pelegrín section is located, strikes in a NW-SE direction (azimuth \approx N150E). This structure is part of the South Pyrenean sole thrust, an imbricate system emplaced during Lutetian to Miocene times (McElroy, 1990, Anastasio, 1992, Millán, 1996). The BA shows almost a complete stratigraphic succession of the shallow carbonate platforms developed in the foreland margin of the South Pyrenean Basin during the Early and Middle Eocene. Indeed, the carbonate platforms in this anticline present the most complete succession available in the entire External Sierras, the platforms becoming thinner and incomplete westwards.

In the foreland margin of the Eocene South Pyrenean basin three main successive carbonate platforms can be recognized with a back-stepping retreating pattern (Barnolas and Teixell, 1994). These carbonate platforms have been assigned to a separated lithostratigraphic units, which are, from bottom to top, the Alveolina Limestone, Boltaña and Guara Formations.

The Alveolina Limestone (Garrido-Megías & Ríos, 1972) crops out in the core of the Balzes anticline, north of the San Pelegrín section. The base of this unit is not exposed in the study area but corresponds to a transgressive contact over the terrestrial red beds and lacustrine limestones of the Tremp Formation (Upper Maastrichtian to Palaeocene in age). This contact is exposed in surrounding outcrops (Mediano and Chasa de Rodellar anticlines) and recorded in nearby boreholes (i.e. Boltaña). In the BA, the Alveolina Limestone is represented by approximately 50 m of white, thick bedded limestones that correspond to the upper part of this unit. In this area, the top of the Alveolina Limestone corresponds to a sharp contact with the Boltaña Fm. According their fossil contents the Alveolina Limestone belongs to the Early Ypresian (Ilerdian in Pyrenean terminology) (Serra-Kiel et al., 1994) recently dated with paleomagnetism (Mochales et al., 2012).

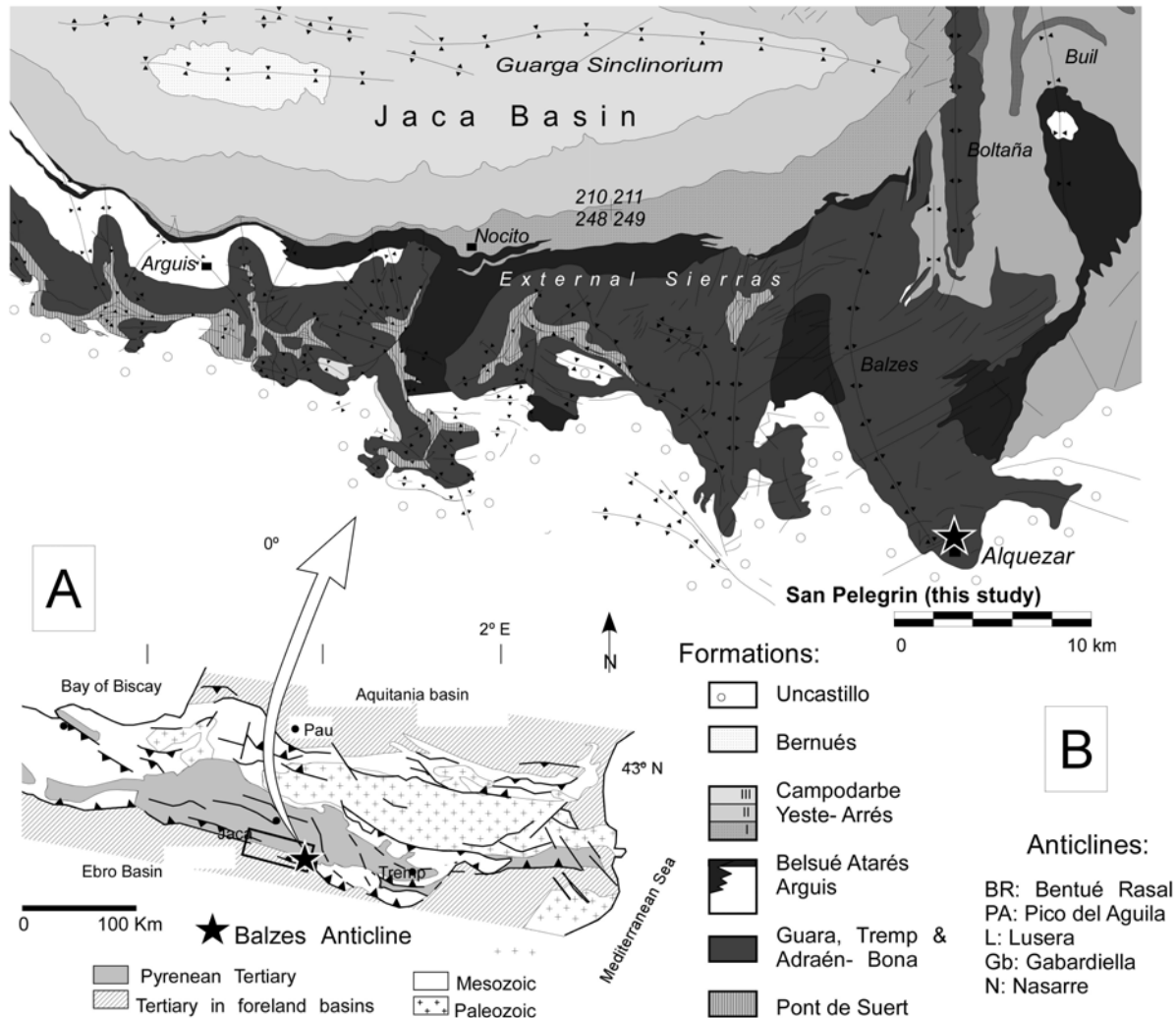


Figure 1. A) General geological sketch-map of the Pyrenees indicating the location of the eastern part of External Sierras and Jaca basin. B) Geologic map from the eastern part of External Sierras, Jaca basin (Puigdefàbregas 1975, modified by Millán 1996, 2006 and Pueyo 2000) and San Pelegrín section (star), at the South of Balzes anticline.

The Boltaña Formation (Barnolas *et al.*, 1991); it forms the greater part of the outcropping walls of the Balzes gorge (Isuala River) and extends southwards from the core of the anticline near Alquezar village (Fig. 2). To the north of the Balzes anticline the outcropping area extends in favour of the Boltaña anticline up to north of the Ara valley where is truncated by erosion and overlapped by the Hecho Group turbidites (Van Lunsen, 1970). The Ara section of this unit, from it was formally described, as been recently studied by Mochales *et al.* (2012). North of the Ara valley, between the Alveolina Limestone and the Boltaña Fm three lithostratigraphic units have been recognized (see the Ara section in Mochales *et al.*, 2012). The upper limit of the Boltaña limestone consist on a sharp contact with the Las Paules Member of San Vicente Formation (De Federico, 1981) which includes in some places and high content in glauconite. Towards the south, in the Boltaña to Balces anticlines relay, Las Paules Member change laterally to the shallow platform limestones of the Guara Fm.

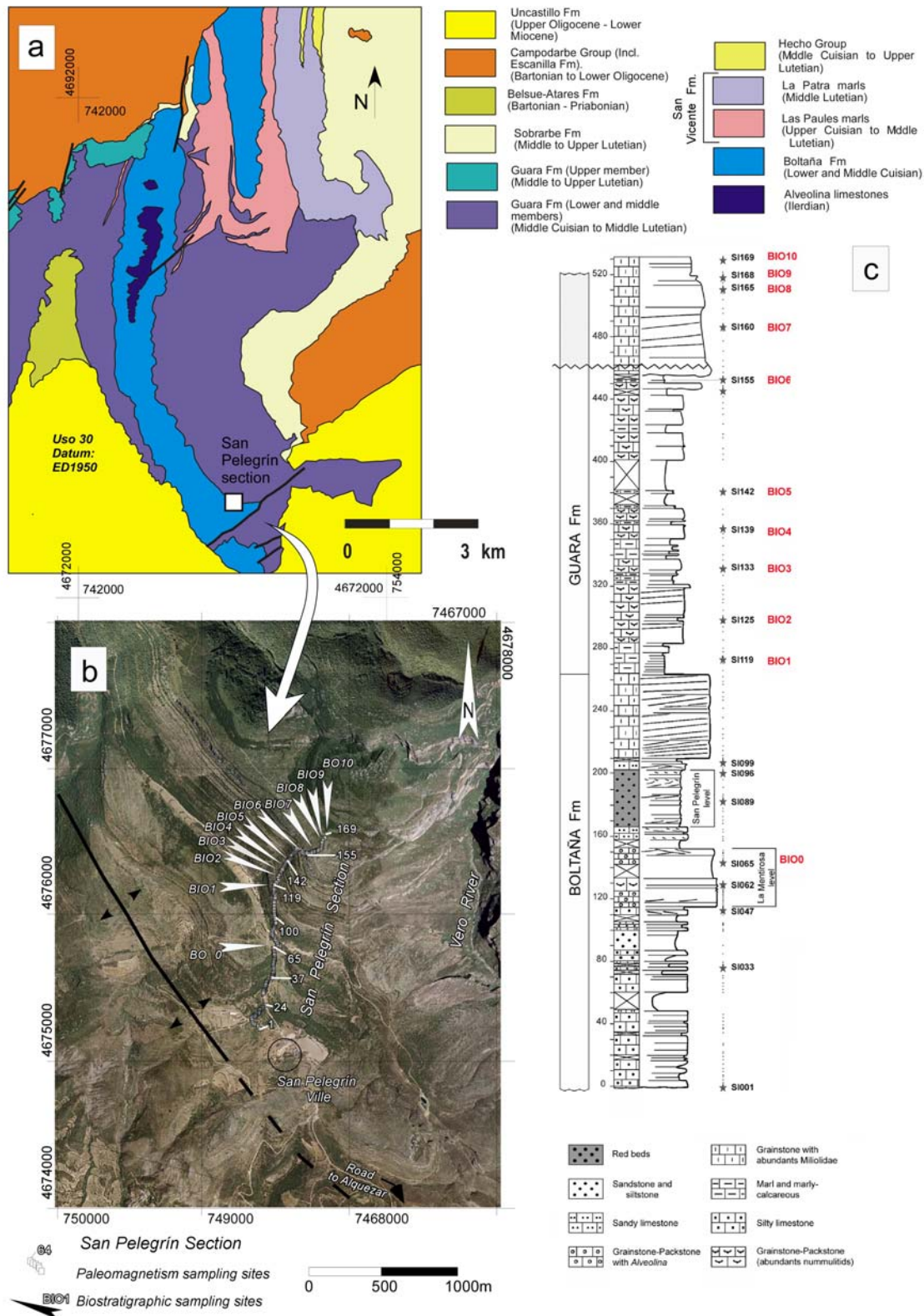


Figure 2. a) Geologic map from the Balzes anticline zone. b) Location and sampling of San Pelegrin section: biostratigraphic samples (BIO-white arrows), magnetostratigraphic samples (gray points labeled with numbers). Orthophoto image from PNOA project, National Geographic Institute (Spain), pixel resolution of 0.5 cm. <http://www.ign.es>. c) San Pelegrin lithostratigraphic section. C) Lithostratigraphic section from San Pelegrin with magneto (SI...) and biostratigraphic (BIO...) locations.

The Guara Fm of Puigdefàbregas (1975) was redefined by Barnolas et al. (1991) and Samsó et al. (1994) including only the shallow platform limestones developed latter of the Boltaña platform. The lower limit of the Guara formation is the contact with the Boltaña Fm. Towards the west of the External Sierras the Boltaña Fm is not represented and the Guara Fm follows terrigenous red beds of Tremp Fm and unnamed Upper Ypresian ones (Rodríguez-Pintó et al., 2012). According to Samsó et al (1994) and Rodríguez-Pintó et al. (2012) with data mainly from the western External Sierras (Isuela and Gabardiella sections), three members could be recognized in the Guara Fm. The lower Member is represented by highly terrigenous facies, including abundant *Nummulites* and *Assilina*, and white limestones including miliolidae and *Alveolina*. (See, Rodríguez-Pintó et al., 2012). The middle member is represented by dominant *Alveolina* and miliolidae limestones than turns to deeper facies, including *Nummulites* and *Assilina*, towards the east. The upper member is made by nummulitic limestones with a significant content of terrigenous components.

The San Pelegrin Section

The San Pelegrin section includes the upper part of the Boltaña Fm and the lower part of the Guara Fm. The interest of this section is which it exposes a transition between the Boltaña and Guara Formations in shallow-water limestones with abundant macro foraminifera. In the San Pelegrin section, the exposed upper part of the Boltaña Fm includes four successive lithological intervals. The lower part includes alternating beds of yellowish sandy bioclastic limestones with scarce sandstones ones. These bioclasts, including *Alveolina*, miliolids and abundant *Orbitolites*, are frequently fragmented and have undergone rubefaction. The second lithological interval (a prominent reference level in landscape) corresponds to a white, cross-bedded, sandy limestone with abundant *Alveolina*, named as La Mentiroso level in this work (Fig. 2c). On top of the La Mentiroso level, the third lithological interval is made by reddish-brown, well-sorted fine grained sandstones with large-scale cross-bedding and no fossil content (the San Pelegrín level of Barnolas and Gil-Peña 2001). The absence of channel surfaces in the San Pelegrín level and the homogeneity of their well-sorted and cross-bedded sandstones facies could indicate a terrestrial (eolian) environment (i.e., dune type). The upper part of the Boltaña Fm in San Pelegrin section is represented by fine-grained silty-limestone (bioclastic fine grained grainstones with a silty siliciclastic content) including a very thick level at the top that becomes a regional reference level. In top of this level reworked facies with slight amount of glauconite preludes the sharp transition to the Guara Fm. The total thickness of the Boltaña Fm in the BA is nearly 500 m.

In the San Pelegrín section the lower part of the Guara Formation is represented by a succession of marly limestones and limestones with abundant *Nummulites* and *Assilina*. These facies are not represented in the Isuela section (Rodríguez-Pinto et al., 2012) and they are poorly represented in the Gabardiella section. The upper part of the Guara Fm included in the San Pelegrin section is represented by white bioclastic and cross-bedded limestones rich in *Alveolina* and miliolidae. The contact between these two siliciclastic intervals corresponds to an unconformity. This unconformity is recognized by a breccia with clasts from the lower interval

surrounded by matrix of upper ones. These evidences seem to reflect a subaerial exposure. The total thickness of the Guara Fm. is estimated to be more than 600 m but only their lower 180 m have been considered in this study.

BIOSTRATIGRAPHY

Sampling and procedures

Eleven samples were collected along the San Pelegrín section (Figs. 2, 9 and 11) to study the nummulitids and alveolinids, in particular the *Nummulites*, *Assilina* and *Alveolina* genera (larger foraminifera). The larger foraminifera were studied as isolated specimens and in thin sections. The nummulitids (*Nummulites* and *Assilina*) were studied in isolated specimens. The rocks were disaggregated in water, H₂O₂ and Na₂CO₃ solution and the fine sediment removed using 1.0-, 0.5- and 0.2-mm mesh sieves. The alveolinids (*Alveolina*) and the trematophore miliolids (*Idalina*, *Pseudolacazina* and *Fabularia*) were studied in thin sections. The material is housed at the Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències marines, Universitat de Barcelona.

Our systematic studies of the nummulitids in this work is based on taxonomic criteria used by previous authors such as Schaub (1951), Schaub (1981), Tosquella (1995) and Tosquella and Serra-Kiel (1996), the alveolinids by Hottinger (1960) and Drobne (1977) and the trematophore miliolids by Caus (1979).

Biostratigraphic data

The biostratigraphic material is presented in Figures 3, 4, 5 and 6 and the samples are located in detail in figures 9 and 11.

The samples contain the following larger foraminifera:

- BIO0 (same bed as paleomagnetic site SI065) contains *Alveolina cremae* CHECCHIA-RISPOLI 1905 (Figs. 5.23 - 5.24), *Alveolina decastroi* SCOTTO DI CARLO 1966 (Figs. 5.18 - 5.19), *Alveolina distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI 1905 (Figs. 5.20 - 5.21), *Alveolina multicanalifera* DROBNE 1977 (Fig. 5.22) and *Cuvillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA 1948) (Figs. 6.11- 6.12).
- BIO1 (SI119), contains *Nummulites kapellosi* SCHAUB 1981, *Assilina laxispira* DE LA HARPE 1853 in ROZLOZNIK 1926 (Figs. 3.1-3.3) and *Nummulites partschi* DE LA HARPE 1880.
- BIO2 (SI124-SI125) contains *Nummulites burdigalensis pergranulatus* SCHAUB 1951 (Figs. 4.1, 4.2 and 4.5), *Nummulites burdigalensis cantabricus* SCHAUB 1981 (Fig. 4.9), *N. kapellosi* (Figs. 4.16-4.20), *Nummulites buxtorfi* (Figs. 5.11 - 5.12), *Assilina* aff. *cuvillieri* SCHAUB 1981, *Assilina reicheli* SCHAUB 1951 (Figs. 3.4-3.10) and *A. laxispira*.

- BIO3 (SI133) contains *Nummulites rotularius* DESHAYES 1838 (Figs. 5.1-5.4), *Nummulites burdigalensis pergranulatus*, *N. kapellosi* (Figs. 4.14 - 4.15), *A. laxispira* and *A. aff. cuvillieri* (Fig. 3.13).
- BIO4 (SI 139), contains *Nummulites aquitanicus* BENOIST 1889 (Figs. 5.13 - 5.14), *N. partschi* (Figs. 5.6 - 5.8), *N. rotularius* (Fig. 5.5), *N. burdigalensis cantabricus* (Figs. 4.8, 4.10-4.13), *N. burdigalensis pergranulatus* (Figs 4.3, 4.4, 4.6 - 4.7), *N. kapellosi* and *A. aff. cuvillieri* (Figs. 3.14 - 3.15).
- BIO5 (SI142), contains *N. buxtorfi*, *N. aquitanicus*, *N. partschi* (Figs. 5.9 - 5.10), *N. kapellosi*, *Assilina marinellii* (DAINELLI 1915) and *A. aff. cuvillieri* (Figs. 3.11 - 3.12).
- BIO6 (SI155-156), contains *Nummulites campesinus* SCHAUB 1966 (Figs. 4.21- 4.26) and *Assilina cuvillieri* SCHAUB 1981 (Figs. 3.16- 3.17).
- BIO7 (SI160), contains *Alveolina obtusa* MONTANARI 1964, *Alveolina stipes* HOTTINGER 1960 (Fig. 5.16), *Alveolina tenuis* HOTTINGER 1960 (Fig. 5.17), *Fabularia roselli* CAUS 1979 (Figs. 6.4 - 6.7), *Pseudolacazina hottingeri* CAUS 1979 (Figs. 6.1-6.3) and *Idalina berthelini* SCHLUMBERGER 1905 (Figs. 6.8 - 6.10).
- BIO8 (SI165), contains *P. hottingeri* and *F. roselli*.
- BIO9 (SI168) contains *Alveolina callosa* HOTTINGER 1960 and *I. berthelini*.
- BIO10 (SI169) contains *Nummulites verneuili* D'ARCHIAC and HAIME 1853, and *Assilina praespira* DOUVILLÉ 1905 (Fig. 5.15).

MAGNETOSTRATIGRAPHY

Sampling and procedures

We sampled 169 stratigraphic levels in the San Pelegrín section for magnetostratigraphic purposes. Samples were drilled in-situ and spaced 2-3 m apart (Fig. 2b). With this aim, we used a water-cooled petrol-powered drill and samples were oriented using a magnetic compass. Samples were cut in the laboratory to obtain standard paleomagnetic samples of 10 cc.

Laboratory measurements were performed at the University of Burgos (Spain) using a superconducting 2G cryogenic magnetometer for stepwise thermal (TH) and alternating field (AF) demagnetizations. We used the TH demagnetizations systematically across all the profile and some AF demagnetizations as additional support. Increments of 50° up to 300° and of 30-35° up to 570° were selected for the thermal treatment. Alternating field demagnetizations intervals were of 2-5 mT up to 20 mT and then every 10-20 mT up to 100 mT.

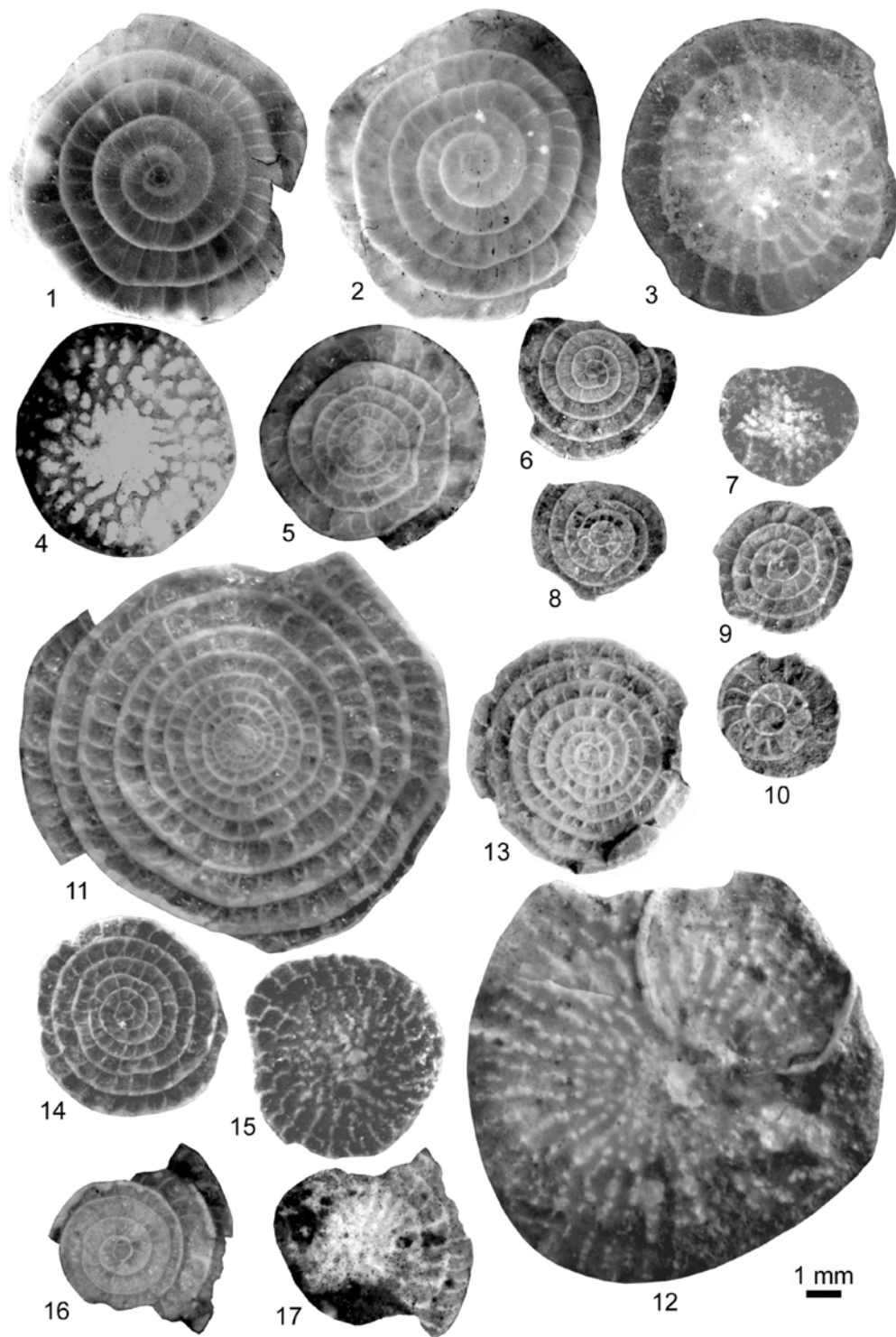


Figure 3: *Assilina laxispira* DE LA HARPE 1853 in ROZLOZSNIK 1926: 1-3 A-Forms, equatorial sections and external view. All specimens from sample BIO1. *Assilina reicheli* SCHAUB 1951: 4-5 B-Forms, equatorial section and external view. 6-10 A-Forms, equatorial sections and external view. All specimens from sample BIO2. *Assilina* aff. *cuvillieri* SCHAUB 1981: 11-12 B-Forms, equatorial section and external view. 13-15 A-Forms, equatorial sections and external view. 13 from sample BIO3; 11 and 12 from sample BIO5; 14 and 15 from sample BIO4. *Assilina cuvillieri* SCHAUB 1981: 16-17 A-Forms, equatorial section and external view. All specimens from sample BIO6.

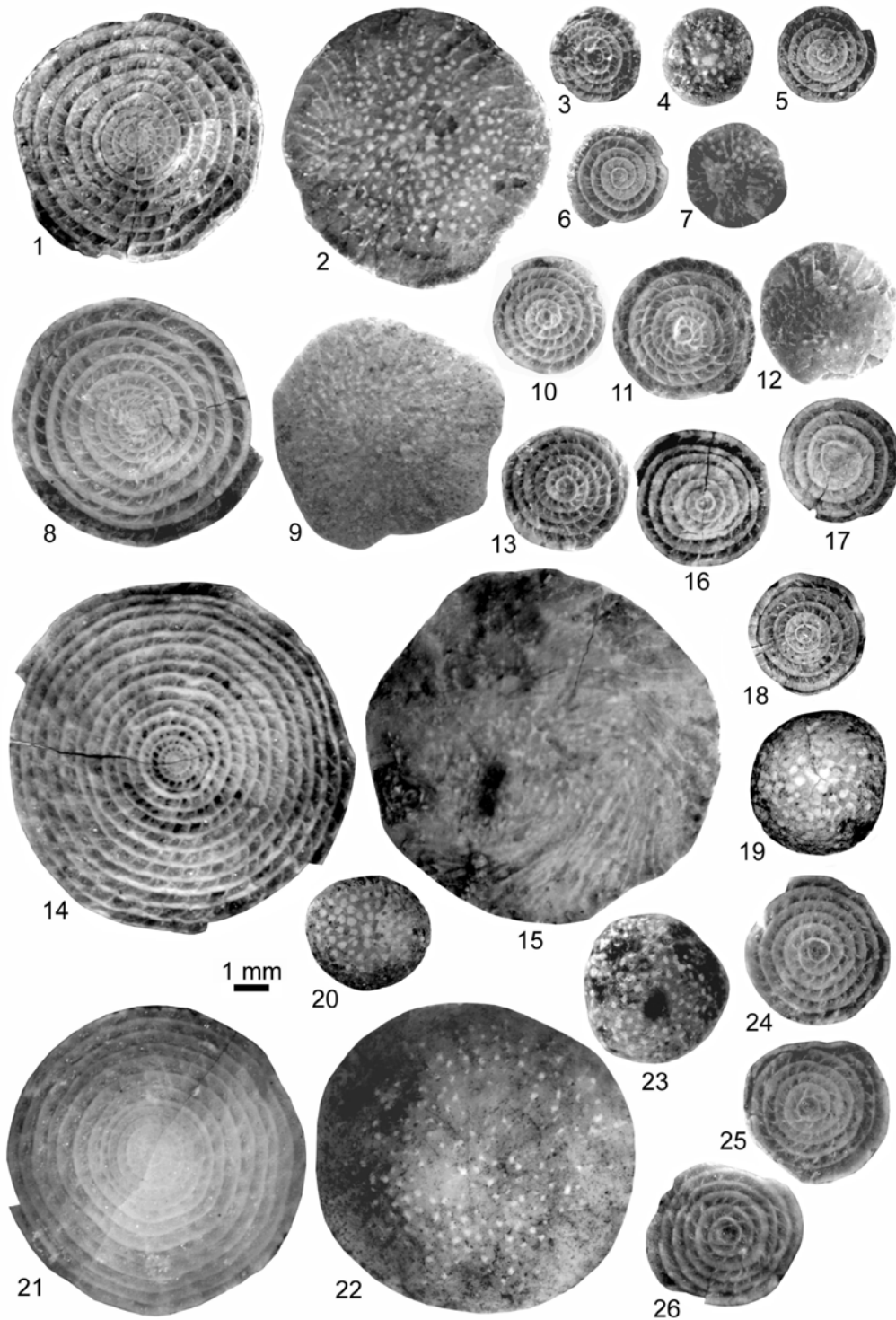


Figure 4. *Nummulites burdigalensis pergranulatus* SCHAUB 1951: 1-2 B-Forms, equatorial section and external view. 3-7 A-Forms, equatorial sections and external view. 1, 2 and 5 from sample BIO2; 3, 4, 6 and 7 from sample BIO4. *Nummulites burdigalensis cantabricus* SCHAUB 1981: 8-9 B-Forms, equatorial section and external view. 10-13 A-Forms, equatorial sections and external view. 9 from sample BIO2; 8, 10-13 from sample BIO4. *Nummulites kapelloi* SCHAUB 1981: 14 and 15 B-Forms, equatorial section and external view. 16-20 A-Forms, equatorial sections and external views. 14 and 15 from sample BIO3; 16-20 from sample BIO2. *Nummulites campesinus* SCHAUB 1966: 21 and 22 B-Forms, equatorial section and external view. 23-26 A-Forms, equatorial sections and external view. All specimens from sample BIO6.

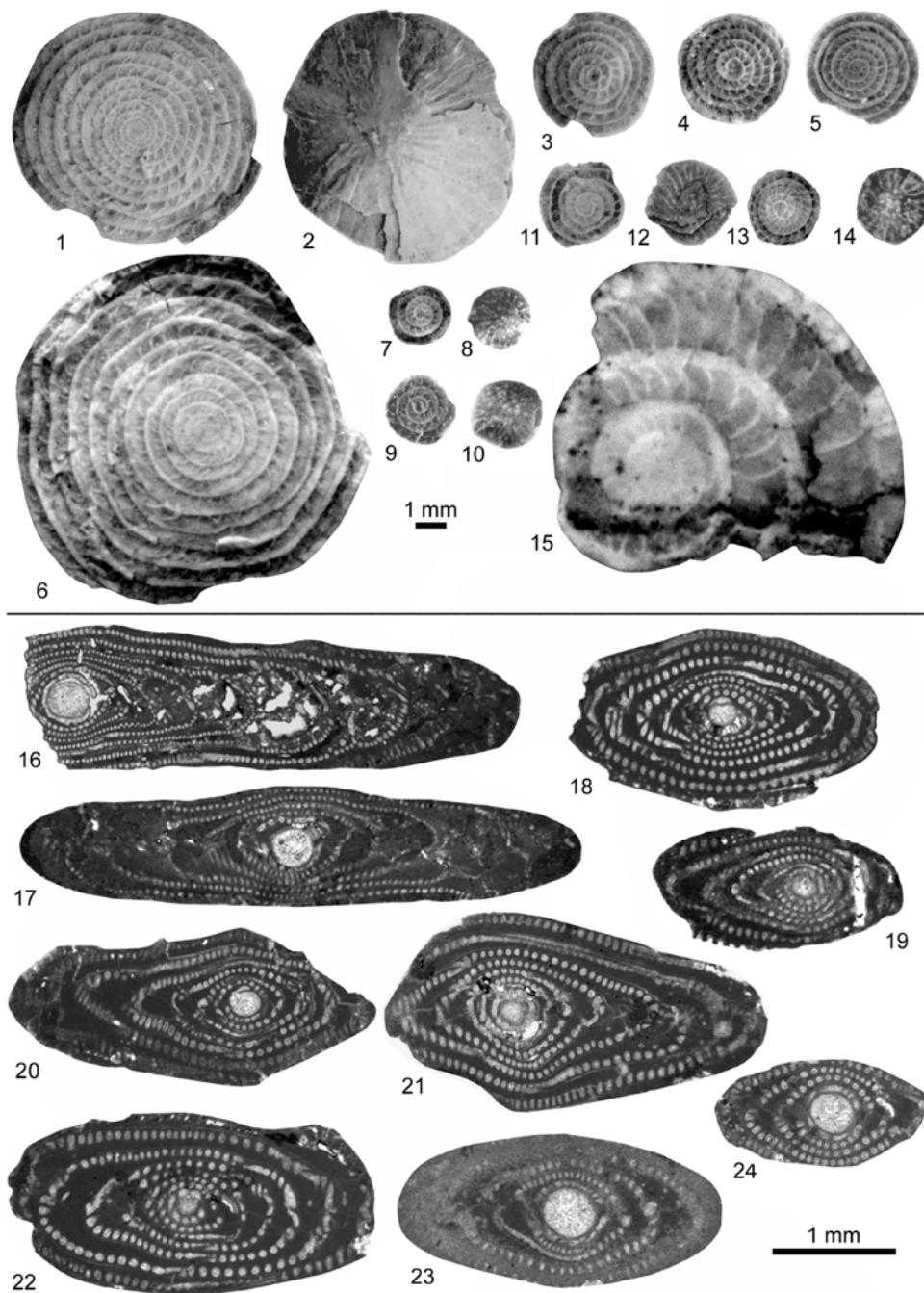


Figure 5. *Nummulites rotularius* DESHAYES 1838: 1 and 2 B-Forms, equatorial section and external view. 3-5 A-Forms, equatorial sections. 1, 2, 3 and 4 from samples BIO3; 5 from sample BIO4. *Nummulites partschi* DE LA HARPE 1880: 6 B-Form, equatorial section. 7-10 A-Forms equatorial sections and external views. 6-8 from sample BIO4, 9 and 10 from sample BIO5. *Nummulites buxtorfi* SCHAUB 1951: 11 and 12 A-Forms, equatorial and external view, from sample BIO2. *Nummulites aquitanicus* BENOIST 1889: 13 and 14 A-Form, equatorial and external view, from sample BIO4. *Assilina praespira* DOUVILLÉ 1905: 15 B-Form, equatorial section, from sample BIO10. *Alveolina stipes* HOTTINGER 1960: 16 A-Form, axial section, from sample BIO7. *Alveolina tenuis* HOTTINGER 1960: 17 A-Form, axial section, from sample BIO7. *Alveolina decastroi* SCOTTO DI CARLO 1966: 18 and 19 A-Forms, axial sections, from sample BIO0. *Alveolina distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI 1905: 19-21 A-Forms, axial sections, from sample BIO0. *Alveolina multicanalifaera* DROBNE 1977: 22 A-Form, axial section, from sample BIO0. *Alveolina*

cremae CHECCHIA-RISPOLI 1905: 23 and 24, A-Forms, axial sections, from sample BIO0.



Figure 6. *Pseudolacazina hottingeri* CAUS 1979: 1 B-Form, 2 and 3 A-Forms, from sample BIO7. *Fabularia roselli* CAUS 1979: 4 B-Form, 5 and 6 A-Forms, from sample BIO7. *Idalina berthelini* SCHLUMBERGER 1905: 8-10 A-Forms, from sample BIO7. *Cuvillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA 1948): 11 and 12 equatorial and subequatorial sections, from sample BIO0.

Progressive IRM acquisition (fourteen steps) was performed with increments of 25 mT up to 100 mT, then 50 mT up to 200, 100mT up to 400 mT, 200 mT up to 800 mT and three additional steps at 1.2, 1.6 and 2 T. For the thermal demagnetization of the three-axes IRM, a 2 T field was applied along the z-axis (hard coercivity phase), an intermediate one of 0.4 T along the y-axis (medium) and a 0.12 T field along the x-axis (soft). The thermal demagnetization routine was performed in eighteen steps: 20°C, 100°C, steps of 50 up to 300°, steps of 30-35° up to 570° and then 580, 620, 650 and 680°C.

Individual directions were obtained by end-point and principal component analyses (PCA, Kirschvink, 1980) using the *Paldir* software of the Paleomagnetic Laboratory at the University of Utrecht. Fisher (1953) site means were also calculated..

Rock Magnetism

We performed 30 progressive IRM acquisitions and 38 thermal demagnetizations of three-axis IRM to identify the magnetic content. Overall, rock magnetism analysis revealed the occurrence of low, medium and high coercivity phases as a function of the lithology, although the soft carriers dominated the profile (Fig. 7). Most progressive IRM acquisitions were not completely saturated at 2 T (i.e., SI068 and SI102).

The Lowrie's test (1990) evidenced unblocking temperatures (T_{ub}) of 580°C for the soft and medium coercivity fractions, likely to be magnetite. Unexpectedly, the hard coercivity component (coercivity phase bigger than 2 Teslas) also falls within this interval, and this could correspond to aluminium impurities in haematite (Morrish, 1994). Finally, some diagrams show a drop of the hard coercivity fraction at 200°C (i.e., SI068 in Fig. 7), which could correspond to goethite (observed mostly ochre limestones).

Characteristic remanent magnetization directions

The natural remanent magnetization (NRM) was found between 0.008 and 1.947 mA/m, with a mean of 0.39 mA/m and a standard deviation of 0.44 mA/m. In general, demagnetization was weak and the susceptibilities ranged from -10 to 70 10^{-6} S.I. units, diamagnetic samples representing 36% of the total (Fig. 8a).

Overall, we carried out more than 240 demagnetizations in the laboratory: 169 TH and 86 AF. A set of representative diagrams (Fig. 7) shows the main features of the samples. Two components can be distinguished: a viscous low temperature component up to 200°C, similar to the present magnetic field (DEC: 359, INC: 57); and a second component from 200°C up to 570°C. This component displayed normal and reversed directions with linear trajectories decaying to the origin and this was considered to indicate the characteristic remanent magnetization (ChRM). Magnetization disappeared at around 500-570°C in a 60% of the samples, other

samples were fully demagnetized by 400-500°C; indeed, in some samples authigenic minerals appeared during their heating in the oven beyond 500°C, and therefore higher steps were not considered in the calculations (Fig. 7).

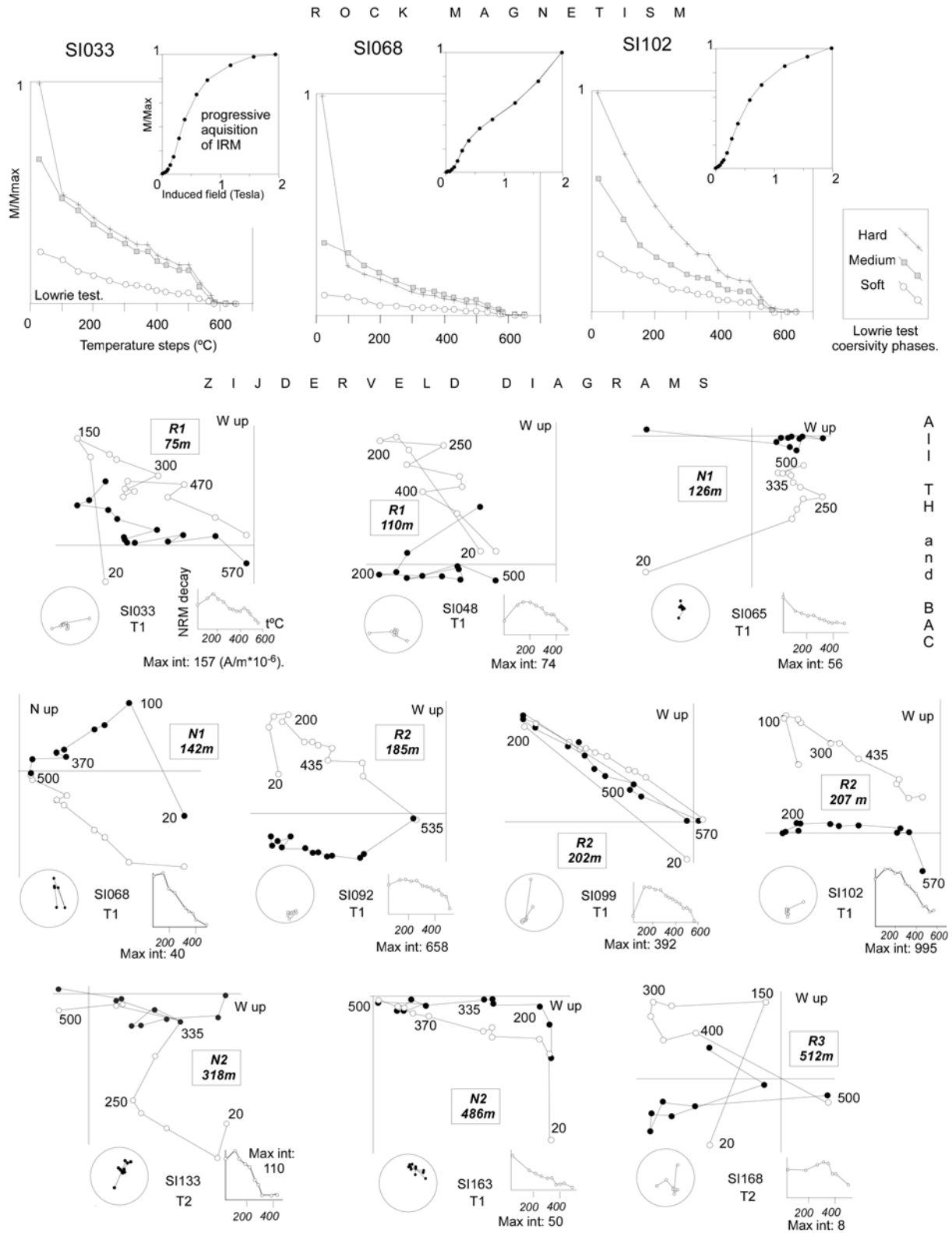


Figure 7. Rock magnetism analyses of representative samples (upper row): Thermal demagnetization of isothermal remanent magnetization in three axes (Lowrie tests).

Small upper diagrams are progressive acquisition of isothermal remanent magnetization. Down, representative demagnetization diagrams before any correction (BAC, geographic coordinate system). The stereographic projection and the intensity decay diagram are also included. Each sample is identified with its name, quality type, and stratigraphic position in the section and chron identification.

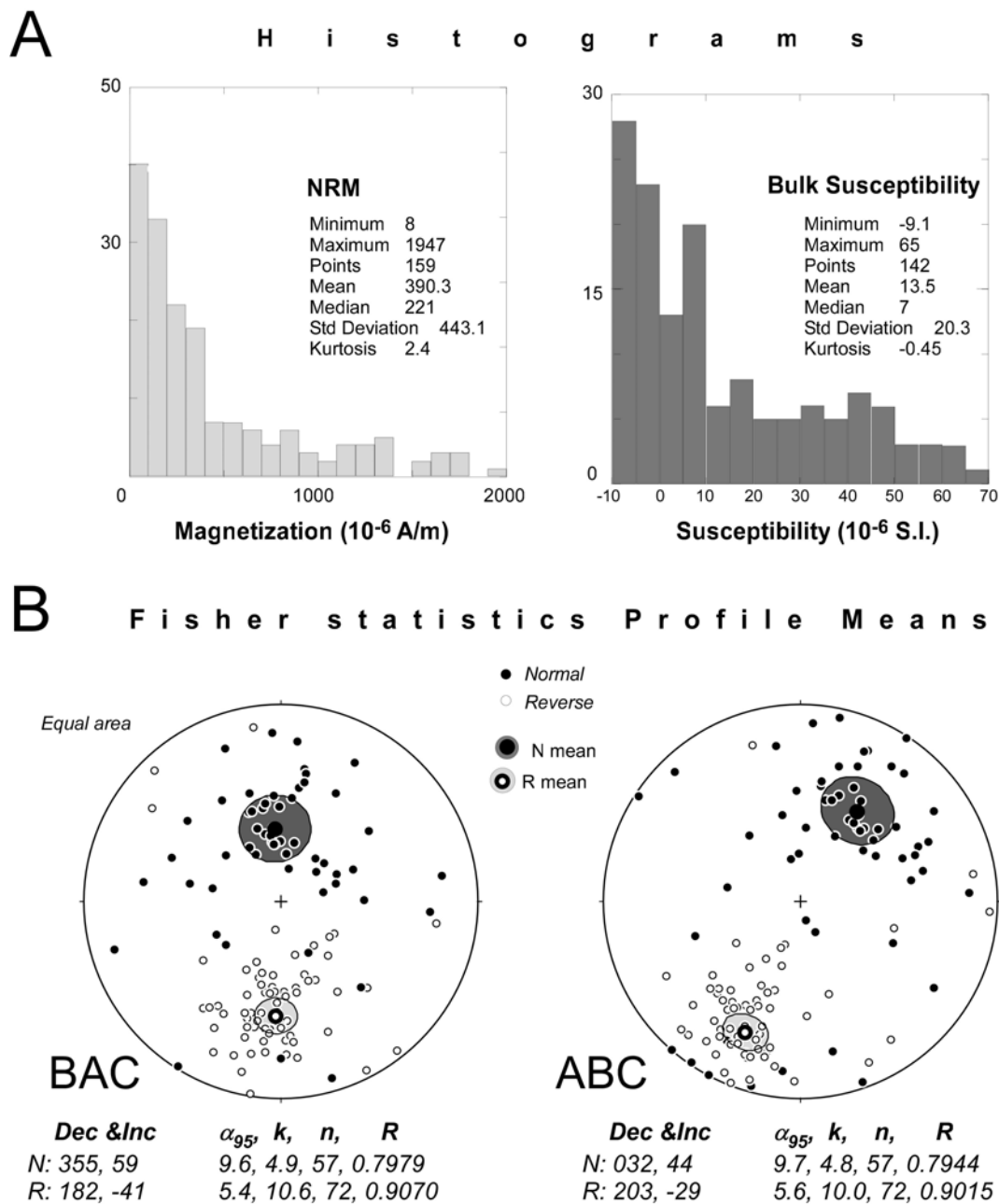


Figure 8. A) Natural remanence magnetization (NRM) (left) and bulk susceptibility (right), histograms for the San Pelegrin section. B) stereographic projection showing the normal and reverse means for type I samples (thermal and alternative field demagnetizations included) before (BAC) and after (ABC) bedding correction.

The processing of the samples allows 154 TH and 38 AF directions to be calculated, that is, in 91% and 44.7% of the measured samples respectively. The other samples

were discarded because of weak NRM intensity, erratic demagnetization, gyroremanence or apparent shock magnetization (attributed to blasting for road construction); in addition, some AF samples were not fully demagnetized at 100 mT. ChRM directions were classed into two types according to their quality. Type 1 vectors (80.2%) displayed a maximum angular deviation (MAD) $\leq 15^\circ$, more than 6 steps of demagnetization were involved in the calculation and the maximum unblocking temperature was $\geq 435^\circ\text{C}$. In the case of AF demagnetizations, they were required to have a minimum field of 5 mT. Type 2 comprises the remaining samples. Although we have not performed the fold test in the studied section, several positive results in the Balzes and Boltaña anticlines prove the prefolding character of the magnetization (Mochales et al., 2012; Rodríguez-Pintó et al., *in review* a and b).

Overall, data for the San Pelegrín section is slightly scattered (Fig 7b), and seems to be affected by some inclination flattening (mostly in the reverse component), though some other minor causes of noise such as overlapping with recent components cannot be ruled out (Rodríguez -Pintó et al., 2011). The pseudo-antiparallel character of the San Pelegrín means together with the positive reversal test found in the same facies of the Isuela (Rodríguez-Pintó et al., 2012) and Ara sections (Mochales et al., 2012) as well as the well-founded and robust pattern of magnetozones allow us to be confident of the local polarity sequence.

DISCUSSION

Considering the new magnetostratigraphic and biostratigraphic data acquired along the San Pelegrín section, we first and independently discuss the biostratigraphic implications (Fig. 9) as well as the consistency of the local polarity sequence (Fig. 10). After that, a combined correlation with the geologic time scale will be proposed and the geochronological implications will be discussed.

Biostratigraphic implications

The assemblage (Fig. 9) composed of *Alveolina cremae*, *A. distefanoi*, *A. decastroi*, *A. multicanalifera*, *Cuvillierina vallensis*, *Nummulites kapellosi*, *N. burdigalensis pergranulatus*, *N. burdigalensis cantabricus*, *N. partschi*, *N. rotularius*, *N. aquitanicus*, *N. buxtorfi*, *Assilina marinellii*, *A. aff. cuvillieri*, *A. reicheli* and *A. laxispira* found in samples BIO0 to BIO5 (274-380 m) indicates a Middle Cuisian age (Biozone *Nummulites praelaevigatus/Nummulites burdigalensis cantabricus*) according to Schaub (1981) and SBZ 11 according to Serra-Kiel et al. (1998). The association of *N. campesinus* and *A. cuvillieri* (BIO6, 452 m) indicates a Late Cuisian in age (Biozone *Nummulites manfredi/Nummulites campesinus*) according to Schaub (1981) and SBZ 12 according to Serra-Kiel et al. (1998). Lastly, the association *Alveolina obtusa*, *Alveolina tenuis*, *Alveolina callosa*, *Assilina praespira* and *Nummulites verneuili* (BIO7 to BIO10, 486-530 m) indicates an Early Lutetian age and SBZ 13 according to Schaub (1981) and SBZ 13 according to Serra-Kiel et al. (1998).

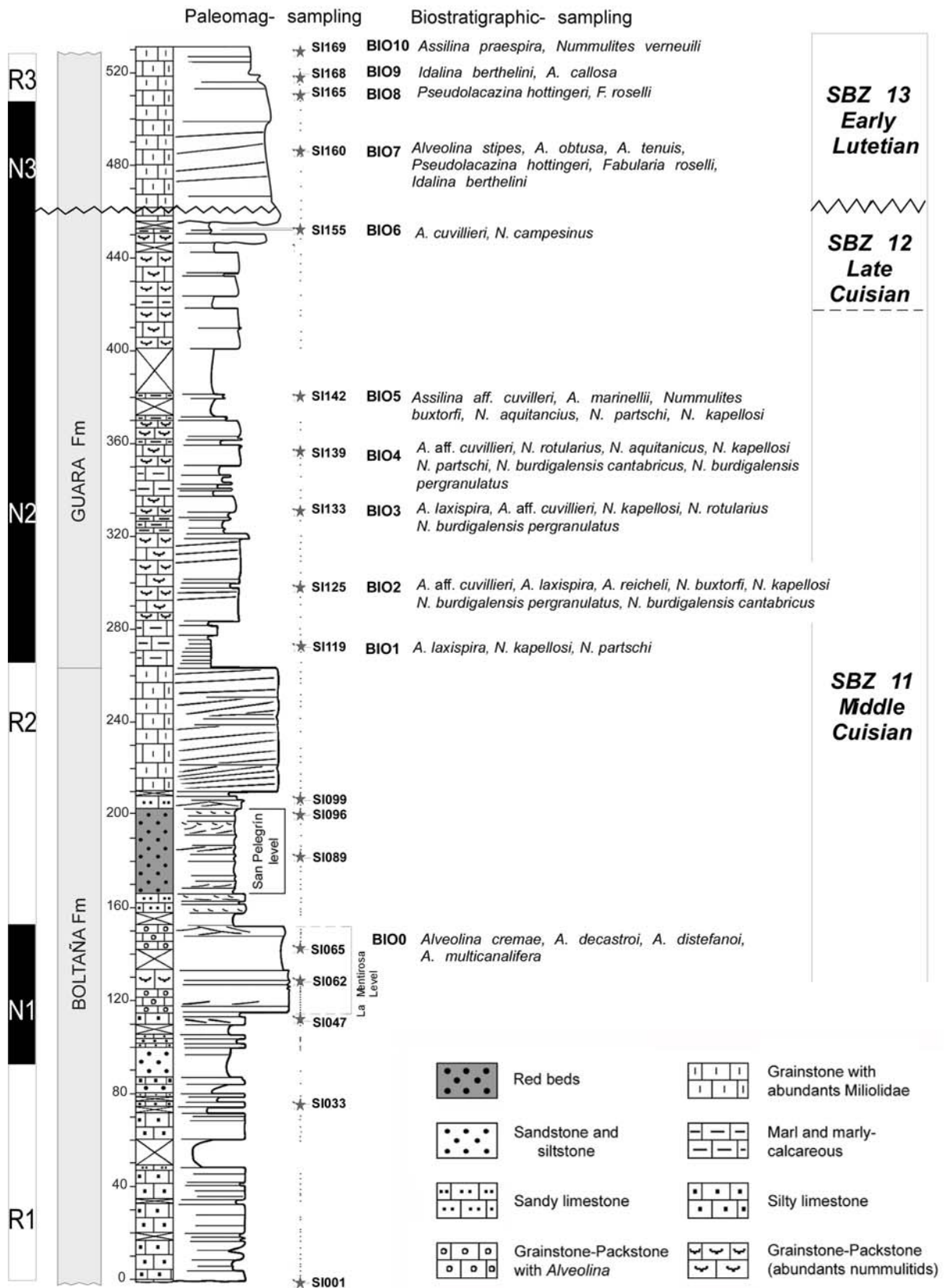


Figure 9. Definition of Shallow Benthic Zones 11, 12 and 13 along the San Pelegrín profile. From left to right, magnetozones and lithostratigraphic section, the paleomagnetic sampling, the biostratigraphic sampling, related association of species and assignment of SBZ zones.

Local polarity sequence

After bedding restoration, primary paleomagnetic vectors allow us to build a reliable local polarity sequence (LPS) for the San Pelegrín section (Fig. 10). On the basis of the LPS, we identify six magnetozones along the profile: three with reverse and three with normal polarity (Fig. 10). Certain criteria were considered in order to define the zones: namely, a minimum of two consecutive levels were required to define each chron, using only virtual geomagnetic pole (VGP) data from good quality samples (Type 1). The six magnetozones, from the base to the top of the section, are as follows. Chron R1 is clearly defined (26 consecutive stratigraphic levels), running through the first 92 meters of the profile. Above that, the normal chron N1 can be bracketed from 98 to 155 m (24 levels) and then a well characterized reverse chron R2 from 157.5 to 261.5 m (31 levels).

This is followed by a large normal zone that extends from 265 to 507 m (25 levels, nine of those of Type 2). This zone has been divided in two local zones (N2 and N3) because of the occurrence of an unconformity located in 460 m. This surface seems to be a paraconformity and displays evidences of sub-aerial exposure. At the top of the section we observe the last change in polarity; the final 23 m (R3) display a clear reverse polarity (four negative levels, two of which are type 1). In general, the quality of the VGP data and the intensity of the magnetization decrease from 280 m towards the top of the section, and this may explain the less certain definition of the upper local zones.

Correlation to the geologic time scale and implications for the larger foraminifera zoning.

The correlation of this paleomagnetic dataset with the global polarity time scale (GPTS; Gradstein, et al., 2004) considering the new biostratigraphic data allows us to identify exact chron numbers, and thus to assign absolute ages to the boundaries of the magnetozones (Figure 11).

According to the regional knowledge of the stratigraphy, our section falls within the late Ypresian – Lutetian interval (Barnolas and Gil-Peña., 2000). Within this temporal frame, the first two magnetozones (R1, N1) would correlate with the chrons C23r and C23n respectively. Therefore, the R2 and N2 magnetozones would correlate with the chrons C22r and C22n. Here, the field evidence of a subaerial exposure (paraconformity) prevents us to propose a stronger and independent correlation without considering the biostratigraphic data. Therefore, magnetozone N3 could correspond to C21n or to C20n and the uppermost R3 would correlate to C20r or to C21r depending on the time gap trapped in the hiatus. Therefore, in this upper part of the profile, the magnetostratigraphy has no resolution and the biostratigraphic information is needed to support one or the other alternative (Fig. 11) as well as to check its consistency with neighbor sections.

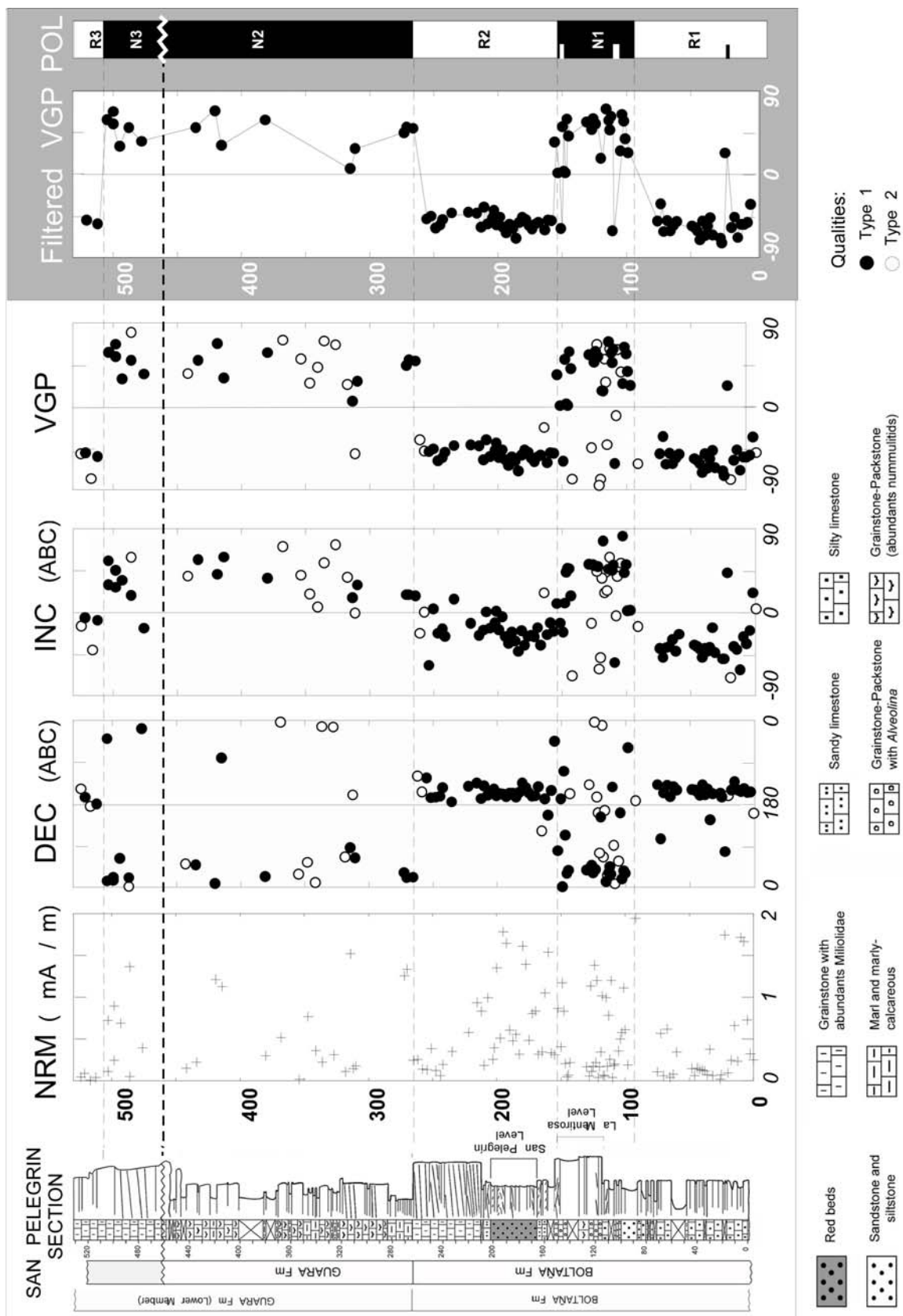


Figure 10. Magnetostratigraphic data in the San Pelegrín section. From left to right: Detailed lithostratigraphic section. Natural remanent magnetization (NRM) intensity in mA/m. Declinations and inclinations after bedding correction. Determined Virtual Geomagnetic Poles (VGP) or paleolatitudes.

The rightmost column shows only VGPs from type-1 samples and the final local polarity sequence (LPS).

San Pelegrín section

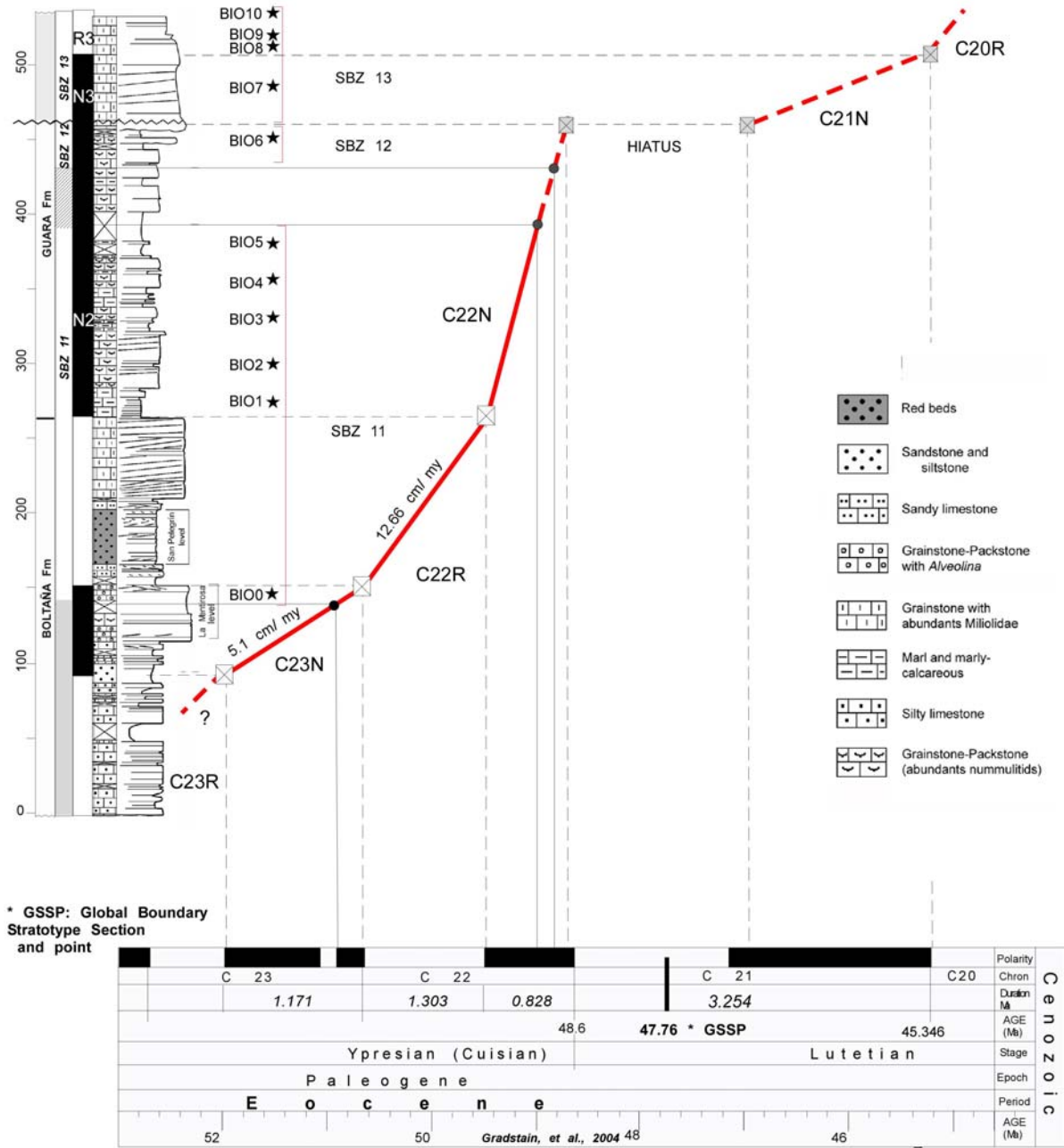


Figure 11. Correlation of the paleomagnetic data with the global polarity time scale (GPTS, Gradstein et al., 2004). The biostratigraphic data (and deduced SBZs) are also indicated on the left. The graph represents the average accumulation rates by magnetozones derived from the correlation.

Despite the lack of biostratigraphic localities (because of the unsuitability of the facies), the proposed age for the base of the San Pelegrín profile (C23r and C23n) perfectly matches the results obtained for the Boltaña formation in the Ara section (Mochales et al., 2012), where 6 fossil localities yield evidences for SBZ10

associations (Fig. 12). The first fossil locality in the San Pelegrín section (sample BIO-0) is assigned to chron C23n (likely chron C23n1n following the nomenclature by Cande and Kent, 1995) and corresponds to the SBZ11 zone, middle Cuisian following the Serra-Kiel et al. (1998) biozonation. This biozone spreads from the top of the N1 along the entire R2 and part of the N2 (top of the C23n chron and chrons C22r and C22n respectively).

Since the first evidence for SBZ12 associations (sample BIO6) is underneath the unconformity and still displays normal polarity, the SBZ11/SBZ12 boundary must undoubtedly fall within chron C22n. Unfortunately the discontinuity of the record (C22n is incomplete) precludes an accurate calibration of the limit. In any case, our interpretation validates the data recently achieved in the Lizarraga section (Payros et al., 2009b) where, despite the limited length and the discontinuity of the record, all evidences for SBZ11 associations are located within C22 chron and the upper boundary of SBZ11 is located at the top of the C22n.

The problems arise if we pretend to assign an absolute age for the SBZ12/13 boundary; here the time lapse trapped in the sedimentary hiatus plays a significant role. Since BIO6 (SBZ12) and BIO7 (first evidence of SBZ13) both display normal polarity, two distinct interpretations can be proposed. The first one considers a short temporal gap such that we could still considered the upper normal polarity samples as C22n (late Ypresian). The second implies a larger gap (2 M.a about) that will prevent the sedimentary record of the entire C21r chron to take place. Here, BIO7 falls within C21n and BIO8 to 10 within C20r, all during Lutetian times. Both hypotheses are very contrasted and additional evidences are needed see which is more plausible.

The new calibration of the Ypresian/Lutetian boundary (Bernaola et al., 2006; Molina et al., 2011) from Gorrondatxe may shed some light on the problem (Fig. 12); the first evidences for SBZ13 associations are included within C21r chron in agreement with the data from the Otsakar section (Payros et al., 2011). This fact favors the second hypothesis; a long-lasting period without sedimentary record during the entire C21r chron and likely part of C22n top and C21n base. Therefore, the SBZ12/13 and the Y/L boundary are absent in our section. Besides, the timing of this sedimentary hiatus is partially coeval with the temporal gap found at the base of the, Isuela section (Fig. 12) (Rodríguez-Pintó et al., 2012).

CONCLUSIONS

A detailed magnetostratigraphic analysis and the study of larger foraminifera performed in the San Pelegrín section (South-Central Pyrenean platform) allow us to reach the following conclusions:

- 1) The base of SBZ11 can be accurate at 50.96My, (within the top of C23n and likely the C23n1n following the Cande and Kent (1995) terminology, This age is older than previous calibrations (Serra-Kiel, et al., 1998; Mochales, et al., 2012 among others).

2) The top of SBZ11 and the base of SBZ12 fall within chron C22n, but it is not possible to accurately locate the age of this limit (Fig. 12). We can only estimate that the top of SBZ11 corresponds approximately to the scale established by Serra-Kiel, et al. (1998).

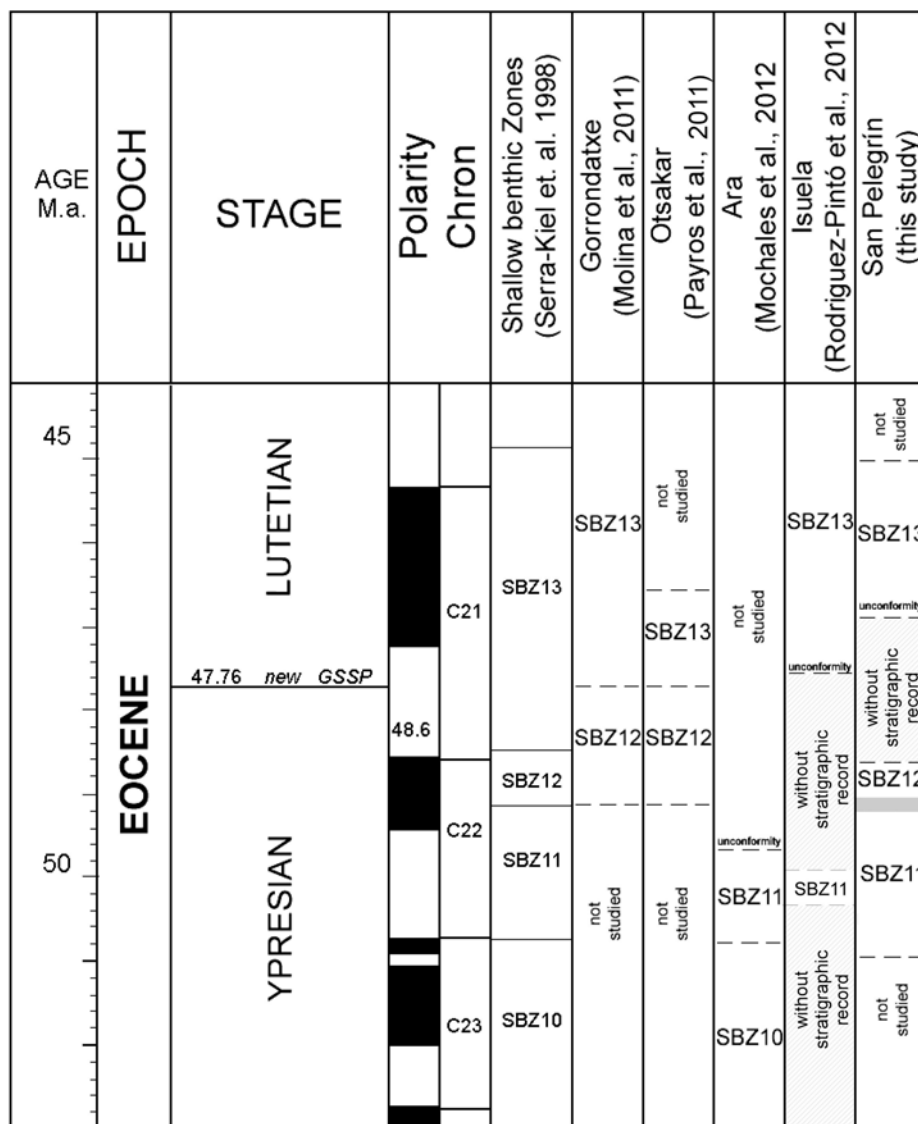


Figure 12. Comparison between the Shallow Benthic Zones obtained in the San Pelegrín section and other sections of the Pyrenean basin. Location of the GSSP for Lutetian base according to Molina et al., (2011), and Time Scale according Grainstain e tal., (2004).A TD-48 SC oven was used to heat the samples. Susceptibility measurements were carried out with a KLY-4 system during the thermal treatment to control possible mineralogical changes. Progressive isothermal remanent magnetization (IRM), acquisition and three-axial IRM demagnetization (Lowrie's test, 1990) were also conducted in a selected set of sister samples using an M2T-1 pulse magnetizer.

3) The SBZ12/13 and the Y/L boundary is not recorded in our section, as attested by a long-term subaerial exposure of the platform. Although the occurrence of this hiatus between C22n and C21n prevents an accurate calibration of the SBZ12 top, our profile proves the relation of SBZ12 with C22n.

4) In the upper part of the San Pelegrin section, the SBZ13 is present along the C21n and the lower part of C20r in agreement with the recent recalibration performed in the Isuela section (Rodríguez-Pintó et al., 2012).

Acknowledgements: *This work was supported by a fellowship from the University of Zaragoza - BSCH - Fundación Carolina (ARP). Research funding came from the projects Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE MEC, CGL2011-27869 MICINN and CGL2009-14214 MICINN) and 3DR3 and GeoPyrDatabases (PI165/09 and CTPP01/07 Gob. Aragón). We would also like to thank all those who helped with this study. In particular, paleomagnetic analysis was performed in the University of Burgos. Paleomagnetic data processing was carried out using "Paldir" and "Palfit" programs from the Paleomagnetic Laboratory at the University of Utrecht, while stereographic projections were made using the "Stereonet" program (6.3.2) developed by Richard Allmendinger. Finally, we are also very grateful to those who participated in the fieldwork (Inmaculada Gil, Tania Mochales) and others who assisted with the laboratory work (Juanjo Villalaín and Ángel Carrancho). We are also grateful to the editor, reviewers and special thanks to Aitor Payros for interesting talks about this issue.*

REFERENCES

- Anastasio, D.J., 1992. Structural evolution of the external Sierra, Spanish Pyrenees. In: Mitra, S., Fisher, G.W. (Eds.), *The Structural Geology of Fold and Thrust Belts*. Johns Hopkins University Press, pp. 239-251.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J. and Zamorano, M., 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. In: Colombo, F. (Ed.), *Libro-Guía de la Excursión 1*. EUMO Gráfico, Vic, Spain. 123 pp.
- Barnolas, A. and Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology* 22, 1107-1110.
- Barnolas, A. y Gil-Peña, I. 2000. Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno. *Geotemas*, 1 (2), 37-39.
- Barnolas, A. y Gil-Peña, I., 2001. Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: la cuenca surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero*, 112, 17-38.
- Bentham, P.A., 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Bentham, P. and Burbank, D.W., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. In: *Tertiary basin of Spain*. Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. Cambridge Univ. Press, 144-152.
- Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E., Caballero, F., 2006. Biomagnetostratigraphic analysis of the Gorrondatxe section (Basque Country, Western Pyrenees): Its significance for the definition of the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Neues J. Geol. Paläontol. Abh.* 241(1), 67-109.

- Cande S. C. and Kent D. V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4), 6093-6095
- Caus, E., 1979. *Fabularia roselli* n. sp. et *Pseudolacazina* n. gen., foraminifères de l'Éocène Moyen du Nord-Est de l'Espagne. *Geobios*, 12 (1), 29-45.
- De Federico, A., 1981, A sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Aínsa. Ph.D Thesis. *Publicaciones de Geología, Universidad de Barcelona*, 12. 271.
- Drobne, K., 1977. Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 99, 175 p.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere, *Proceedings of the Royal Society, London, Ser. A* 217, 295 – 305.
- Garrido-Megías, A. and Ríos-Aragüés, L.M., 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. y Min.* 83: 147.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. 2004. *A geologic time scale 2004*. Cambridge, Cambridge University Press, 589.
- Hillebrandt, A. von, 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alltertiär von Zumaya (Provinz Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein vergleich mit anderen Tethys gebieten. *Bayer. Akad. Wiss. Math.-nat. Abh.*, 123 p.
- Hottinger, L., 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 75, 243 p.
- Kapellos, C. and Schaub, H., 1973. Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. *Eclogae geologicae Helveticae* 66(3), 687-737.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- Larrasoaña, J.C., Gonzalvo, C., Molina, E., Monechi, S., Ortiz, S., Tori, F., Tosquella, J., 2008. Integrated magnetobiochronology of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): Implications for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Lethaia*, 41(4), 395-415. doi: 10.1111/j.1502-3931.2008.00096.x
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in rock coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters* 17, 159-162.
- McElroy, R., 1990. Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain. Unpublished PhD thesis, University of Cambridge. 175 pp.
- Millán, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Ph.D thesis, University of Zaragoza. 330 p.
- Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Serra-Kiel, J., Samsó, J.M. and Ramajo, J., 2012. Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). *Geological Society of American Bulletin*. doi: 10.1130/B30418.1
- Molina, E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., Dinarès-Turell J., Hardenbol J., Heilmann-Clausen C., Larrasoaña, J., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortiz, S., Orue-Etxebarria, X., Payros A., Pujalte, V., Rodríguez-Tovar, F., Tori, F., Tosquella, J. and Uchman, A., 2011. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. *Episodes* 34, 86-108.
- Morrish, A.H. 1994. *Canted antiferromagnetism: hematite*. World Scientific Publishing C. Pte. Ltd., Singapore). 208 p.
- Ortiz, S., Gonzalvo, C., Molina, E., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Vandenberghe, N., and Zeelmaekers, E., 2008. Palaeoenvironmental turnover across the Ypresian-Lutetian transition at the Agost section, southeastern Spain: in search of a marker event to define the Stratotype for the base of the Lutetian Stage. *Marine Micropaleontology* 69, 297-313.
- Ortiz, S., Alegret, L., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. and Molina, E., 2011. Distribution patterns of benthic foraminifera across the Ypresian- Lutetian Gorrondatxe section, Northern Spain: response to sedimentary disturbance. *Marine Micropaleontology* 78, 1-13.

- Payros, A., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J. and Apellaniz, E., 2007. Reassessment of the Early–Middle Eocene biomagnetostratigraphy based on evidence from the Gorrondatxe section (Basque Country, western Pyrenees). *Lethaia* 40, 183–195.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Apellaniz, E., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., and Caballero, F., 2009a. Characterization and astronomically calibrated age of the first occurrence of *Turborotalia frontosa* in the Gorrondatxe section, a prospective Lutetian GSSP: implications for the Eocene time scale. *Lethaia* 42, 255-264.
- Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X. and Pujalte, V., 2009b. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 313-332.
- Payros, A., Dinarès-Turell, J., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. and Tosquella, J., 2011. On the age of the Early/Middle Eocene boundary and other related events: cyclostratigraphic refinements from the Pyrenean Otsakar section and the Lutetian GSSP. *Geological Magazine* 148, 442-460.
- Pueyo, E. L., 2000. Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 296 pp.
- Puigdefabregas, C., 1975. La Sedimentación Molásica en la Cuenca de Jaca. *Pirineos* 114, 188 pp.
- Rodríguez-Pintó, A., Ramón, M. J., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E. L. and Pocoví, A., 2011. Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors, mathematical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 186, 11-22.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Samsó, J. M., Barnolas, A. and Pocoví, A., 2012. Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334, 107–120.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Pocoví, A., Ramón, M. J. and Oliva-Urcia, B. (in review-a) Structural control on overlapped paleomagnetic vectors: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Sánchez, A., Calvin, P., Ramajo, J., Pocoví, A., Barnolas, A. and Casas, A. M. (in review-b). Rotational kinematics of a curved fold: a structural and paleomagnetic study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Tectonophysics*.
- Samsó, J.M.; Serra-Kiel, J., Tosquella, J. and Trave, A., 1994. Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. II Congreso del G.E.T., Comunicaciones, 205-208.
- Schaub, H., 1951. Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. *Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft* 68, 222 p.
- Schaub, H., 1966. Ueber die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo Ober-Aragonien). *Eclogae geologicae Helveticae* 59, 355-377.
- Schaub, H., 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie* 104, 236 p. , 105 pls. 1-48 , 106 pls. 49-97.
- Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarés, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. and Tosquella, J., 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 7 (3-4), p. 273-297. Sibuet, J.C.; Srivastava, S. and Manatschal, G.. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 112, B06105.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la*

Société géologique de France, 169 (2), 281-299.

Tosquella J., 1995. Els Nummulitinae del Paleocè-Eocè Inferior de la Conca Sudpirinenca. PhD Thesis, Barcelona University, 581 p.

Tosquella, J. and Serra-Kiel, J., 1996. Los Nummulítidos (Nummulites y Assilina) del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica: Sistemática. Acta Geologica Hispanica 31 (1-3), 37-159 (Pub. 1998).

Van Lunsen, H., 1970. Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees. Province of Huesca. Thesis, Utrech State University, 1970. Geol. Ultraiectina, 16, 1 -119.

CAPITULO 3. Solapamiento de Componentes magnéticas y desarrollo de modelos numéricos de solapamiento para diferentes posiciones estructurales.

3.0 Fuentes de error que afectan a los datos paleomagnéticos

Paleomagnetismo es el estudio del antiguo campo magnético terrestre (EMF) que se queda registrado en los minerales ferromagnéticos presentes en la mayoría de las rocas de la corteza. Dado que el EMF es un sistema de referencia global y absoluta, los vectores paleomagnéticos pueden utilizarse para reconstruir la disposición de las placas tectónicas (Van der Voo, 1993). A menor escala, también es útil para la reconstrucción de microplacas, terrenos o la reconstrucción del movimiento, rotación de bloques, origen de curvatura a nivel de orógenos y estructuras y el estudio de la flexión de oroclinales.

Además de las aplicaciones cronoestratigráficas, el paleomagnetismo se ha utilizado para detectar magnitudes absolutas de rotación en la escala sistema de pliegues y cabalgamientos (FTB) desde los años 60 (Norris y Black, 1961). La gran ventaja del registro paleomagnético, cuando se confirma su origen primario, es que la diferencia entre la declinación paleomagnética de los cabalgamientos, bloques o estructuras respecto a la declinación esperable en la placa estable para la misma edad (cuenca de antepaís), representa la mejor manera de obtener la magnitud absoluta de la rotaciones de eje vertical acomodadas por cabalgamientos o falla (independientemente de su origen), (Pueyo 2010).

Otros indicadores de la cinemática, derivados del análisis de los tensores de tensión o esfuerzo, no siempre se pueden garantizar la consecución de la orientación primaria cuando se necesita reconstruir la orientación del vector primario. Los valores de rotación de eje vertical (VAR), estudiados en FTB suelen estar más relacionados con el desplazamiento diferencial de láminas de cabalgamiento (McCaig y McClelland, 1992; Allerton, 1998; Pueyo et al, 2004; Soto et al, 2006; Sussman et al, 2012) reportados en la mayoría de los sistemas montañosos.

Sin embargo los datos paleomagnéticos a veces se interpretan de maneras poco apropiadas o no poseen suficiente resolución. Pueyo (2010), analiza los supuestos paleomagnéticos inherentes al estudio de los sistemas de pliegues y cabalgamientos y las diferentes fuentes de error que pueden enmascarar y reducir el potencial del vector paleomagnético como un valioso indicador cinemático.

Además de los supuestos clásicos de paleomagnetismo (Butler, 1992), la aplicación del paleomagnetismo en FTB presupone: 1) la ausencia de deformación interna (suposición de un cuerpo rígido), 2) un correcto aislamiento de componentes paleomagnéticas en el laboratorio y 3) una restitución apropiada del vector en caso de patrones complejos de deformación, (Van der Voo, 1990; Pueyo, 2010). Estos supuestos son el origen de las tres fuentes más comunes de error: registro activo durante deformación, solapamiento de componentes y rotaciones aparentes espurias respectivamente. El desarrollo de este tipo de errores está controlado fuertemente por la posición estructural, y este aspecto de dependencia puede ser útil para identificar y filtrar apropiadamente los errores con el fin de dar credibilidad a un conjunto de datos.

Las técnicas de detección de error que se sugieren en estos casos incluyen la evaluación de la dispersión estereográfica de los datos, diagramas de estimación de la inclinación del vector versus buzamiento de capa y de declinación versus rumbo estructural, la evaluación crítica de registros magnéticos sintectónicos en el test del pliegue y el método de la intersección de círculos menores así como la evaluación de la dispersión estereográfica de un número de ejes de rotación. Un procedimiento paleomagnético y una lista de criterios de fiabilidad, se proponen como un flujo de trabajo (Pueyo, 2010).

En este capítulo nos vamos a centrar en el caso en el que los componentes paleomagnéticos no pueden ser plenamente aislados (solapamiento) y en el estudio de su relación con la posición estructural.

3.1 Introducción al problema del solapamiento.

Al desmagnetizar una roca en el laboratorio con el objetivo de obtener información sobre su historia magnética (fines paleomagnéticos), es necesario confirmar el carácter primario de ese registro. Los análisis deben garantizar el correcto aislamiento del componente característico. Cuando dos o más componentes magnéticas comparten la misma temperatura y / o espectro de coercitividad en el registro de una roca, entonces se habla de la superposición o solapamiento de componentes magnéticas.

La eliminación simultánea de dos o más componentes paleomagnéticos puede ocurrir durante los procedimientos de laboratorio. En este caso, si no se logra aislar el registro paleomagnético primario (coetáneo con la formación de la roca) puede reducirse la fiabilidad de los datos (Van der Voo, 1990); los resultados degenerarían en errores de declinación e inclinación, e incluso aparentes cambios de polaridad, así como un impacto significativo en las pruebas de estabilidad como el test del pliegue (Pueyo 2010).

El solapamiento de componentes paleomagnéticas implica considerar un gran número de variables de diferente naturaleza: tipo de mineralogía magnética, tamaño de grano, el tiempo de relajación de los minerales y las temperaturas de desbloqueo y coercitividades, así como el aporte de intensidad en cada espectro de desmagnetización (de cada componente magnética). La falta de evidencia de solapamiento en los diagramas de desmagnetización no constata el aislamiento de las componentes paleomagnéticas. Dicho aislamiento debe ser demostrado de manera efectiva por la coherencia interna del conjunto de datos.

El estudio de esta fuente de error se inició muy temprano durante el desarrollo de métodos paleomagnéticos (Kramov, 1958; Halls, 1976; Roy & Lapointe, 1978; Bailey y Halls, 1984; Schmidt, 1985; McFadden, 1977; McFadden y McElhinny, 1988; Dinarés y McClelland, 1991) pero hasta la actualidad, no se han desarrollado pruebas de diagnóstico, análisis más cuantitativos o procedimientos para filtrar este tipo de errores.

Otras fuentes de error se han evaluado en los “tests” del pliegue como aparentes resultados “synfolding” a veces causados por complicaciones estructurales (Tauxe y Watson, 1994; Weil y Van der Voo, 2002; Pueyo, 2010) aún así, muy escasos estudios se han realizado para explorar en detalle la naturaleza y los efectos del solapamiento de componentes paleomagnéticas en las zonas deformadas: (Halim et al., 1996). No obstante, la influencia del registro primario aislado incorrectamente hasta el momento no ha sido estudiada con detalle.

Valores heterogéneos del vector paleomagnético en un conjunto de datos, declinaciones e inclinaciones inesperadas e inconsistencia entre las dos polaridades pueden ser los principales signos de solapamiento entre componentes paleomagnéticas.

En la figura extraída de Tauxe (2009, Figura 9.10, capítulo 9), se muestran diferentes diagramas de desmagnetización progresiva. Inicialmente, la magnetización natural remanente (NRM) es la suma de dos componentes de poblaciones con diferentes coercitividades. La distribución de las coercitividades se muestra en los histogramas de la izquierda. La desmagnetización de dos componentes se expresa como una línea gruesa con puntos (pasos de desmagnetización) en los diagramas ortogonales mejor conocidos como diagramas Zijderveld (los de la derecha).

En los cuatro casos las dos componentes son ortogonales entre sí (una sólida, apuntando hacia arriba y otra punteada apuntando a la derecha). La suma de estas dos componentes al inicio (NRM) está denotada como una cruz en los diagramas Zijderveld. Luego del primer paso de desmagnetización (en este caso por campos alternos), la porción de la magnetización correspondiente a la coercitividad más baja es borrada y un nuevo punto representa la magnetización restante en la muestra. De esta manera y progresivamente desaparece el registro magnético de la roca y aparece dibujado en el diagrama de desmagnetización. Los cuatro casos de espectros de coercitividades se diferencian fácilmente entre sí ya que cada uno tiene un comportamiento diferente durante la desmagnetización.

En el primer caso (Fig. 1a) los espectros poseen cada uno un rango diferente de coercitividades y no se solapan, y en el diagrama de desmagnetización las dos componentes pueden aislarse correctamente, representadas cada una por una línea recta. Cuando los espectros de coercitividad se solapan parcialmente (Fig. 1b) el diagrama resultante puede ser una línea curva que contiene ambas componentes, excepto en los pasos más altos de magnetización donde las componentes ya no comparten un espectro y se puede diferenciar el registro primario correctamente aislado.

Cuando los espectros de coercitividad se solapan total o completamente entonces el diagrama resultante es una componente rectilínea que va al origen y puede dar falsa apariencia de unicomponente (Fig. 1c). Cuando un espectro contiene a otro (Fig. 1d), podría resultar en diagramas en forma de "S" (se asume que ambas componentes tienen orientaciones diferentes). Como los solapamientos totales o completos existen en casos reales, sería deseable aplicar tanto desmagnetizaciones térmicas (THs) como desmagnetizaciones por campos alternos (AFs). Si dos componentes se solapan totalmente en coercitividades, no deberían solaparse en las distribuciones de las temperaturas y viceversa (Tauxe, 2009).

Adicionalmente, si existe un solapamiento parcial (como el caso de la Fig. 1b), pero se imposibilita el aislamiento de la componente primaria en los últimos pasos de desmagnetización causado por débiles intensidades de la muestra o por la generación de minerales espurios durante la desmagnetización térmica, entonces también estaríamos en el caso de un solapamiento completo o total. Un ejemplo podría ser magnetita de diferentes tamaños de grano o dominio con dos espectros solapados o magnetita y sulfuros, donde no es evidente la separación por fases de coercitividad (el clásico “tests” de Lowrie, 1990). Y si adicionalmente, el registro magnético es débil o se generan minerales magnéticos en el horno borrando el registro primario no sería posible el aislamiento de una componente primaria en ninguno de los casos.

En este trabajo, en una primera etapa teórica, se generan modelos numéricos sistemáticos de dos componentes paleomagnéticas (una prepliegue y otra postpliegue) solapadas entre sí en todas las posibles posiciones estructurales en un pliegue (sinclinal o anticlinal) cuya orientación también se ha modelizado. El objetivo final de estos modelos es probar que el factor estructural define el comportamiento de los errores creados por el solapamiento de componentes una vez que el vector solapado se lleva a la posición no plegada.

Adicionalmente, es posible cuantificar los errores de declinación e inclinación derivados del solapamiento con una metodología que puede aplicarse a cualquier escenario estructural y geográfico. También es evaluada la influencia de los errores de declinación y la inclinación en el “test” del pliegue y el “test” de inversión cualitativamente.

Posteriormente se presenta un caso de estudio en datos correspondientes a la parte norte del Anticlinal del Balzes donde existe un conjunto de 18 estaciones de control paleomagnético (396 especímenes) que pueden separarse en dos grupos: un grupo de datos locales con inclinaciones dentro de lo esperable y declinaciones homogéneas dentro del conjunto de datos y coherente con datos regionales y locales de la zona y otro conjunto de datos diferenciable donde existe una gran amplitud de variación de declinaciones e inclinaciones heterogéneas y significativamente diferentes de lo esperable regionalmente. Por lo tanto, el anticlinal Balzes parece ser un candidato perfecto para estudiar el efecto que tienen registros de componentes paleomagnéticas fuertemente solapadas de función de la litología y de la geometría del pliegue.

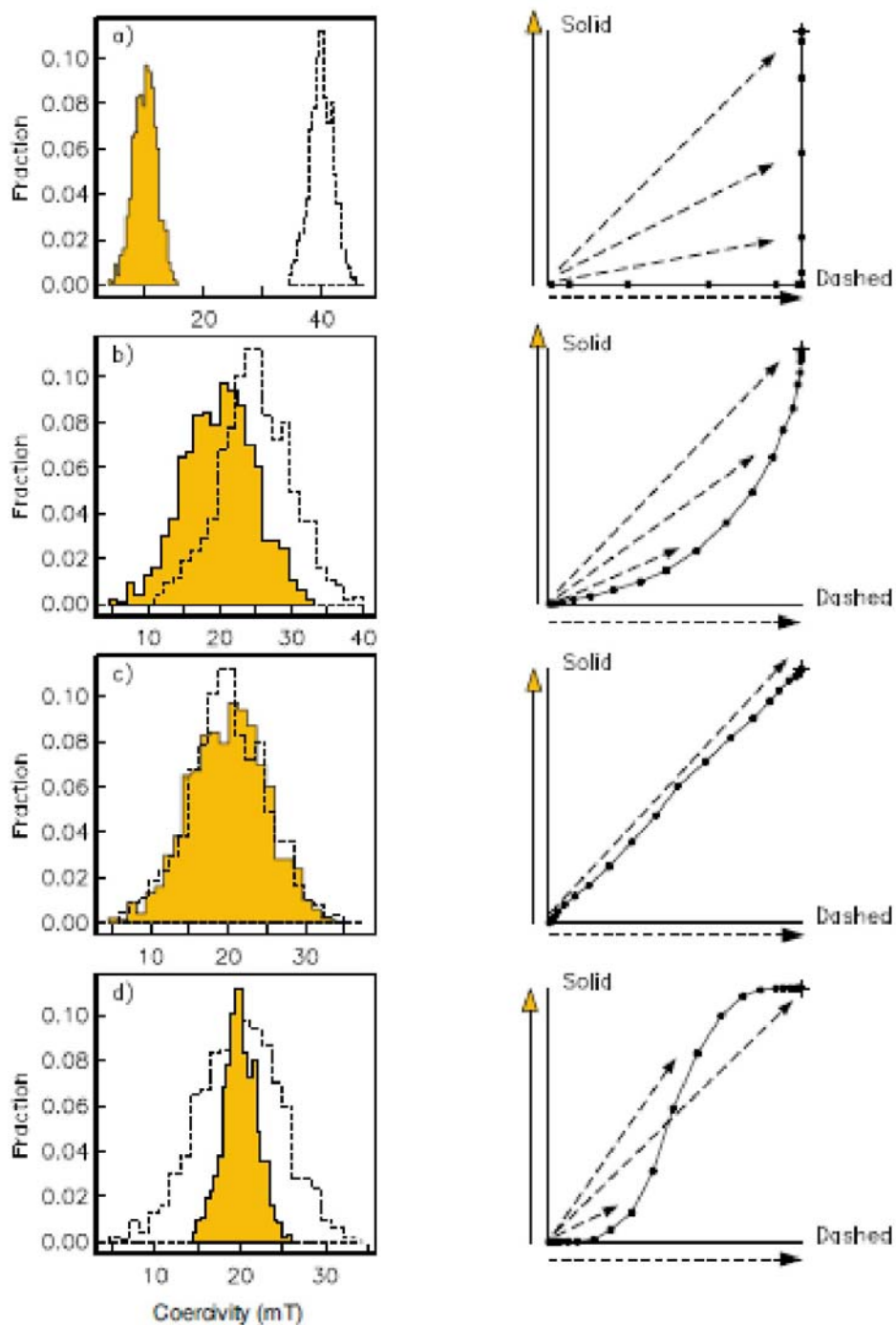


Figura 1. Casos de desmagnetización progresiva. Especímenes con dos componentes de desmagnetización (línea sólida y línea de punteada), con coercitvidades discretas de cada vector o componente (histogramas de la izquierda). a) Ambas distribuciones de coercitvidad están completamente separadas. b) las dos distribuciones se solapan parcialmente. c) Las dos distribuciones se solapan totalmente. d) una distribución se solapa por completo con otra más extensa.

3.3 Artículos de publicación.

Este capítulo esta conformado por las siguientes publicaciones:

Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors-mathematical models, 2011 .Rodríguez-Pintó, A., Ramón, M. J., Oliva-Urcia B., Puerdo, E. L., Pocoví, A.; Physics of the Hearth and Planetary Interiors 186, Issues 1-2, 11-22 p.

Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees), 2012c. Rodriguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Pocoví, A., Oliva-Urcia, B., Ramón, M. J. Physics of the Earth and Planetary Interiors In press



Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors – mathematical models

A. Rodríguez-Pintó [a,b,*](#), M.J. Ramón [b](#), B. Oliva-Urcia [a](#), E.L. Pueyo [b](#), A. Pocoví [a](#)

a Geodinámica Interna., Ciencias de la Tierra, U. de Zaragoza, Spain

b Oficina de Proyectos de Zaragoza, Instituto Geológico y Minero de España, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 June 2010

Received in revised form 3 February 2011

Accepted 5 February 2011

Edited by: K. Zhang

Keywords:

Mathematical model

Overlapped vector

Primary and secondary components

Fold geometry

Declination and inclination errors

Fold and reversal tests

ABSTRACT

The reliability of paleomagnetic data is a keystone to obtain trustable kinematics interpretations. The determination of the real paleomagnetic component recorded at certain time in the geological evolution of a rock can be affected by several sources of errors: inclination shallowing, declination biases caused by incorrect restoration to the ancient field, internal deformation of rock volumes and lack of isolation of the paleomagnetic primary vector during the laboratory procedures (overlapping of components). These errors will limit or impede the validity of paleomagnetism as the only three-dimension reference. This paper presents the first systematic modeling of the effect of overlapped vectors referred to declination, inclination and stability tests taking into account the key variables: orientation of a primary and secondary (overlapped to the primary) vectors, degree of overlapping (intensity ratio of primary and secondary paleomagnetic vectors) and the fold axis orientation and dip of bedding plane. In this way, several scenarios of overlapping have been modeled in different fold geometries considering both polarities and call the variables aforementioned, allowing to calculate the deviations of the vector obtained in the laboratory (overlapped) with respect to the paleomagnetic reference (not overlapped). Observations from the models confirm that declination errors are larger than the inclination ones. In addition to the geometry factor, errors are mainly controlled by the relative magnitude of the primary respect to the secondary component (P/S ratio). We observe larger asymmetries and bigger magnitudes of errors along the fold location if the primary and secondary records have different polarities. If the primary record (declination) and the fold axis orientation are perpendicular ($\approx 90^\circ$), errors reach maximum magnitudes and larger asymmetries along the fold surface (different dips). The effect of overlapping in the fold and reversal tests is also qualitatively analyzed in this paper.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

* Corresponding author at: Geodinámica Interna., Ciencias de la Tierra, U. de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna s/n, Edificio Ciencias Geológicas, Departamento de Geodinámica Interna, Planta 2; of. 20. 50009. ZARAGOZA, Spain.

E-mail addresses: adrianar@unizar.es, adriana@igme.es, unaim@igme.es

(A. Rodríguez-Pintó), unaim@igme.es (M.J. Ramón), adrianar@unizar.es

(B. Oliva-Urcia), unaim@igme.es (E.L. Pueyo), adrianar@unizar.es (A. Pocoví).

0031-9201/\$ – see front matter © 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

doi:10.1016/j.pepi.2011.02.003

1. Introduction

Paleomagnetism provides an independent reference frame that helps from the plate-tectonic to fold-and-thrust belt scales to understand and quantify three-dimensional deformation patterns. However, any paleomagnetic study should prove:

- 1) The absence of inclination shallowing (in sedimentary rocks),
- 2) A correct restoration to the ancient reference system in case of complex deformation patterns,
- 3) The absence of internal deformation and
- 4) A perfect isolation of paleomagnetic components in the laboratory (Van der Voo, 1990).

All these causes are controlled by the geometry of deformation and will introduce errors that can seriously affect the interpretation of the data (Pueyo 2010).

Concerning the last one, the main goal of the demagnetization procedures in the laboratory is to fully isolate all paleomagnetic components (Van der Voo, 1990). The overlapping of paleomagnetic components involves large number and different nature of variables: type of magnetic carrier, grain size, relaxation time and the related unblocking temperatures and coercivities, as well as the geometry of the demagnetization spectra.

If there are two or more components sharing a common temperature or coercivity window, then an overlapping of components occurs and any further analysis or interpretation of paleomagnetic data may become non-sense and will lack any reliability. Partial or total simultaneous removal of two paleomagnetic components cannot be ruled out during paleomagnetic analyses.

The lack of overlapping should not be assumed and the isolation of paleomagnetic components has to be effectively demonstrated by the internal coherence of the dataset.

The study of this source of error started very early during the development of paleomagnetic methods (Kramov, 1958; Halls, 1976; Roy & Lapointe, 1978; Bailey and Halls, 1984; Schmidt, 1985; McFadden, 1977 & McFadden and McElhinny,

1988; Dinarés and McClelland, 1991) but neither a diagnostic test nor a way of filtering this error have been developed until today. Other sources of error in the stability tests have been considered such as apparent synfolding results in a fold test caused by structural complications (Tauxe & Watson, 1994; Weil and Van der Voo, 2002; Pueyo, 2010) but the influence of inaccurately isolated primary record in the stability test have remained uncovered.

Evidences of overlapping include; unexpected inclinations and declination values, inconsistency between two polarities, curved demagnetization diagrams (partial overlapped), “S” shaped demagnetization curves (if one component include another), apparent single component diagrams (if both components are removed simultaneously), in case of total overlap (Tauxe, 2009; Fig 9.10). In summary, this source of error can strongly modify the interpretation of paleomagnetic directions, magnetochrons, vertical axis rotations and also the stability tests (fold and reversal ones).

In this paper, a systematic mathematical modeling of overlapped vectors as function of the fold geometry is developed. The final goal of the model is to quantify the declination and inclination errors for a wide range of structural locations with a methodology that can be applied to any particular structural setting. Finally, a qualitative evaluation of the influence of the declination and inclination errors in the fold and reversal test is also done.

2. Apparent single component diagrams.

The case of total overlapping is very challenging because both components are simultaneously removed and an apparent single component demagnetization diagram may result (Tauxe, 2009). Thus, additional paleomagnetic or geologic information is needed to detect possible errors.

Examples of artificial Zijderveld diagrams are here used to better understand the effect of the declination and inclination errors in overlapped paleomagnetic vectors. Four different degrees of overlapping (ratio of the magnitude of the primary component respect to the secondary component: P/S) are shown, from non overlapped on the left to a higher degree of overlapping on the right are shown in Fig. 1.

The overlapping is considered in a theoretical sample with two components. The primary, secondary and overlapped components are marked with numbers in the orthogonal diagrams between the points of the demagnetization spectra: 1-2 for the secondary, 3-4 for the primary and 2-3 for the overlapped components (Fig. 1). Three different structural situations are presented to see the effect of the fold geometry (rows).

A small portion of the primary isolated vector is displayed at the end of the demagnetization spectra to see the difference with the overlapped direction. As we can observe, apparent clockwise rotations and steeper inclination result in a bed striking 45° (right hand rule) and dipping 50° SE (stereographs on the right side of Fig. 1).

The opposite error trend will be detected in a bed striking 135° and dipping 50° SW (counterclockwise –CCW– and shallow inclinations) the inclination error is so large that produces a change in the polarity of the primary component.

In summary, the same degree of overlapping produces opposite error trends (CW/CCW- shall/steep) depending on the structural situation, thus, the main factor controlling the magnitude of declination and inclination errors in the overlapping of two components is the fold geometry.

3. Mathematical modeling of overlapped vectors in cylindrical folds

The mathematical modeling presented in this section considers the overlapping of two paleomagnetic components in a cylindrical fold. To simplify the model, a horizontal flat bed and a primary magnetic vector (P) recorded in the rock are assumed.

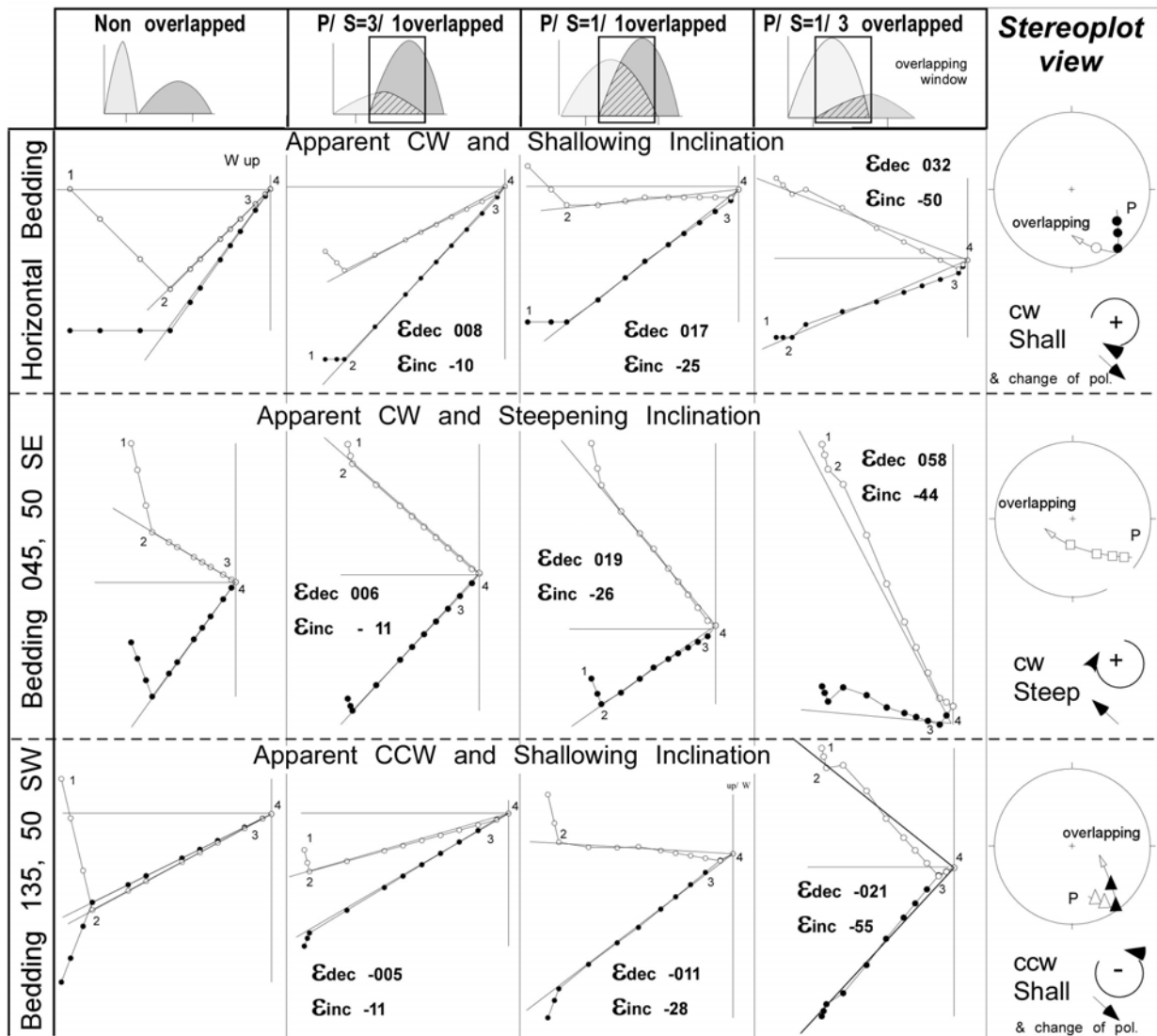


Figure 1: Set of artificial orthogonal plots based on different degree of overlapping (P/S ratio and demagnetization spectra [upper row]), and different structural positions (bedding [rows]). The P/S is assumed to be an average of the real overlapping in the demagnetization spectrum. Columns describe demagnetization from not-overlapped (left column), to an important overlapped degree (right column [$P/S=1/3$]), as well as intermediate situations in between ($P/S = 3$ and 1). Rows describe three different structural situations: First row horizontal beds. Second row folded beds striking 45 and dipping 50 SE. Third row folded beds striking 135 and dipping 50 SW. The overlapped component is demagnetized between points 2 and 3 in the demagnetization spectrum. Calculated errors (ϵ_{dec} & ϵ_{inc}), are the difference between DEC and INC of the non-overlapped vector (points 3 to 4) and the overlapped one (2 to 3). On the right side, stereographs (lower hemisphere equal area projection) showing the overlapped component for the different P/S ratios together with the primary component, black (white) symbols are normal (reverse) polarity.

Later, the rock pile is folded (P_f). After a given time gap, a secondary component overprints the primary signal and both components are overlapped; the result is an intermediate component (P_{of}). All variables in the model are known, thus the declination (DEC) and inclination (INC) errors associated to the overlapped component can be calculated after bedding correction in relation to the primary one (Fig. 2).

The following subsections display a succinct description of variables, procedures and basic equations (the expanded description of variables, procedures and equations can be found in Appendix 1).

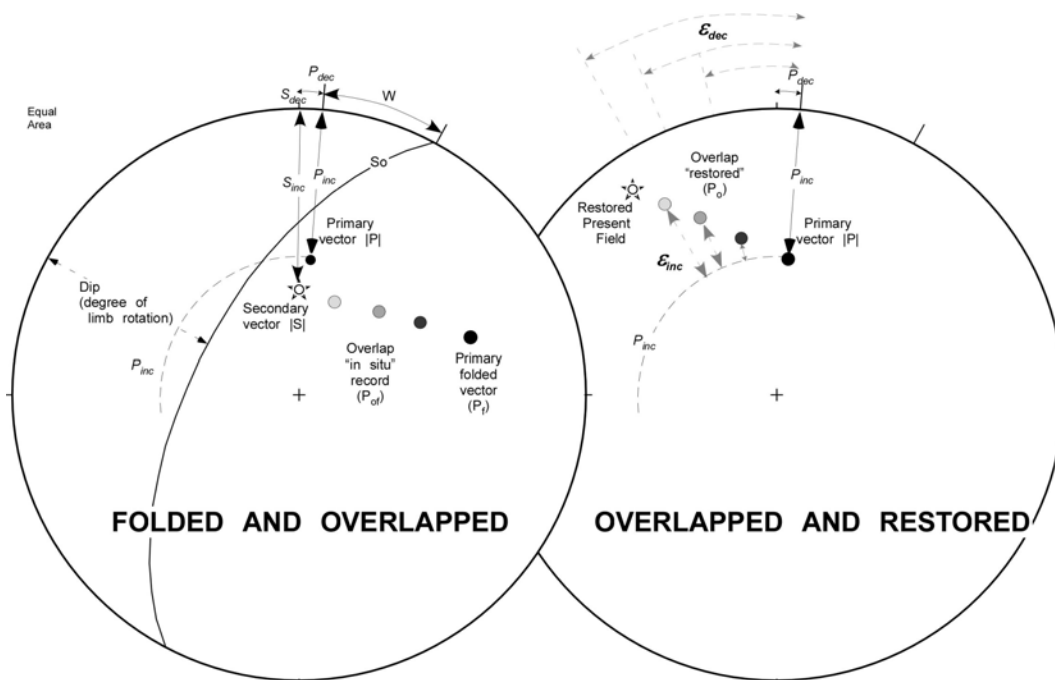


Figure 2. Lower hemisphere stereographic projection of the parameters and variables involved in the modeling of overlapped vectors. Left: primary, secondary and intermediate vectors before bedding correction (BBC), (different gray-scale in points represent vectors with intermediate overlapping degrees (P_o)). Right: Overlapped vectors after bedding correction (ABC). The difference with the expected reference direction (non-overlapped) gives us the ϵ_{dec} & ϵ_{inc} . Observe that inclination of P_o is shallower than the expected (inclination of P) and declination values have an apparent counter clockwise rotation (CCW) comparing to the reference.

3.1. Description of the variables

3.1.1. *The input variables* involved in the mathematical model (Figs. 2 and 3) are:

- A primary vector (P) defined by: declination (P_{dec}), inclination (P_{inc}), intensity | P | and the normal and reverse polarities (P_N and P_R respectively).
- A secondary and postfolding vector (S) is defined by: S_{dec} , S_{inc} , |S| that only displays one polarity (normal).
- The P/S ratio is given by the fraction of P and S intensities and represents the degree of overlapping between the two components.
 - The fold axis orientation; trend (θ) (plunge is considered to be null).
 - The obliquity (Ω) is the angle between the primary declination (P_{dec}), and the fold axis trend (θ)
 - The dip: Since the plunge of the fold is negligible, the degree of limb rotation is equal to the dip of the limb. Dip is zero for the non-deformed position, and 90° for vertical beds, overturned beds are, in absolute value, larger than 90° .
- The “folded vector” (P_f) is the primary component after folding and before being overlapped.

3.1.2. *The output variables*

- The overlapped folded primary vector (P_{of})
- The overlapped restored primary vector (P_o) is P_{of} after bedding correction.
- Inclination (ϵ_{inc}) and declination (ϵ_{dec}) errors are the difference between the “overlapped and restored (P_o)” and the primary (reference) vector (P). $\epsilon_{inc} = P_{o_{inc}} - P_{inc}$ and $\epsilon_{dec} = P_{o_{dec}} - P_{dec}$ respectively. It is worth noticing that the inclination error sense depends on the polarity of the primary vector; smaller inclinations than the reference (negative values of ϵ_{inc}) are referred as shallowing and larger ones (positives ϵ_{inc}) as steepening (Fig. 3) for the normal polarity. The opposite applies for the reverse polarity.

$$\alpha_{P_o} = a \tan(x_{P_o} / y_{P_o}) \quad \rightarrow \quad \epsilon_{dec} = \alpha_{P_o} - \alpha_P$$

$$\beta_{P_o} = a \tan(z_{P_o} / (y_{P_o}^2 + z_{P_o}^2)) \quad \rightarrow \quad \epsilon_{inc} = \beta_{P_o} - \beta_P$$

where α and β are declination and inclination respectively and x , y , z are the Cartesian coordinates (see appendix for details).

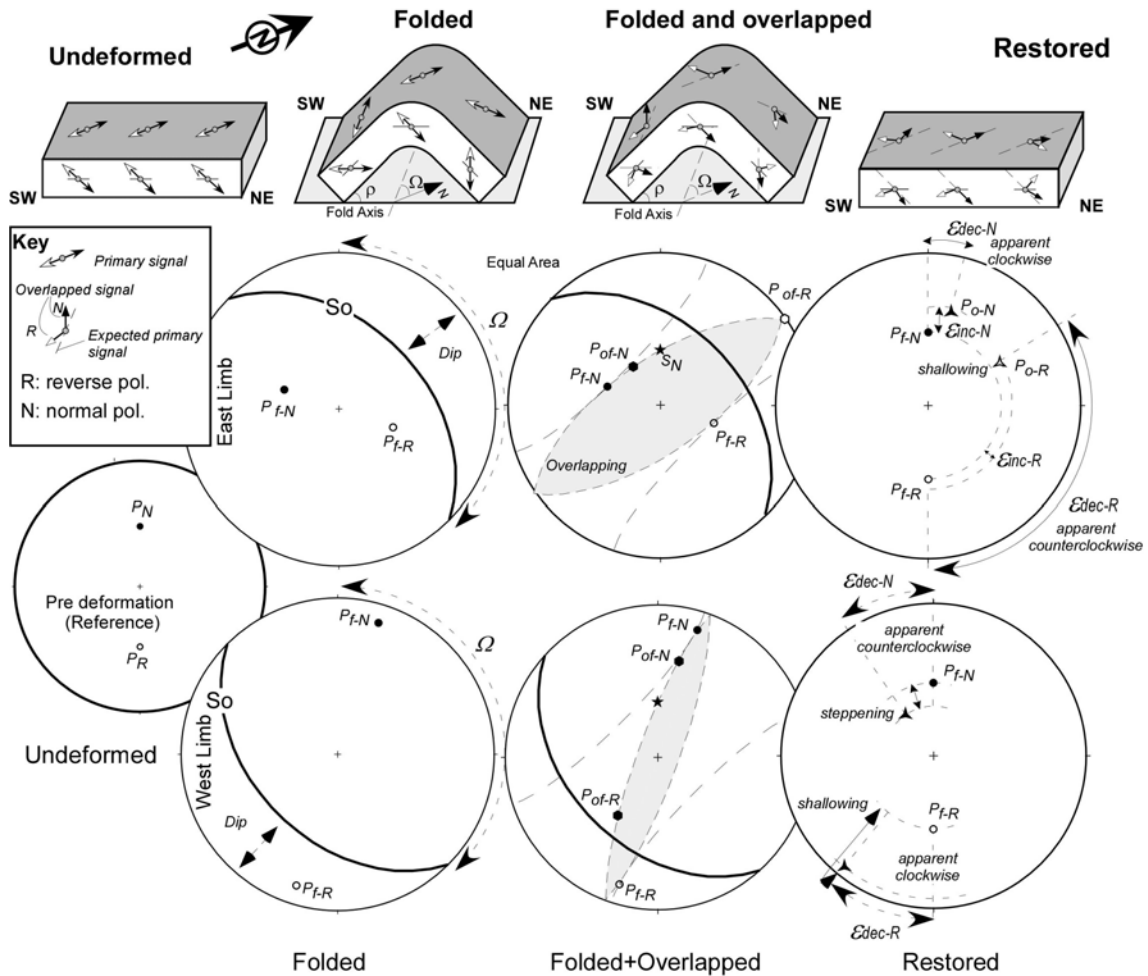


Figure 3. Schematic 3D block diagrams and lower hemisphere stereographic projections showing different stages of the magnetic record during folding, overlapping and restoration of P_o . The block diagrams show four stages. From left to right 1) undeformed block, whitthead (blackhead) arrows represent reverse and normal polarity of the primary record (P). 2) Folded position of the primary vectors. 3) Folded and overlapped and 4) overlapped vectors restored to the horizontal. Note that the secondary component is assumed to be normal polarity (S_N). The solid line in the block diagrams of 1 & 2 columns represent the paleohorizontal, and dashed

lines (in columns 3 & 4), are the expected position of P vectors. Straight black and white arrows (3 & 4 columns, block diagram), represent the P_o vector with a P/S =1. The stereographic projections represent the four stages in both limbs of the fold to illustrate the different errors.

Therefore, the main variables considered in the model to calculate the declination and inclination errors (ϵ_{dec} and ϵ_{inc}) due to the overlapping of two components are the obliquity of the fold axis with respect to the primary component (Ω), the degree of folding (dip) and the P/S ratio. Since ϵ_{dec} and ϵ_{inc} depend upon these three variables as well as the polarity of the primary component, two different sets of nomograms have been produced to quantify the errors respect to the obliquity, dip and P/S (Fig. 4a and b).

3.2. Modeling equations and nomograms

These equations allow quantifying all possible declination and inclination errors and building nomograms (Fig. 4), which help understanding the nature of these errors in relation to the fold geometry.

Due to the large number of involved variables, some of them are considered constant to build the nomograms: a primary magnetic record with two perfectly antipodal vectors ($P_N = 000, 45$ $P_R = 180, -45$, Fig. 3) recorded in a horizontal bed. After folding (variable Ω and dip values) the secondary field ($S = 000, 55$) overprints the primary record in a certain demagnetization window (temperature or coercivity).

The ratio of overlapping, controlled by the intensity ratio (P/S), remains as a discrete variable. It is worth mentioning that we are considering a total overlapping of the vectors in an undetermined unblocking spectrum, which would correspond to an apparent single component in terms of Tauxe (2009).

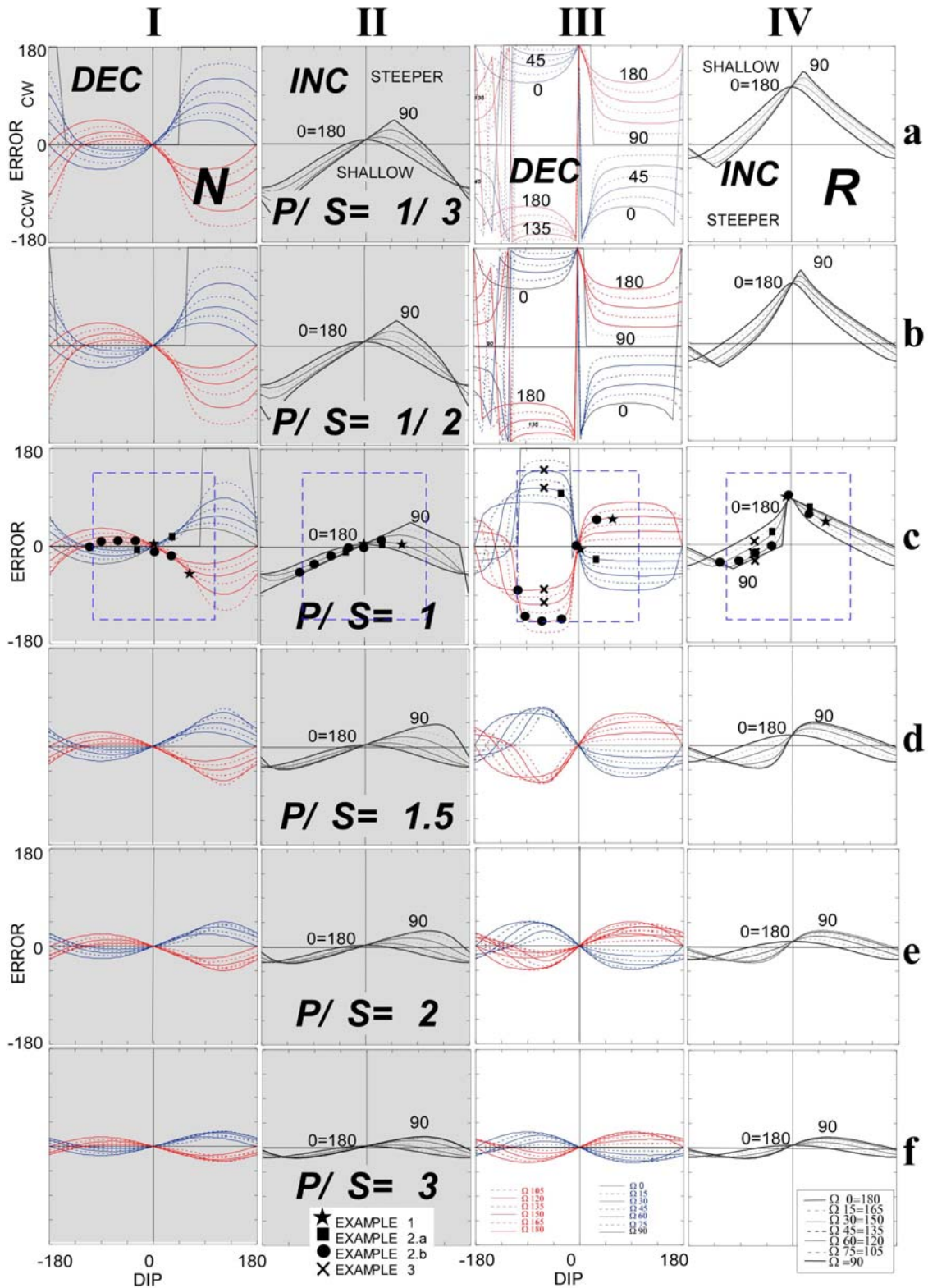
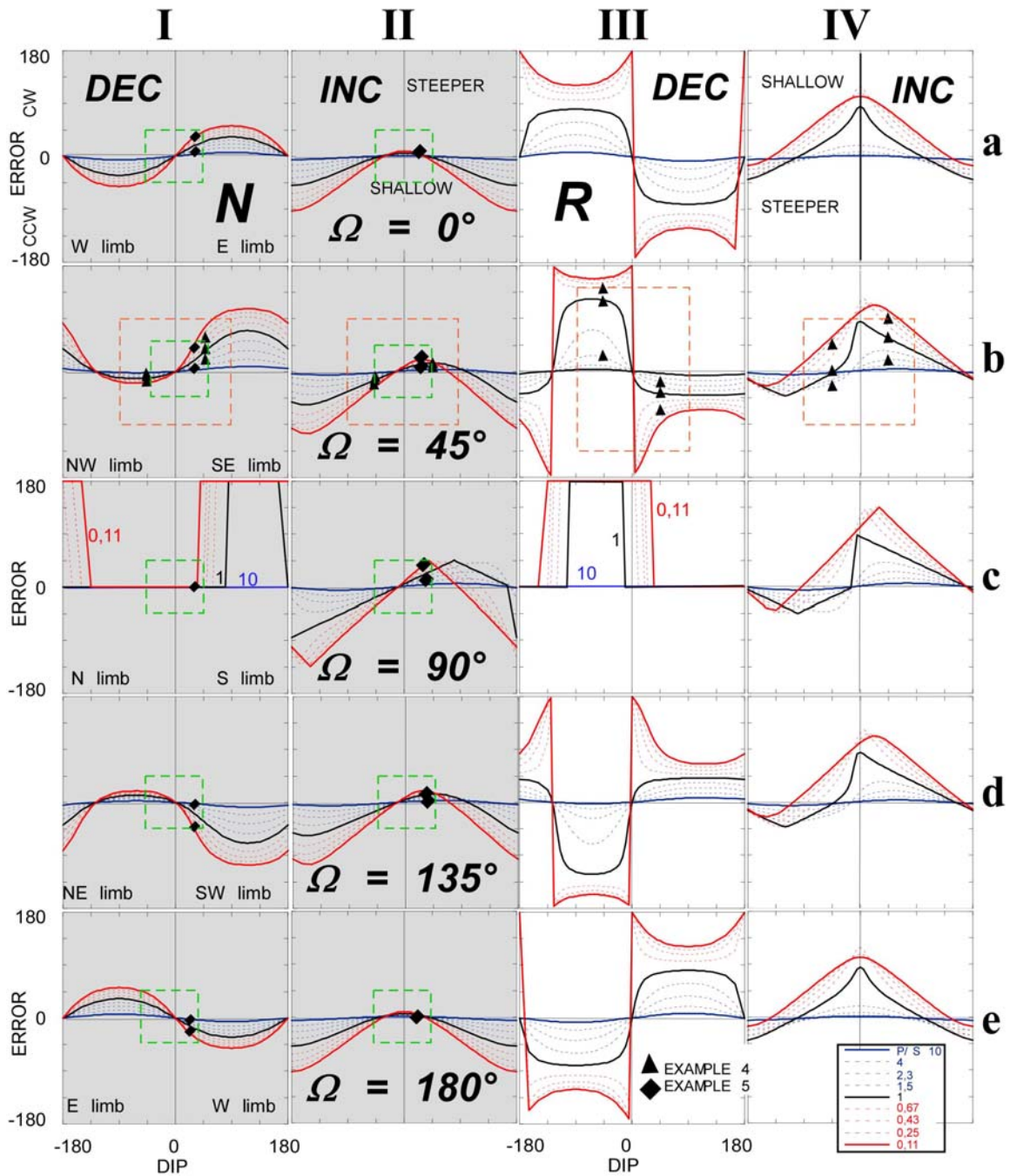
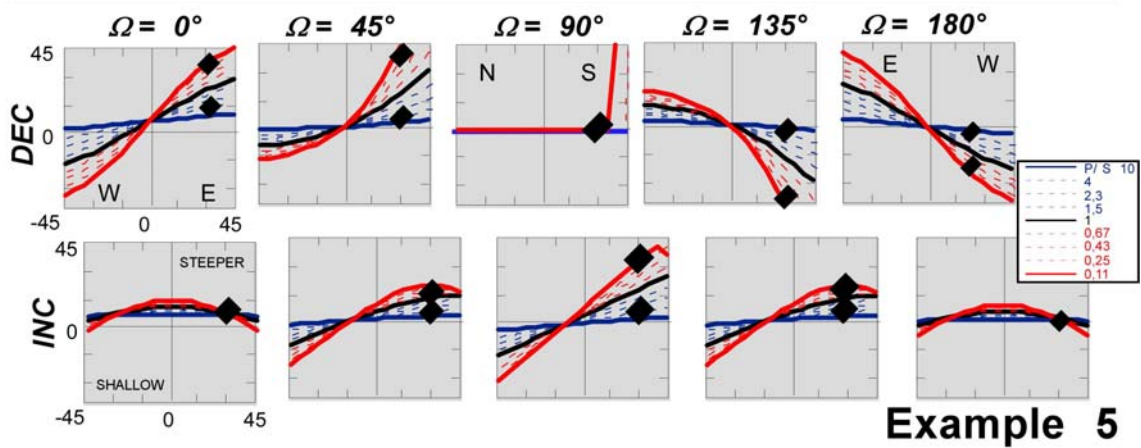
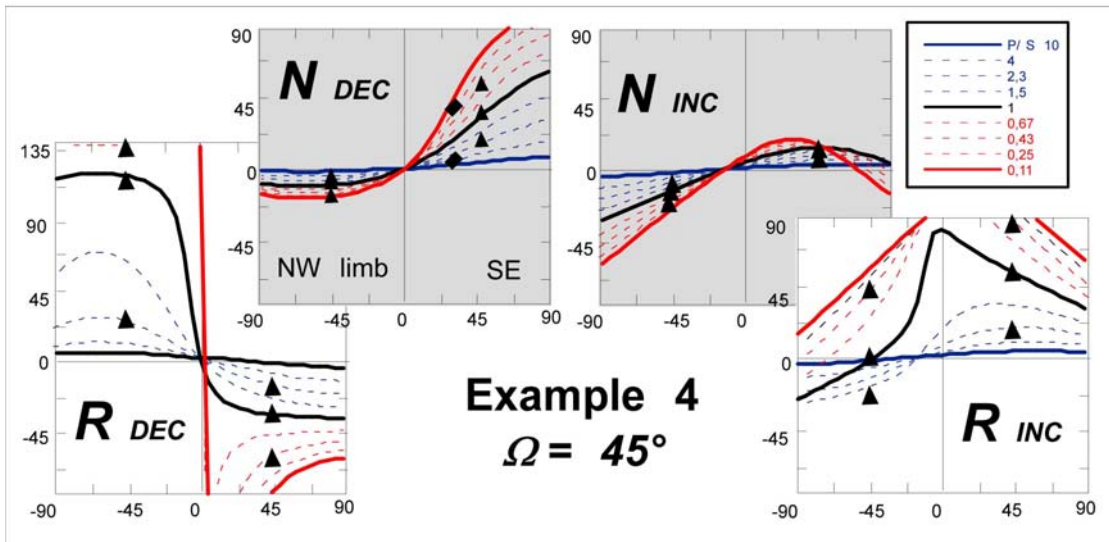
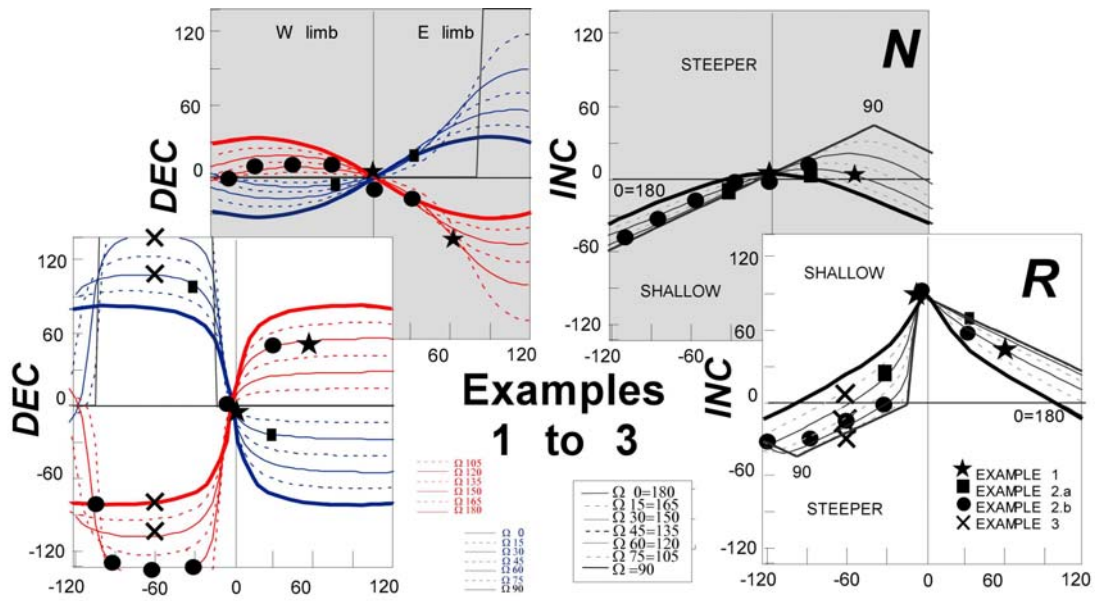


Figure 4. Nomograms representing the results of the mathematic model for the declination (DEC) and inclination (INC) errors (in the Y axis) against dip (in the X axis). a) Nomograms for discrete values of the P/S ratio. Different obliquity (Ω) values as colored inner curves. Columns I and III represent the declination error for the normal and reverse polarity respectively, while columns II and IV represent the inclination errors. Negative values in the X-axis represent one limb of the

fold and the positive values represent the contrary. The inner dashed boxes correspond to the enlarged area shown in Figure 4c.



b) Nomograms for discrete values of obliquity (Ω). Different P/S ratios as colored inner curves (see also Fig 4a caption).



c) Enlargement of the nomograms to better show the examples describe in the text.

4. Observations from Modeling

The following examples (Figs. 4, 5 and a supplementary table on-line) better illustrate the magnitude of declination and inclination errors obtained with the mathematical model. They will be used to display the subsequent implications on the fold and reversal tests (section 5).

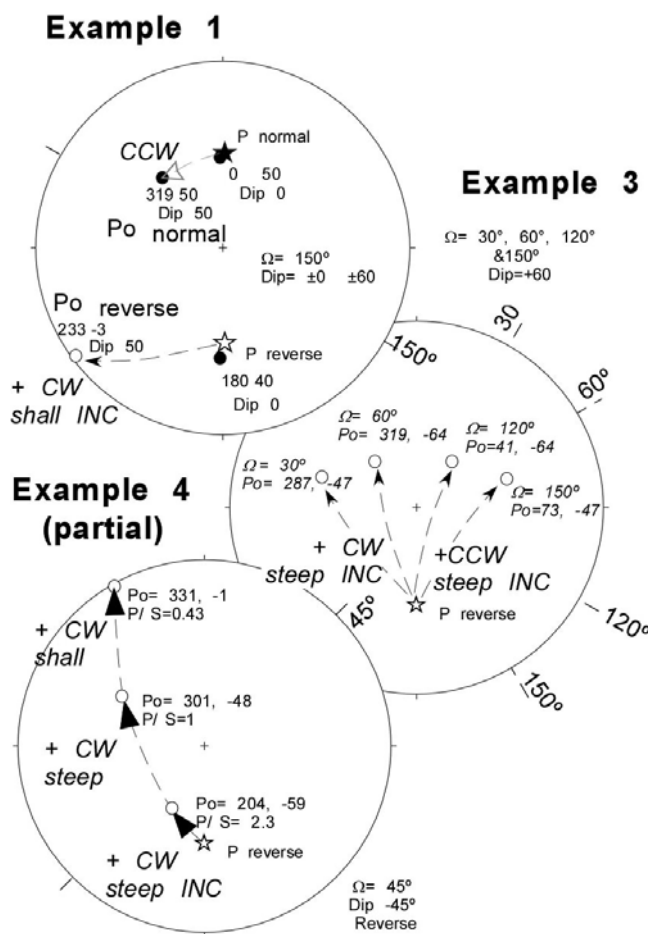


Figure 5. Stereographic projection illustrating examples 1, 3 and 4 (partially). See more details in Table 1 (on-line supplementary material).

Example 1: Effects on the polarity in a given structural position

(Dip, obliquity (Ω) and P/S ratio are constant. Figs. 4 [a&c] and 5)

This example focuses in a constant structural position: the southwestern limb of an anticline dipping 60° in a fold axis oriented at 150° respect to the primary field. The obtained declination error (ϵ_{dec}) of the P_R is $+53^\circ$ (clockwise –CW–) while the P_N will show a ϵ_{dec} of -41° (counterclockwise –CCW–). Inclination errors are $+5,4^\circ$ for the normal primary polarity and $+42^\circ$ for the reverse one, biasing the value of the inclination to a shallower orientation in the reverse polarity and to a steeper in the normal one.

In the particular case of the hinge of the anticline or in any horizontal series (dip= 0 and hence, it is independent of Ω) the subsequent errors are noteworthy and they explained the usual deflection of normal and reverse means in horizontal magnetostratigraphic sections affected by overlapping problems. The declination remains constant (Sdec = P dec) but the P_N acquires 5° of ϵ_{inc} (steeper) and the reverse acquires $+85^\circ$ (shallower because of the change of polarity). This example remarks the asymmetry of the inclination errors for both polarities. However, declination may display significant errors when Sdec \neq Pdec (whatever the reason is). Therefore, the reversal test will be affected due to the deflection of the antipodal character of the primary information.

Example 2: Effects on different positions of the fold

(variable dip; Ω and P/S are constant. Fig. 4[a&c])

A second example shows the effect of the secondary component (S) on the reverse polarity (P_R) along different locations of a fold (e.g. $\Omega = 30^\circ$), P/S is constant and equal to 1. The ϵ_{dec} is -47° and the ϵ_{inc} is $+60.4^\circ$ in the southeastern limb of an anticline (dipping 30°). In the other limb (northwestern dip= -30°), the ϵ_{dec} is $+99^\circ$ and the ϵ_{inc} is $+22.6^\circ$ respectively (example 2.a in Fig. 4[a&c]). Despite of the moderated values of obliquity and dip, errors are significant and reach up to 100° of deflection. Both locations of the fold will undergo apparent shallow inclination but with different magnitudes. Now the effect on the normal polarity (P_N) for the same fold locations ($\Omega = 30^\circ$ and dip 30° and -30°) is considered. In the southeastern limb the ϵ_{dec} is $+20^\circ$ and the ϵ_{inc} is $+9.2^\circ$ (steeper), whereas for the northwestern limb the ϵ_{dec} -12° and the ϵ_{inc} is $-4,7^\circ$ (shallower). The ϵ_{dec} are moderate but also suggest the same effect, as the deflection caused by a conical fold.

Considering a wider range of dip values (example 2.b in Fig. 4[a&c]) helps to illustrate the potential effect of an exhaustive sampling designed for the fold test. The P_R overlaps with a secondary normal one (S_N) in a fold with $\Omega = 120^\circ$. The observed

ϵ_{dec} are 24° , 0° , -134° , -139° , -132° and 6° corresponding to dip values of 30° , 0° (hinge), -30° , -60° , -90° (vertical) and -120° respectively. On the other hand, the ϵ_{inc} for the same dip dataset will range between 68° , 85° , -1° , -19° , -35° and -39° . In the case of P_N , the ϵ_{dec} are -15° , 0° , 6° , 8° , 6° , -1° and the ϵ_{inc} are 17° , 5° , -9° , -23° , -37° and -51° . Errors are smaller for the same structural locations if the secondary and primary polarities are the same.

Errors change asymmetrically with dip, especially when the polarity of the primary and secondary components is opposite. On the contrary, and for a given obliquity ($\Omega = 120^\circ$), there is a relationship between the magnitude and sense of the errors and the limb symmetry; the normal polarity component in a northeastern limb will show the minimum values of ϵ_{dec} , while the southern limb will display the maximum errors. The reverse component shows the contrary effect, declination errors are smaller in the southern limb and larger in the northern one.

Example 3: Effects of the obliquity on a certain dip.

(variable Ω ; dip and P/S are constant. Fig. 4[a&c] and 5)

If the primary component is reverse (P_R) and the dip = -60° , the ϵ_{dec} and ϵ_{inc} will vary depending on the obliquities. For $\Omega = 30^\circ$, the ϵ_{dec} is 107° and the ϵ_{inc} is -1.81° . For $\Omega = 60^\circ$, errors are 139° and -19.2° respectively; for $\Omega=120^\circ$ are -139° and -19.2° ; and when $\Omega = 150^\circ$, the ϵ_{inc} is -107° and the ϵ_{dec} is -1.81° . In all these cases, the inclination is steeper. While positive ϵ_{dec} affect the signal in a CW manner, negative errors affect the result in CCW way. The ϵ_{dec} of supplementary obliquities (i.e. 45° and 135°) are of the same magnitude but opposite sign. On contrary, the ϵ_{inc} corresponding to the supplementary obliquities have the same magnitude and sign. Therefore, there is a remarkable symmetry: the ϵ_{dec} for a given obliquity is the opposite error of the supplementary one, and the ϵ_{inc} is equal to the value of the antipodal obliquity (Figs. 4b and 5).

Example 4: Effects of variable P/S for different locations of a given fold

(variable P/S and dip; Ω is constant. Fig. 4b [columns I to IV], Figs. 4c and 5).

Errors will change for different P/S values (2.3, 1 and 0.43). For example, when $\Omega = 45^\circ$ and dip = $\pm 45^\circ$ (both limbs). The ϵ_{dec} in one limb (dip = $+45^\circ$) are apparent CW for the normal polarity ($+16^\circ$, $+32^\circ$, $+52^\circ$ respectively), and CCW for the reverse polarity (-18° , -38° , -66°). The ϵ_{inc} are steeper in both cases: $+10^\circ$, $+14^\circ$, $+17^\circ$ for the normal vectors, and $+20^\circ$, $+56^\circ$ and $+91^\circ$ for the reverse ones. In the other fold limb (dip = -45°) the ϵ_{dec} are -7° , -11° , -15° for the normal component and $+24^\circ$, $+121^\circ$ and $+151^\circ$ for the reverse component. The ϵ_{inc} are shallower -8° , -14° , -19° for the normal

polarity component (gray background [columns I & II]), and -14° , -3° , $+44^\circ$ for the reverse polarity component (white background [columns III & IV]).

A steepening of the inclination and CW rotation values associated to one limb ($\text{dip} > 0$) in the reverse polarity and to the other limb ($\text{dip} < 0$) in the normal polarity are observed. In an opposite way, a shallower inclination and CCW rotation values appear when $\text{dip} < 0$ in the reverse polarity and $\text{dip} > 0$ in the normal one. It is worth mentioning the large error amplification in the reverse polarity for $\text{dip} < 0$ and any P/S ratio, the ϵ_{dec} range between $+24^\circ$ and $+121^\circ$ or even $+151^\circ$ (P/S values between 2.3, 1 and 0,43) whereas the ϵ_{inc} range between -3° and $+44^\circ$. In other cases, the increasing of the errors as a function of the P/S value is less remarkable but still asymmetric: see for example the ϵ_{dec} ($\Omega = 45^\circ$) of the normal polarity in both limbs. The NW limb ($\text{dip} > 0$) display large errors ($+16^\circ$, $+32^\circ$ and $+52^\circ$), while the SE limb ($\text{dip} < 0$) show smaller errors for the same P/S ratios (-7° , -11° and -15°).

Example 5: Effects of variable P/S for different folds

(variable P/S and Ω ; dip is constant. Fig. 4b [II column] and 4c)

In this case, the errors in the normal polarity for different obliquities ($\Omega = 0^\circ$, 45° , 90° , 135° and 180°) are considered for a fixed fold location (constant $\text{dip} = +30^\circ$) and in two different overlapping ratios (P/S = 0,25 and 4). The ϵ_{inc} have the same magnitude for a given Ω and its complementary: $+1^\circ$ when $\Omega = 0^\circ$ and 180° . The ϵ_{inc} is $+5^\circ$ and $+19^\circ$ for $\Omega = 45^\circ$ and 135° and the same relation occurs for the ϵ_{dec} but with opposite sign ($\pm 7^\circ$, $\pm 29^\circ$ for $\Omega = 0^\circ$ and 180° ; and $\pm 6^\circ$ and $\pm 38^\circ$ for $\Omega = 45^\circ$ and 135°). The largest variations of the ϵ_{inc} for a given dip are seen for $\Omega = 90^\circ$ ($+8^\circ$ and $+32^\circ$) while the ϵ_{dec} are null.

The information derived from these examples allows us recognizing some general rules to understand the declination and inclination errors behavior:

4.1 Relationship of the errors with the obliquity (Ω)

Declination observations

Looking at the nomograms some relationships between Ω and the errors can be established. On one hand, the ϵ_{dec} for a given Ω is equal to the negative error of the supplementary obliquity = $180^\circ - \Omega$ (the antipodal obliquity, Fig. 4b [column I, rows a&e and b&d]). Maximum values of declination error (ϵ_{dec} around 180°), that in turn may imply an apparent polarity change in both primary polarities, are obtained for

fold axes perpendicular to the primary component ($\Omega = 90^\circ$) and $P/S \geq 1$ (S intensity is equal or larger than P) (Fig. 4b [I-c and III-c]). In the case of the primary reverse polarity (P_R , R in the nomograms, Fig. 4b [III and IV columns]), for a given obliquity and a decreasing P/S ratio, the ϵ_{dec} are very asymmetric along the fold limbs. In contrast, the ϵ_{dec} for a primary normal component (P_N) display the opposite behavior in the limbs of the same fold and less pronounced asymmetry (Fig. 4).

Inclination Observations

On the other hand, the ϵ_{inc} for a given Ω is equal to the error derived from the supplementary obliquity. Observing both limbs of a fold, the more orthogonal the P_N and the fold axis are, the more asymmetric the errors will be. Maximum values of inclination errors (ϵ_{inc}) for the P_R are near 90° when dip is horizontal for every obliquity. On the contrary, the maximum inclination errors for the P_N , in realistic geometries (dip $< 120^\circ$, that is: 30° overturned beds), are around 55° when the fold axis and the declination of P_N are perpendicular ($\Omega = 90^\circ$). Notice the symmetry of $\Omega = 0$ and $\Omega = 180^\circ$ errors in both limbs (and both polarities) and the asymmetry of them when $\Omega = 90^\circ$ (Fig. 4b). Finally, as a general rule, both the declination and inclination errors are larger when the primary and secondary components have opposite polarities (Fig. 4).

4.2 Declination / inclination errors and the P/S ratio

As it was be expected, decreasing values of the P/S ratio (larger overlap) will produce larger errors (ϵ_{dec} and ϵ_{inc}) in both polarities for a given location of the fold (Figs. 4 and 5). Pure mirror symmetries with respect to the axial plane of the fold are displayed when the fold axis is parallel to P and S components ($\Omega = 0^\circ$ and 180° Fig. 4b [a&e rows]). The largest asymmetry for the declination and inclination errors between limbs is shown when the fold axis is perpendicular to the primary record ($\Omega = 90^\circ$ Figs. 4b [row c] and 4c).

Declination observations

When there is asymmetry of errors at both limbs (for any $\Omega \neq 0^\circ$ & 180° Figs. 4b and 4c), the ϵ_{dec} are bigger with positive dip and normal polarity. This implies that larger error values may be observed in the southern limb of a fold. In contrast, for reverse polarities (Fig. 4b [III & IV]) larger values are observed with negative dips corresponding to the northern flank (Fig. 4b, III column with negative dips).

Maximum ϵ_{dec} (180° for both polarities) are found when obliquity is $\Omega=90^\circ$ but only when $P/S \leq 1$ ($S \geq P$). These maximum errors mostly affect one limb; as lower the P/S ratio, wider the dip window of apparent polarity change will be. For other obliquities

($\Omega = 0^\circ, 45^\circ, 135^\circ$ and 180°) in the reverse polarity, maximum ε_{dec} of 180° are also observed in a discrete fashion; when dip = 0 ($P/S < 1$) or in overturned beds. Very high declination errors ($>90^\circ$) will be observed between these two extreme cases.

The normal polarity declination error has a particularity; there are points of null error for every P/S value when the P_0 and P vector share the same declination value. This absence of error is dependent on the obliquity and will be found, for example, when $\Omega = 0^\circ$ or 180° and dip = 0, when Ω is 45° and 135° , dip = -128° (Fig. 4b [I]).

Inclination observations

The ε_{inc} are perfectly symmetric along the fold geometry for $\Omega = 0^\circ$ or 180° . Its asymmetry increases when the fold axis is oblique to the P direction (Fig. 4b [II & IV]). The ε_{inc} for the normal component [II], are dominantly negative (shallowing effect), while ε_{inc} in the reverse polarities are mainly positive (shallowing because the primary is negative). Their maximum values are close to the fold hinge (dip ≈ 0) in the reverse polarities ($\Omega = 90^\circ$) in contrast, the normal polarity maximum errors are found for overturned locations in one limb and moderate dips (given constant Ω and P/S magnitudes).

In general, there is a significant asymmetry in the errors whatever variable is considered (Ω , dip or polarity). As can be easily deduced, the overlap of components has strong influences in the stability tests.

5. The effects of the overlapping on the paleomagnetic stability tests

Non-resolved paleomagnetic components in the laboratory may induce significant changes on the stability tests, and therefore may change any geodynamic or tectonic implication of the data. In this section the general observations about the effect of overlapped directions in the fold and reversal tests are extracted by analyzing the examples previously exposed. The expected fold test result, in a non-overlapped primary component, is a significant prefolding direction and an exact antiparallel result in the reversal test. Therefore any deviation from these results will be due to the effects of the overlapping of paleomagnetic components.

5.1. Fold test

Overlapping of paleomagnetic components will turn an original primary component (prefolding with significant best-grouping at 100% unfolding), into any other possible result: significant synfolding, significant postfolding or non-significant result. The

amount of departure from the expected result is basically controlled by the P/S ratio and the polarities of the primary and secondary components, although the remaining variables (obliquity, dip, etc...) have some influence in the statistical parameters as well. Example one (Fig. 6) represents a horizontal bed followed by a monocline ($\Omega = 150^\circ$, dip between 0° [horizontal], and 60° and P/S = 1).

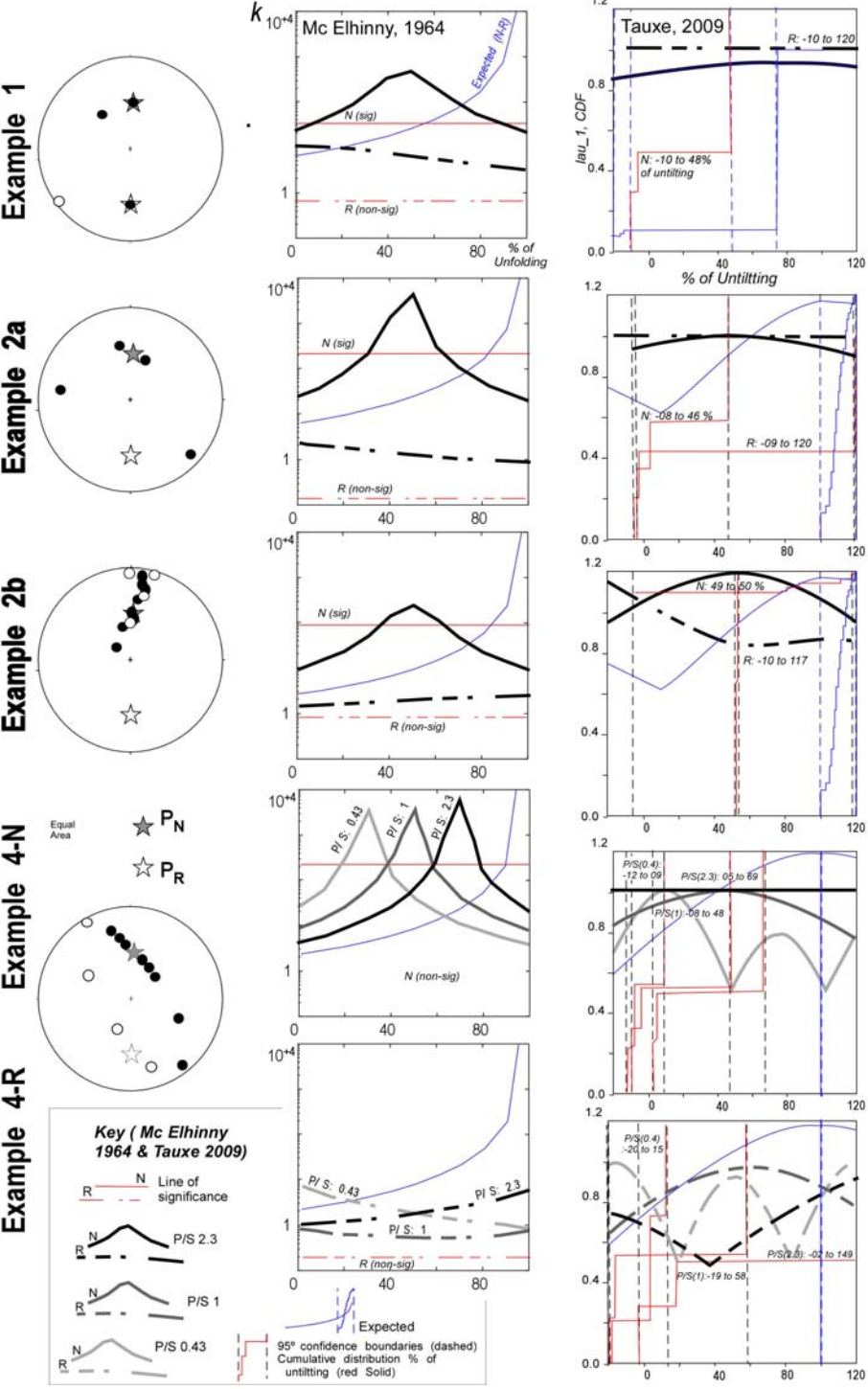


Figure 6. Fold and reversal tests. Left column represents the stereographic projection of the different examples after bedding correction. Note that they should be perfectly antipodal and they should

be located at the reference direction (P) when overlapping is not present. The column in the center shows the results for the classic Mc Elhinny's (1964) fold test: evolution of the k parameter (Y axis) vs. % of unfolding (X axis). The right column shows the fold test performed with PmagPy software from Tauxe (2009).

The overlapping of a primary component of normal polarity with a secondary component of normal polarity will generate an apparent and significant synfolding acquisition (50% unfolding). A different fold obliquity respect to the secondary direction, does not significantly change the synfolding result (Example 2; $\Omega = 30^\circ$, dip between -30 and 30° and P/S:1, best grouping at 50%), but in this case, the synfolding character is better constrained (k values are much higher in the McElhinny test [1964]).

Bootstrapping (Tauxe and Watson, 1994) would inform about a postfolding normal polarity component and a non-significant record for the reverse one, although this is partially influenced by the small number of points (just two sites). In case of a tighter fold ($\Omega = 45^\circ$ and P/S:1; example 2b) and more sites (6 different structural locations; dip from, 30 to -120 [30° overturned]) both fold tests confirm a syntectonic age of acquisition (50%) for the normal component and a non-significant result for the reverse one.

As expected, an increasing value of the intensity of the secondary direction (decreasing P/S value) will imply a gradual change from syn-tectonic to post-tectonic (example 4, Fig. 6). It is worth mentioning that, in the case of small number of samples, the McElhinny's fold test gives a more sensitive result (larger P/S implies a larger % of unfolding) than the Tauxe & Watson's (1994) one, where the larger overlapping ratios trend to show significant postfolding (instead of synfolding) directions.

Since the departure from the expected primary orientation is much larger, the fold test will be non-significant when the secondary vector has the opposite polarity than the primary one; this happens in all of the exposed examples where the degree of grouping is very little for the reverse components. All exposed examples display non-significant results both in the McElhinny (1964), and in the Tauxe and Watson (1994), except for example 4. Here the bootstrapping for the reverse component in a given structural position (equal Ω and dip) and different P/S ratios gives non-significant result for the lowest overlapping (P/S: 2.3) and postfolding and significant for the other considered ratios (0.43 and 1).

5.2. Reversal test

Considering a similar overlapping ratio between the P and S components, the reversal test is strongly influenced by the structural position since the orientation of the “overlapped P” depends on Ω and the dip and substantially differs between the N and R components. The reversal test approach with the bootstrapping (Tauxe, 2009), could not be achieved in the exposed examples either because of insufficient number of samples or because the high scattering of the distributions. In any case, the stereographic scattering in all studied examples shows a large departure from the expected antipodal directions (starts in figure 6, left column).

6. Conclusions

Among the different potential sources of error in paleomagnetism, the overlapping of components can produce a large scattering of data. The scattering is basically controlled by the relationship between the primary and secondary magnitudes (P/S ratio), and the angular relationships of the paleomagnetic components respect to the fold geometry (fold axis orientation [Ω] and the dip of bedding planes). The mathematical model developed in this paper helps to calculate the declination and inclinations errors caused by the overlapping of two components with similar unblocking spectra during the laboratory procedure. The results of the model help establishing some general observations: (1) all errors will increase for decreasing values of the P/S magnitude (larger overlapping degree). (2) Larger errors are found if the primary direction has an opposite polarity than the secondary one. This can explain the usual large departure from antipodality in many non-deformed magnetostratigraphic studies.

In addition, the influence of the fold geometry on the declination and inclination errors can be also synthesized from the mathematical model in the following remarks: (3) opposite declination errors will affect opposite limbs of the folds. Besides, the increasing of the obliquity of the fold axis with respect to the primary direction will increase the asymmetry of the declination errors among the fold limbs. (4) On contrary, inclination errors may display the same trend in both limbs of the fold (especially when $\Omega = 0$), but the fold obliquity may produce strong and complex asymmetries in this rule. (5) The inclination error range is usually smaller than the declination one. (6) Larger asymmetry and magnitude of errors along the fold are found if the primary direction has an opposite polarity than the secondary one.

The influence of the scattering of paleomagnetic data due to overlapping on the stability tests is critical. An original primary direction may turn into any other possible result of the fold test (synfolding, postfolding or non-significant). The larger the degree of overlapping (smaller P/S ratio) the closer will be the result to post folding.

In most cases and due to the scattering, a non-significant solution of the fold test will be obtained. Reversal test is strongly affected. In fact, apparent synfolding magnetizations or poorly antiparallel directions should indicate the possibility of overlapping of paleomagnetic components.

The modeling procedure presented in this paper is useful to model any other particular structural setting, where variables may substantially differ, and it can be very useful to quantify declination and inclination errors as well as controlling the errors induced on the stability tests caused.

Acknowledgements: *This work was sponsored by a fellowship from the University of Zaragoza - BSCH - Fundación Carolina (ARP). Research financial support comes from the projects Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE MEC, CGL2009-14214 and CGL2009-08969 MICINN) and 3DR3 & GeoPyrDatabases (PI165/09 & CTPP01/07 Gob. Aragón). Stereographic projections were made using "Stereonet" program (6.3.2) by Richard Allmendinger to whom we are very grateful. Thank you very much to Miguel Garcés, Juanjo Villalaín, Ángel Carrancho and the people from the Fort Hoofdijk for their support and the fruitful conversations about paleomagnetism. Fold tests were carried out thanks to the PmagPy software package from Lisa Tauxe (2009) and to the super IAPD from Trond H. Torsvik et al., University of Bergen. We also acknowledge Lisa Tauxe and Elisenda Costa for helping us in the use of the PmagPy software. Two anonymous reviewers and the editor (Keke Zhang) comments have helped us to improve the earlier version of the paper.*

Appendix 1. Mathematical procedure

Modeling equations

The overlapped primary vector (P_o) is the sum of the primary vector (P) and secondary (postfolding) one divided by the intensity coefficient r (the magnitude of the resultant vector). R is the rotation matrix and R' is the inverse rotation matrix; both described below.

$$P_o = R' \cdot (P_{folded} + S / r) = R' \cdot (R \cdot P + S / r) = P + R' \cdot S / r = P + S_{unfolded} / r$$

The error is the difference between the overlapped and the primary vector.

$$Error = P_o - P \rightarrow \begin{array}{l} \text{Declination error: } \varepsilon_{dec} = \alpha_{P_o} - \alpha_P \\ \text{Inclination error: } \varepsilon_{inc} = \beta_{P_o} - \beta_P \end{array}$$

Rotation matrix:

$$R = \begin{pmatrix} (\cos \phi)^2 \cdot (1 - \cos \Psi) + \cos \Psi & \cos \phi \cdot \text{sen} \phi \cdot (1 - \cos \Psi) & \text{sen} \phi \cdot \text{sen} \Psi \\ \cos \phi \cdot \text{sen} \phi \cdot (1 - \cos \Psi) & (\text{sen} \phi)^2 \cdot (1 - \cos \Psi) + \cos \Psi & -\cos \phi \cdot \text{sen} \Psi \\ -\text{sen} \phi \cdot \text{sen} \Psi & \cos \phi \cdot \text{sen} \Psi & \cos \Psi \end{pmatrix}$$

Where ϕ is the trend of the fold axis and $\Psi = DLR$, is the magnitude of the rotation. The inverse rotation matrix R' is the rotation matrix shown above with the opposite magnitude of rotation: $\Psi = -DLR$.

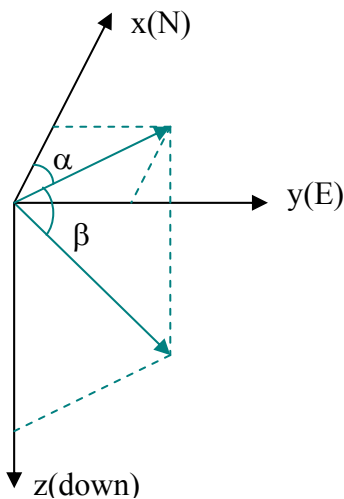
Summarizing

$$\begin{pmatrix} x_{P_0} \\ y_{P_0} \\ z_{P_0} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha_P \cdot \cos \beta_P \\ \text{sen} \alpha_P \cdot \cos \beta_P \\ \text{sen} \beta_P \end{pmatrix} + 1/r \cdot \begin{pmatrix} (\cos \phi)^2 \cdot (1 - \cos(-\Psi)) + \cos(-\Psi) & \cos \phi \cdot \text{sen} \phi \cdot (1 - \cos(-\Psi)) & \text{sen} \phi \cdot \text{sen}(-\Psi) \\ \cos \phi \cdot \text{sen} \phi \cdot (1 - \cos(-\Psi)) & (\text{sen} \phi)^2 \cdot (1 - \cos(-\Psi)) + \cos(-\Psi) & -\cos \phi \cdot \text{sen}(-\Psi) \\ -\text{sen} \phi \cdot \text{sen}(-\Psi) & \cos \phi \cdot \text{sen}(-\Psi) & \cos(-\Psi) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \alpha_S \cdot \cos \beta_S \\ \text{sen} \alpha_S \cdot \cos \beta_S \\ \text{sen} \beta_S \end{pmatrix}$$

$$\alpha_{P_0} = a \tan(x_{P_0} / y_{P_0}) \quad \rightarrow \quad \mathcal{E}_{dec} = \alpha_{P_0} - \alpha_P$$

$$\beta_{P_0} = a \tan(z_{P_0} / (\sqrt{y_{P_0}^2 + z_{P_0}^2})) \quad \rightarrow \quad \mathcal{E}_{inc} = \beta_{P_0} - \beta_P$$

Coordinates conversion and conventions:



$$dec \rightarrow \alpha = a \tan(y/x)$$

$$inc \rightarrow \beta = a \tan(z / \sqrt{x^2 + y^2})$$

$$x = \cos \alpha \cdot \cos \beta$$

$$y = \text{sen} \alpha \cdot \cos \beta$$

$$z = \text{sen} \beta$$

EX	Ω	Dip	P	P/S	Po DEC	Po INC	So (RHR)			Po DEC	Po INC	Edec	effect	Einc	effect	Limb modeled	OV?
					BBC	Trend	dip	dir	ABC								
1	150	60	R	1.00	227	56	150	60	S	233	-3	53	CW	42	SHALL	SW	
	150	60	N	1.00	14	29	150	60	S	319	50	-41	CCW	5	STEEP	SW	
	150	0	R	1.00	180	40	150	0	S	180	40	0	85	SHALL	
	150	0	N	1.00	0	50	150	0	S	0	50	0	5	STEEP	
2.a	30	30	N	1.00	350	41	30	30	E	20	54	20	CW	9	STEEP	SE	
	30	30	R	1.00	138	44	30	30	E	133	15	-47	CCW	60	SHALL	SE	
	30	-30	N	1.00	18	54	210	30	S	348	40	-12	CCW	-5	SHALL	NW	
	30	-30	R	1.00	281	5	210	30	S	279	-23	99	CW	22	SHALL	NW	
2.b	120	30	N	1.00	6	37	120	30	SW	345	62	-15	CCW	17	STEEP	SW	
	120	0	N	1.00	0	50	120	0	SW	0	50	0	CW	5	STEEP	SW	
	120	-30	N	1.00	347	62	300	30	SW	6	36	6	CW	-9	SHALL	NE	
	120	-60	N	1.00	317	69	300	60	SW	8	22	8	CW	-23	SHALL	NE	
	120	-90	N	1.00	281	65	300	90	SW	6	8	6	CW	-37	SHALL	NE	
	120	-120	N	1.00	267	52	300	120	SW	359	-6	-1	CCW	-51	SHALL	NE	X
	120	30	R	1.00	201	53	120	30	NE	204	23	24	CW	68	SHALL	SW	
	120	0	R	1.00	180	40	120	0	NE	180	40	0	CW	85	SHALL	SW	
	120	-30	R	1.00	42	-17	300	30	NE	46	-46	-134	CCW	-1	STEEP	NE	
	120	-60	R	1.00	35	-4	300	60	NE	41	-64	-139	CCW	-19	STEEP	NE	
	120	-90	R	1.00	33	10	300	90	NE	48	-80	-132	CCW	-35	STEEP	NE	
	120	-120	R	1.00	33	25	300	120	NE	186	-84	6	CW	-39	STEEP	NE	X
3	30	-60	R	1.00	291	12	210	60	W	287	-47	107	CW	-2	STEEP	W	
	60	-60	R	1.00	325	-4	240	60	W	319	-64	139	CW	-19	STEEP	W	
	120	-60	R	1.00	35	-4	300	60	W	41	-64	-139	CCW	-19	STEEP	W	
	150	-60	R	1.00	69	12	330	60	W	73	-47	-107	CCW	-2	STEEP	W	
4	45	45	N	2.30	348	23	45	45	SE	16	55	16	CW	10	STEEP	SE	
	45	45	N	1.00	351	32	45	45	SE	32	59	32	CW	14	STEEP	SE	
	45	45	N	0.43	354	42	45	45	SE	52	62	52	CW	17	STEEP	SE	
	45	45	R	2.30	160	16	45	45	SE	162	-25	-18	CCW	20	SHALL	SE	
	45	45	R	1.00	147	56	45	45	SE	142	11	-38	CCW	56	SHALL	SE	
	45	45	R	0.43	34	75	45	45	SE	114	46	-66	CCW	91	SHALL	SE	
	45	-45	N	2.30	43	61	225	45	NW	353	37	-7	CCW	-8	SHALL	NW	
	45	-45	N	1.00	29	60	225	45	NW	349	31	-11	CCW	-14	SHALL	NW	
	45	-45	N	0.43	17	59	225	45	NW	345	26	-15	CCW	-19	SHALL	NW	
	45	-45	R	2.30	270	-47	225	45	NW	204	-59	24	CW	-14	STEEP	NW	
	45	-45	R	1.00	306	-4	225	45	NW	301	-48	121	CW	-3	STEEP	NW	
	45	-45	R	0.43	337	42	225	45	NW	331	-1	151	CW	44	SHALL	NW	
5	0	30	N	4.00	337	42	0	30	E	7	46	7	CW	1	STEEP	E	
	0	30	N	0.25	354	52	0	30	E	29	46	29	CW	1	STEEP	E	
	45	30	N	4.00	349	28	45	30	SE	6	50	6	CW	5	STEEP	SE	
	45	30	N	0.25	356	49	45	30	SE	38	64	38	CW	19	STEEP	SE	
	90	30	N	4.00	0	23	90	30	S	0	53	0		8	STEEP	S	
	90	30	N	0.25	0	47	90	30	S	0	77	0		32	STEEP	S	
	135	30	N	4.00	11	28	135	30	SW	354	50	-6	CCW	5	STEEP	SW	
	135	30	N	0.25	4	49	135	30	SW	322	64	-38	CCW	19	STEEP	SW	
	180	30	N	4.00	23	42	180	30	W	353	46	-7	CCW	1	STEEP	W	
	180	30	N	0.25	7	52	180	30	W	332	46	-29	CCW	1	STEEP	W	

Table 1. Data of the overlapped vectors described as examples (EX) in Figs 4&5. From left to right: EX: Number of example, Ω : Obliquity, dip: degree of limb rotation, P: polarity (Normal or Reverse), P/S: relative intensity ratio (primary/secondary), Po DEC and Po INC: declination and inclination before bedding correction (BBC, in-situ coordinate system), So (RHR): Bedding plane orientation; azimuth, dip and dip direction following the right hand rule. Po DEC and Po INC: declination and inclination after bedding correction (ABC), ϵ_{dec} : Declination error, and its sign (clockwise -CW- or counterclockwise -CCW- rotation), ϵ_{inc} : Inclination error an its effect (shallowing or steepening).

References

- Bailey, R.C. and Halls, H.C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics*, 54, 174-182.
- Dinarès-Turell, J.; McClelland, E., 1991. A cautionary tale for palaeomagnetists; a spurious apparent single component remanence due to overlap of blocking-temperature spectra of two components. *Geophysical Research Letters*. 18; 7, Pages 1297-1300.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 45: 297-304.
- Kramow, A. N., 1958. Paleomagnetism and stratigraphic correlation, Gostoptechizdat, Leningrad. (traducción inglesa de Lojkine, A. J. y Irving, E.; *Geophys. Depart. Australian National University*, 1960.
- McElhinny, M.W., 1964. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 8, 338–340.
- McFadden, P. L., 1977. Comments on "A least squared method to find a remanence direction from converging remagnetization circles" by H. C. Halls. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 48, 549-550.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172
- Pueyo, E. L., 2010. Evaluating the paleomagnetic reliability in fold and thrust belt studies. *Trabajos de Geología* 30 (1), 145 -154.
- Rodríguez-Pintó, A.; Ramón, M. J.; Oliva-Urcia, B.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A., 2011. Errors in paleomagnetism: Structural control on overlapped vectors, mathematical models. *Physics of the Earth and Planet. Interiors*, 186; 11- 22.
- Roy, J.L. and P.L. Lapointe; 1978. Multiphase magnetizations: problems and implications, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16 (1978) 20-37.
- Schmidt, P.W., 1985. Bias in converging great circle methods. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, 427- 432.
- Tauxe, L. & Watson, G. S. (1994). The fold test: an eigen analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, 331–341.
- Tauxe, L., 2009. *Essentials of paleomagnetism*. (with contributions from: Subir K. Banerjee, Robert F. Butler and Rob van der Voo).
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1-9.
- Watson, G.S., Enkin, R.J., 1993. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem. *Geophysical Research Letters* 20, 2135–2137.
- Weil, A. B.; Van der Voo, R., 2002. The evolution of the paleomagnetic fold test as applied to complex geologic situations, illustrated by a case study from northern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 1223-1235.



Overlapped paleomagnetic vectors and fold geometry: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees).

Rodríguez-Pintó, A. (1,2); Pueyo, E. L. (2); Barnolas, A. (2); Pocoví, A. (1);
Oliva-Urcia, B. (1); Ramón, M. J. (2).

a Geodinámica Interna., Ciencias de la Tierra, U. de Zaragoza, Spain

b Oficina de Proyectos de Zaragoza, Instituto Geológico y Minero de España, Spain

ARTICLE INFO

Article history:
Received 30 September 2010
Accepted 07 October 2012

Edited by:

Keywords:
Overlapping
Primary and secondary paleomagnetic record
Declination and inclination errors
External Sierras
Eocene
Guara limestones

ABSTRACT

When two or more magnetic components share the same temperature and/or coercivity spectrum in a rock, the paleomagnetic components are said to be overlapping. Failure to separately identify these components in the laboratory may lead to substantial errors in the declination and inclination of the primary component (including apparent changes in polarity and with a marked impact in stability tests). Recently, numerical models have been proposed to understand this problem in relation to fold geometry; these allow the expected declination and inclination errors at different locations across the fold surface to be identified and estimated. In this paper, we present a real case study of overlapped paleomagnetic directions from the northern part of the Balzes anticline (South Central Pyrenees). A new dataset is established based on 206 paleomagnetic samples taken in a wide variety of structural locations. Several facies including limestones, siltstones and marls from Eocene marine and deltaic sediments were studied. This dataset shows the occurrence of paleomagnetic overlapping controlled by lithology. That is, most paleomagnetic directions derived from marls show hardly any significant declination and inclination errors and they are consistent in all structural positions. In contrast, in most of the limestones there is strong overlapping and significant errors related to the fold geometry. The dataset also enables the evaluation of errors as a function of structural position. The numerical model for Balzes anticline overlapped directions shows qualification and quantification of errors in all possible structural positions and the effect of overlaps on the fold test is also analyzed. Through the use of numerical modeling we propose a new tool to deal with data with a strong overlapping of components as in this case study. The identification and quantification of the overlapping ratio potentially enables data to be filtered to eliminate such errors and also allows suitable structural positions where error is minimized to be identified.

* Corresponding author at: Geodinámica Interna., Ciencias de la Tierra, U. de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna s/n, Edificio Ciencias Geológicas, Departamento de Geodinámica Interna, Planta 2; of. 20. 50009. ZARAGOZA, Spain.

E-mail addresses: adrianar@unizar.es, adriana@igme.es,
(A. Rodríguez-Pintó), unaim@igme.es (M.J. Ramón), adrianar@unizar.es
(B. Oliva-Urcia), unaim@igme.es (E.L. Pueyo), adrianar@unizar.es (A. Pocoví).

1. Introduction

When we demagnetize a rock in the laboratory aiming to characterize the paleomagnetic components, it is necessary to confirm whether the components have been correctly separated. The simultaneous removal of two or more paleomagnetic components (overlapping) may occur during laboratory procedures and this hinders the proper identification of the characteristic component. In turn, this reduces the reliability of the data (Van der Voo, 1990) leading to important declination and inclination errors, apparent changes in polarity and also geologically meaningless stability test results (Pueyo, 2010; Rodriguez-Pintó et al., 2011).

The problem of overlapping of components was first described many years ago (Halls, 1976), and several techniques such as the convergence of remagnetization circles have been proposed as a potential solution (Bailey and Halls, 1984; Schmidt, 1985 and McFadden and McElhinny, 1988). Further, cases of complete overlapping (Dinarès-Turell & McClelland 1991), and modeling of partially overlapped directions (Halim et al., 1996) have also been analyzed. On the other hand, very little work has been done to explore in detail the nature and the effects of overlapped components in deformed areas.

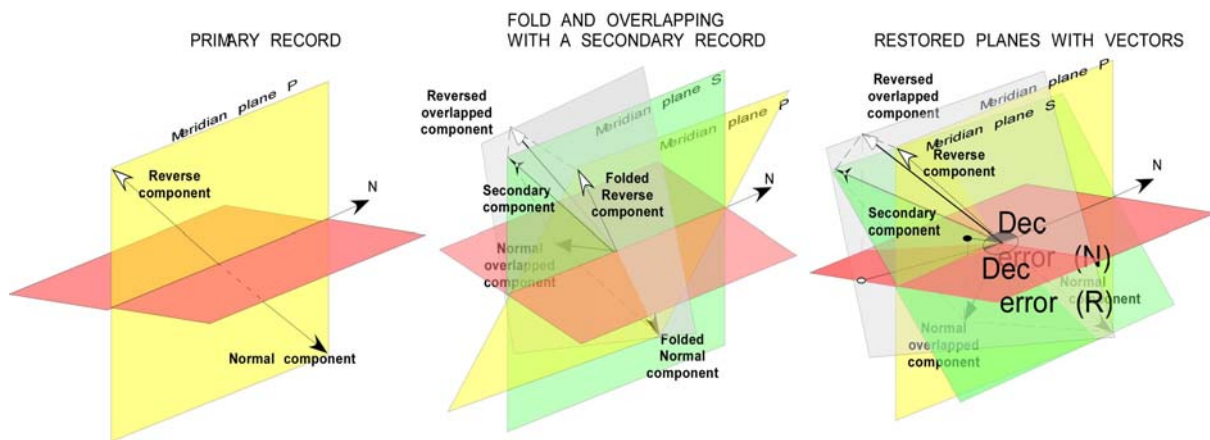


Figure 1: Overlapping as a function of folding (concept). A) Primary acquisition of the primary magnetization (bed is horizontal and meridian plane [P] is vertical). B) Folding and overlapping. The beds and primary vectors are folded to the west, then, a secondary reverse component is acquired and overlaps with the primary one (the resultant vectors are coplanar with S and the folded P). C) Restoration of overlapped vectors to the original coordinate system. Substantially different vectors are found (both declination and inclination) for the two polarities. The observed errors would change if the folding axis orientation and magnitude (dip) were different.

Recently, Rodriguez-Pintó et al. (2011) highlighted the important influence of fold geometry on the magnitude of the errors from overlapped directions. Let us consider a simple example illustrating this problem (Fig. 1). Imagine a horizontal flat bed with a primary magnetic vector (we consider both possible polarities within the meridian plane). Later, this bed is folded. Then, a secondary component is acquired and the primary component is overlapped with that second one (normal and reverse polarities behave differently); the result is an intermediate component in both cases. Significant errors (both declination and inclination) will be found if the vectors are restored to the original coordinate system.

The systematic mathematical modeling of overlapped vectors in folds (Rodríguez-Pintó et al., 2011) takes into account fold-axis orientation, degree of limb rotation (dip), magnitude and orientation of the primary (P) and secondary (S) vectors, as well as the ratio of contribution of their intensities (P/S).

This approach allows declination and inclination errors to be assessed for any possible geometric scenario (any structural point on a fold surface). This theoretical modeling demonstrates that errors are very asymmetric along the fold and may differ substantially depending upon the magnetic polarity, and also confirms the important influence of the overlapping of components on the fold and reversal tests (Rodríguez-Pintó et al., 2011).

Previous dataset (Rodríguez-Pintó et al., 2010), of the Balzes anticline displays substantial differences in the declination record (about 50°) and pervasive shallow inclinations. The dataset was limited and led to a cautionary preliminary interpretation of a kinematics model taking into account the overlapping paleomagnetic components only as a suspicious possibility (Rodríguez-Pintó et al., 2010).

Moreover, this dataset displays very variable declination and inclination values compared to the expected inclinations from the stable Iberia for the Eocene (Dec; Inc: α_{95} ; k: 004.6° ; 53.2° ; 4.6° ; 9.6 , Taberner et al, 1999) and also with the expected direction of rotation for the region (Dec; Inc: α_{95} ; k: 043° ; 44° ; 3.4° ; 20.9 ; see details later). In addition with the single component character of the characteristic remanent magnetization this previous dataset could also indicate a complete overlapping of components (Rodríguez-Pintó et al., 2010), in the sense described by Tauxe (2009).

In this paper, we present a new paleomagnetic dataset for the northern section of this anticline. Special care was taken to obtain a representative lithological distribution of samples (limestones, siltstones and marls) as well as an even distribution of sites along the fold. The main goal was to assess the various effects of the overlapped directions as a function of structural geometry as well their effect on the fold test.

2. Geological Setting

The External Sierras represent the southernmost frontal thrust of the west-central Pyrenees (Fig. 2). Developed during Lutetian-Miocene times, the structure of the External Sierras is characterized by an imbricate thrust system and associated detachment folds.

The imbricate system was developed during Middle Eocene times and propagated laterally to the West in progressively younger times reaching the Chattian-Aquitania boundary (Puigdefàbregas, 1975; Cámara and Klimowitz, 1985; Millán, 1996; Millán et al., 2000; Pocoví et al., 2004). Several characteristic N-S structures, perpendicular to the mean Pyrenean trend (Boltaña, Balzes, Pico del Águila, Bentué, Rasal, and Fachar anticlines) are interpreted to have been caused by vertical axis rotations along the External Sierras front (Pueyo et al., 2002; Mochales et al., 2012).

A second stage of thrusting during Oligocene-Miocene times re-located these structures in the higher hanging wall block, producing the northern plunge that today affects most of folds.

The Balzes anticline is the easternmost N-S fold of the External Sierras. Together, with the Boltaña anticline are the main structures at the hanging wall of the Western ramp of the South Pyrenean Central Unit, which is built by E-W trending folds and thrusts in its frontal structures and is the detachment of the Mesozoic-tertiary cover over the Triassic evaporites.

Stratigraphy

The stratigraphic succession at Balzes anticline contains Ypresian to Lutetian rocks. Three main cycles of a shallow marine carbonate platform (Samsó et al., 1992; Barnolas and Gil, 2001) were developed at the distal foreland margin of the Jaca basin (Barnolas and Teixell, 1994). The Alveoline limestone and the Boltaña Formation (Ypresian) represent the first two cycles, which outcrop at the core of the anticline (Barnolas et al., 1991). The third cycle is the Guara Formation (Puigdefàbregas, 1975) and corresponds to the last carbonate platform cycle during Lutetian times.

This last formation is most built of limestones and some marly facies, especially at the eastern flank (laterally equivalent to the San Vicente talus Fm; De Federico, 1981). A progressive intra-Guara unconformity has been described in the western limb of the anticline (Millán et al., 2000; Barnolas and Gil, 2001), revealing a folding event during Middle Lutetian times.

On top of the Lutetian platform, the Belsué-Atarés deltaic Formation (Bartonian) indicates the transition to continental conditions, clearly established later during the deposition of the Campodarbe Group (Puigdefàbregas, 1975) that outcrops in the core of the Guarga synclinorium. The Campodarbe Group is Priabonian to Upper Oligocene in age (Puigdefàbregas, 1975; Hogan and Burbank, 1996).

Structure

The Balzes anticline has a curved fold axis 17 km long, trending N014E in the northern sector and N150E in the southern sector. The vergence varies from W to SW, describing an arc of about 45° (southwestwards convex) in map view.

Structural and paleogeographic studies in the area suggest significant clockwise rotations (CW), related to the westward lateral transfer of the deformation, which would explain the current orientation of the N-S anticlines (Puigdefàbregas, 1975; McElroy, 1990; Millán, 1996; Millán et al., 2000). Indeed, several paleomagnetic studies in the area confirm this hypothesis; 40° to 60° of CW vertical axis rotations (VAR) have been documented in several Ypresian (Ilerdian-Cuisian) and Lutetian localities around the Boltaña anticline (Dinarès-Turell et al., 1992; Dinarès-Turell, 1992; Pueyo, 2000; Fernández, 2004; Mochales 2011; Mochales et al., 2008 and 2012).

Bartonian-Priabonian deltaic and continental sediments to the east of the Balzes anticline show a moderate CW rotation of 15-20° and a smaller non-significant rotation (Bentham, 1992; Pueyo, 2000), which points to a Bartonian-Priabonian age for the emplacement of the underlying thrust sheets (Mochales et al., 2012).

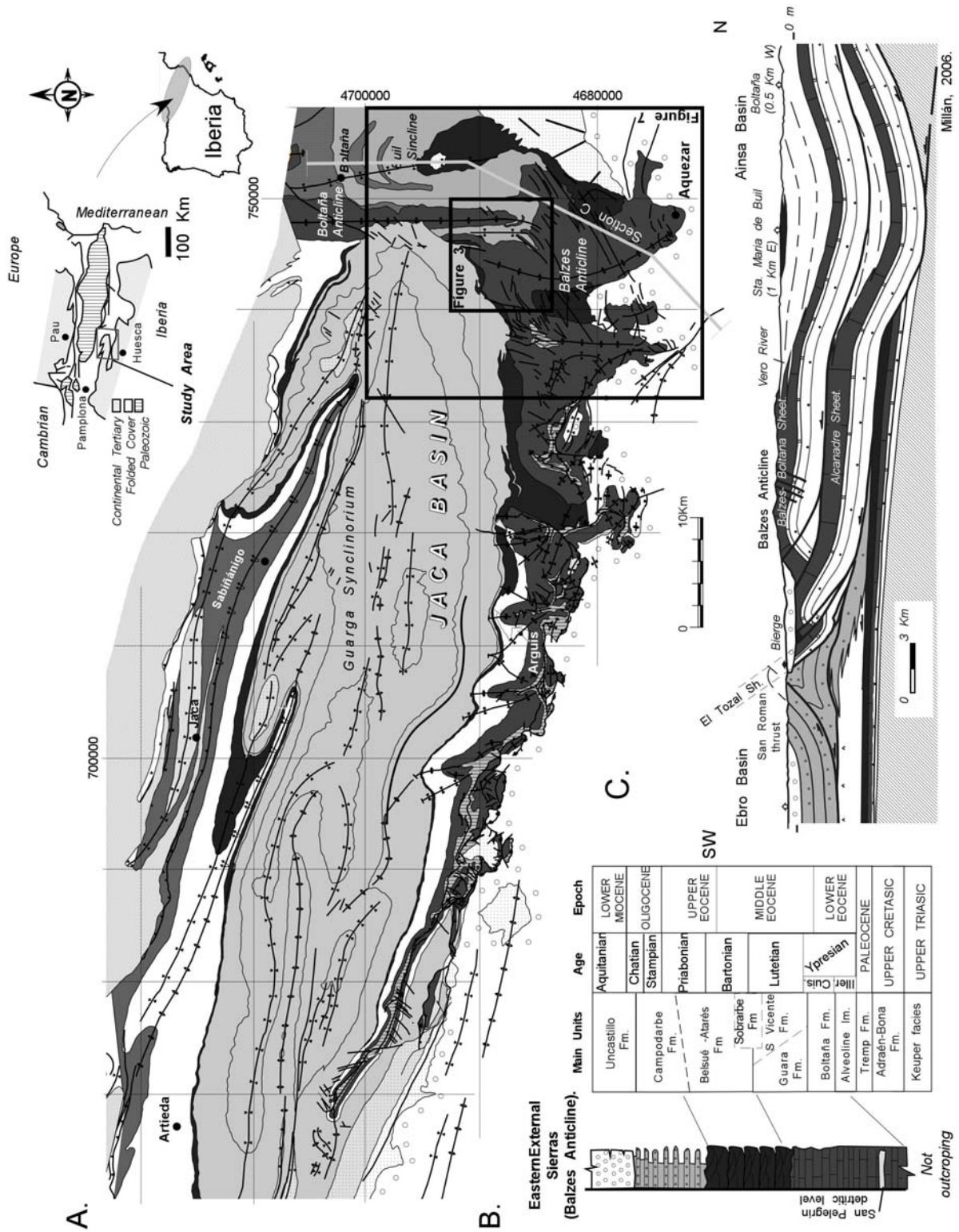


Figure 2: A) Geological map of the External Sierras and the Jaca Basin (southwestern Pyrenees) based on Puigdefàbregas (1975) and Millán, (1996, 2006). B) Stratigraphic sequence in the region. C) Geological cross-section of the Balzes anticline (see location in figure 2A), including large portions of the Ainsa and Ebro basins (Millán, 2006). UTM coordinates (zone 30T and ED50).

3. Sampling and laboratory procedures

Eleven new sites (206 paleomagnetic cores) were sampled in marls, siltstones and limestones in the northern part of the Balzes Anticline (Fig. 3). The samples were drilled with a water-cooled, gas-powered machine and oriented in-situ using a magnetic compass. The BG sites (BG01 to BG05) were drilled at the western limb of the Balzes Anticline near the village of Bagüeste and Santa Marina hermitage in intra-Lutetian marly and siltstone facies. Along the eastern limb, five new sites (SS) were drilled in Lutetian marls, siltstones and limestones (SS02 –SS06) near Sarsa de Surta village.

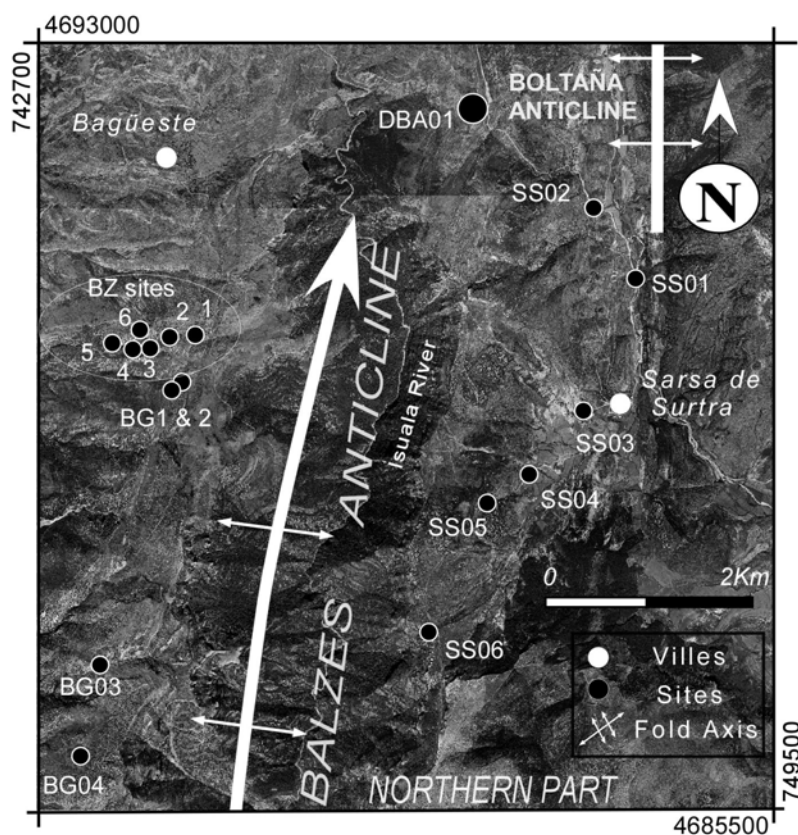


Figure 3. Orthophoto quad of the Balzes anticline displaying the accurate location of the sites sampled in this study. Image (1:5.000 scale) taken from the Aragonian Government, SITAR database. (<http://sitar.aragon.es>). White arrows represent the structure (Balzes and Boltaña anticlines) axis.

Finally, a new small profile (63 samples) DBA01 was obtained by drilling through siltstones and marls in the fan-delta deposits of the Belsué-Atarés Formation, 1.5 Km South of Las Bellostas village and North of SS. These new data were combined with a previous magnetostratigraphic profile from the Guara limestone (650 m), which contained more than 360 demagnetized specimens (Rodríguez-Pintó et al., 2010).

Here, we have reprocessed only the best quality data from that profile, and have divided it into six sites (BZ01 to BZ06 with more than 20 specimens/site). It is worth mentioning that the new BG sites correspond to the same structural and stratigraphic location as the BZ sites, though in the BG case only marls were sampled. In addition, specimens from one site from Rodríguez-Pintó et al. (2010) (SS1) have been included (Fig. 3).

Paleomagnetic measurements were carried out at the Paleomagnetic laboratory of the University of Burgos (Spain) and in the Paleomagnetic laboratory of Barcelona (Universitat de Barcelona and the Consejo Superior de Investigaciones Científicas, CSIC). Detailed stepwise thermal (TH) demagnetizations (increments of 20-30°C, and of 10°C near the sulphides demagnetization window) and additional alternating field (AF) demagnetizations (intervals of 2-5 mT up to 20 mT and then every 10-20 mT) were done using 2G superconducting cryogenic magnetometers, with TD-48 SC (ASC Scientific) and MMTD80 (Magnetic Measurements) thermal demagnetizers (in Burgos and Barcelona respectively). Magnetic susceptibility measurements were carried out with KLY-2 and KLY-4 Kappabridges software (Geofyzika Brno) (in Burgos) during the thermal treatment to test for possible mineralogical changes. In total, 206 standard specimens were thermally demagnetized and 190 with alternating fields. Progressive isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition and three-axial IRM demagnetization (Lowrie test, 1990) were conducted on a selected set of specimens. The induced magnetization for the Lowrie test was applied with a M2T-1 pulse magnetizer (Ferronato).

Individual directions at the specimen scale were calculated by endpoint and principal component analyses (PCA, Kirschvink, 1980) using the *Paldir* software from Utrecht paleomagnetic laboratory. Fisher (1953) statistics were applied to calculate individual site means. The fold test was performed using the bootstrapping approach as in Tauxe and Watson (1994) and Tauxe (2009).

4. Rock Magnetic data

The Guara limestones were found to have very low magnetic intensities of natural remanent magnetization (NRM) with a mean value of 0.347 mA/m (ranging from 2.960 to 0.003). Surprisingly, siltstones and marls showed values between 1.850 and 0.014 and a mean of 0.374 mA/m. Both lithological groups fall within the “matrix related” susceptibility ranges (Rochette 1987), marls being found to have low paramagnetic susceptibility (mean: $32.6 \cdot 10^{-6}$ SI) and limestones having mainly diamagnetic and some weak paramagnetic contributions (mean: $-3429 \cdot 10^{-6}$ SI) (Fig. 4).

Two representative specimens per site were subjected to progressive IRM acquisition and thermal demagnetization using three-axis IRM routines (Lowrie test, 1990). Progressive IRM acquisition curves (twelve steps in total) were measured up to a maximum of 2 T. For the thermal demagnetization of the three-axis IRM, a 2 T field was applied along the Z-axis, an intermediate field of 0.4 T along the Y-axis and a 0.12 T field along the X-axis. The thermal demagnetization routine was performed in thirteen steps from 20°C to 680°C.

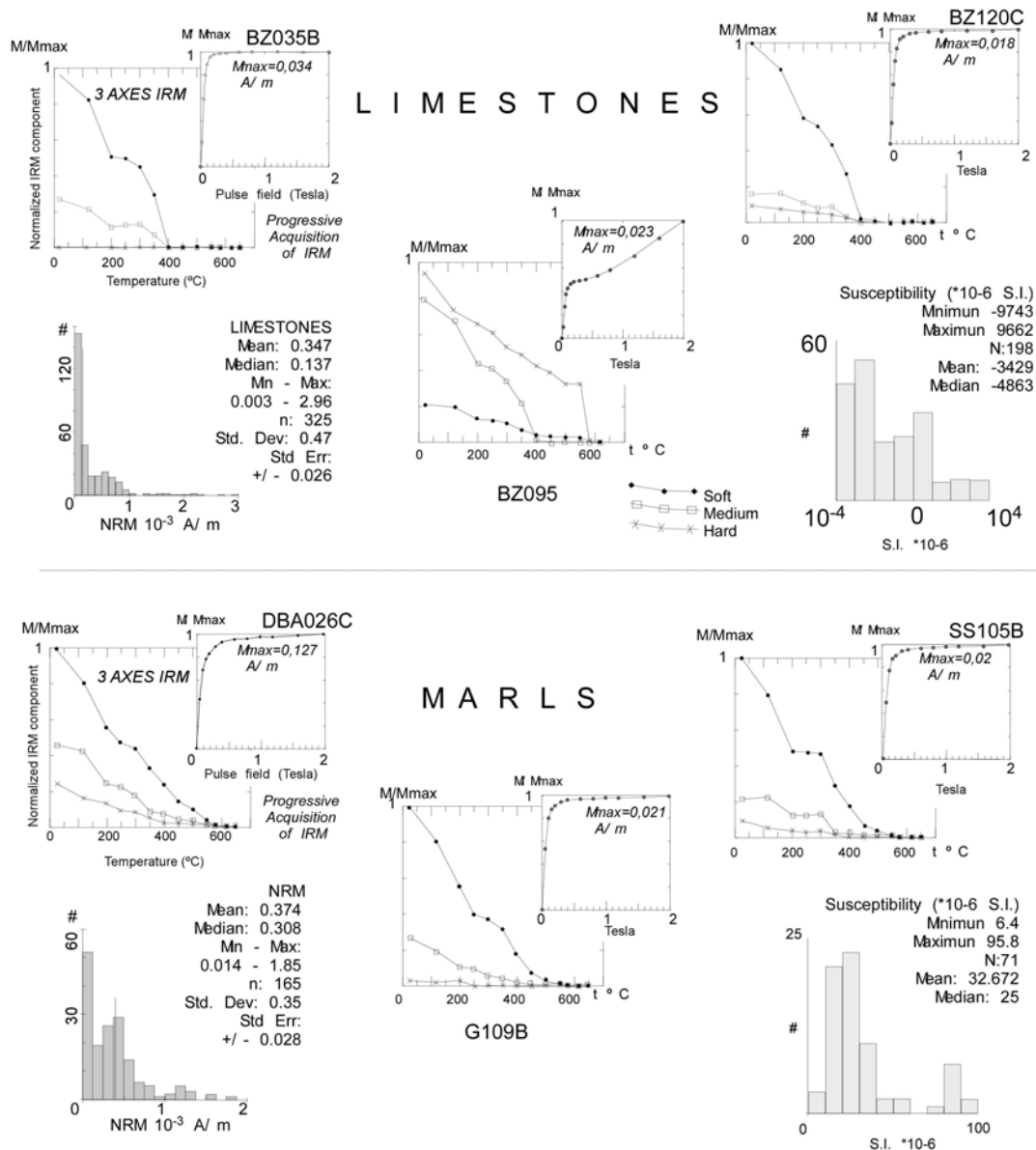


Figure 4. Rock magnetism as a function of lithology. Intensity decay of the thermal demagnetization in the Lowrie three-axis isothermal remanent magnetization test (left diagram) and progressive acquisition of the isothermal remanent magnetization (top right right diagram for each specimen). In all diagrams, magnetization intensity has been normalized. Bottom left; histograms of the natural remanence magnetization (NRM). Bottom right, Susceptibility diagrams (all studied specimens from the northern part of the Balzes anticline have been considered).

Progressive IRM acquisition curves reveal quick acquisition of the magnetization below 150 mT. After 400 mT the specimens are nearly saturated except for the BZ095, in which an important acquisition of the magnetization was observed between 0.4 and 2 T, while the specimen remains unsaturated at the applied field of 2T. The component related to the soft coercivity fraction is dominant in most specimens (both limestones and marls), and this is completely removed by 580°C as seen in the Lowrie plots (1990) (Fig. 4). In a few cases, such as in BZ095 and in some limestones including BZ035, the medium remanent coercivity phase decreases fast above 400°C. These unblocking temperatures indicate the presence of magnetite and undifferentiated sulphides respectively. In some limestones (like BZ095), there is a high-temperature decay around 600°C in the hard coercivity curve. This unblocking temperature is rare in our dataset and unexpected for the minerals typically present in limestones and marls. This behavior has been related to hematite with aluminum impurities (Morrish, 1994), which usually displays lower unblocking temperatures.

5. Paleomagnetic data

Paleomagnetic components

Two components can be distinguished at the specimen scale. First, there is a low-temperature linear region (LTC) below 200°C and 15 mT in the AF demagnetization that is mainly related to the present day geomagnetic field and in some cases to spurious magnetization. Second, we observed an intermediate-temperature component (ITC) that unblocks between 200°C and \approx 400°C (BZ, BG and SS sites) and up to 520°C in a only few marls specimens (DBA site), while it unblocks between 15 and 100 mT in the AF demagnetization. Occasionally, gyroremanence was produced, we used “per component protocol to cope with that”. Moreover, it was possible to identify linear trends in many cases, such as BZ035, below 40 mT (Fig. 5).

The components that decay towards the origin were calculated by PCA (Kirschvink, 1980) based on between 4 and 10 demagnetization steps (Fig. 5). The maximum angular deviation (MAD, as in Kirschvink, 1980) was less than 15° in most cases (in 84% of the all calculated directions). Most of the specimens generated new minerals in the oven above 400°C, only marls reaching to 520°C. In any case, this behavior does not prevent estimation of the most stable component, which decays towards the origin. When PCA directions were calculated, the ITC component showed the expected inclinations (\approx 50°) and consistent declinations after bedding correction (ABC) in most of the marls. However, in the limestones, the ITC indicates considerable inclination shallowing and variable declinations ABC (Fig. 6 and Table 1).

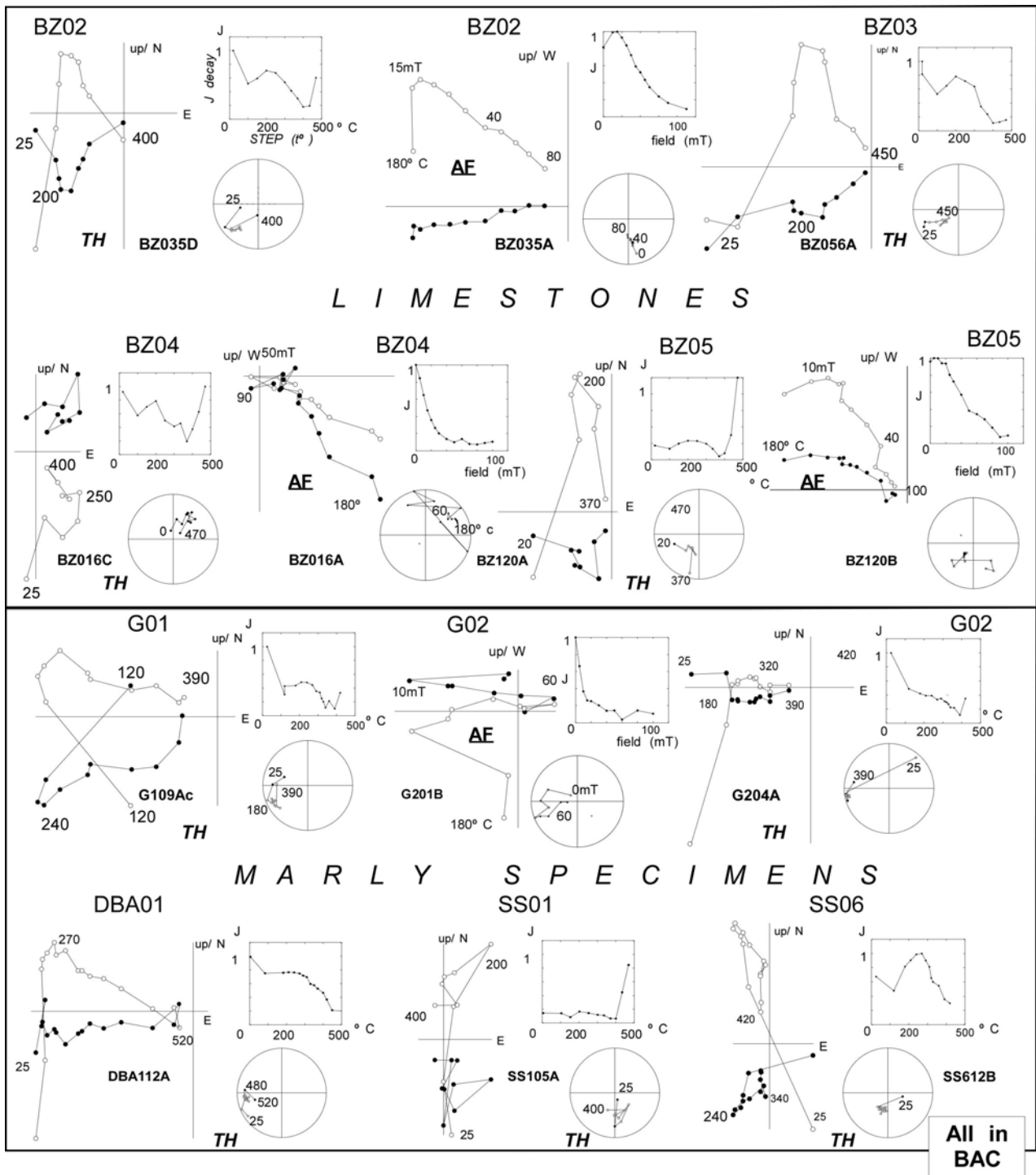


Figure 5. Stepwise thermal (TH) and alternating field (AF) demagnetization orthogonal diagrams. All diagrams are represented before any correction (BAC = in-situ coordinate system). Stereographic projection and the normalized intensity decay diagram are also displayed. Spurious steps at the end of the demagnetization (related to magnetization intensities, i.e., viscous components) have been removed from the demagnetization diagram and the stereonet but not from the intensity decay curve.

Site mean values

The components were grouped by polarity and demagnetization techniques to calculate means in the BZ profile (limestones from BZ01 to BZ06) (Fig. 6a). The results show a reverse component grouped southwards in bedding-corrected coordinates (Dec, Inc, α_{95} ; k: 191, -54, 6, 6 [TH] & 194, -43, 7°, 6 [AF]) and south-east in bedding-corrected coordinates (Dec, Inc, α_{95} ; k: 159, -26, 6°, 6 [TH] & 166, -23, 8°, 6 [AF]). The normal polarity directions are significantly more scattered both BAC and ABC (Dec, Inc, α_{95} ; k: 340, 25, 20°, 3 [TH] & 347, 49, 26°, 2 [AF]).

The quality of the data was better for mostly of the marls sites (all thermally demagnetized) at the western limb (BG01 and BG02 and DBA01; Fig. 6b and Table 1). Accordingly, the bedding-corrected coordinates are closer to the expected inclination (-48° to -53°) and declination values (204° to 228°), similar to DBA01 (Dec, Inc: 228°, -45°). The means calculated for BG04 and BG05 sites (mostly marls and weathered limestones) show southern and negative directions of 152°-157° and inclinations around -33°. Finally, the BG03 mean gave a positive shallow inclination (25°) and an anomalous declination (113°) for a normal polarity component.

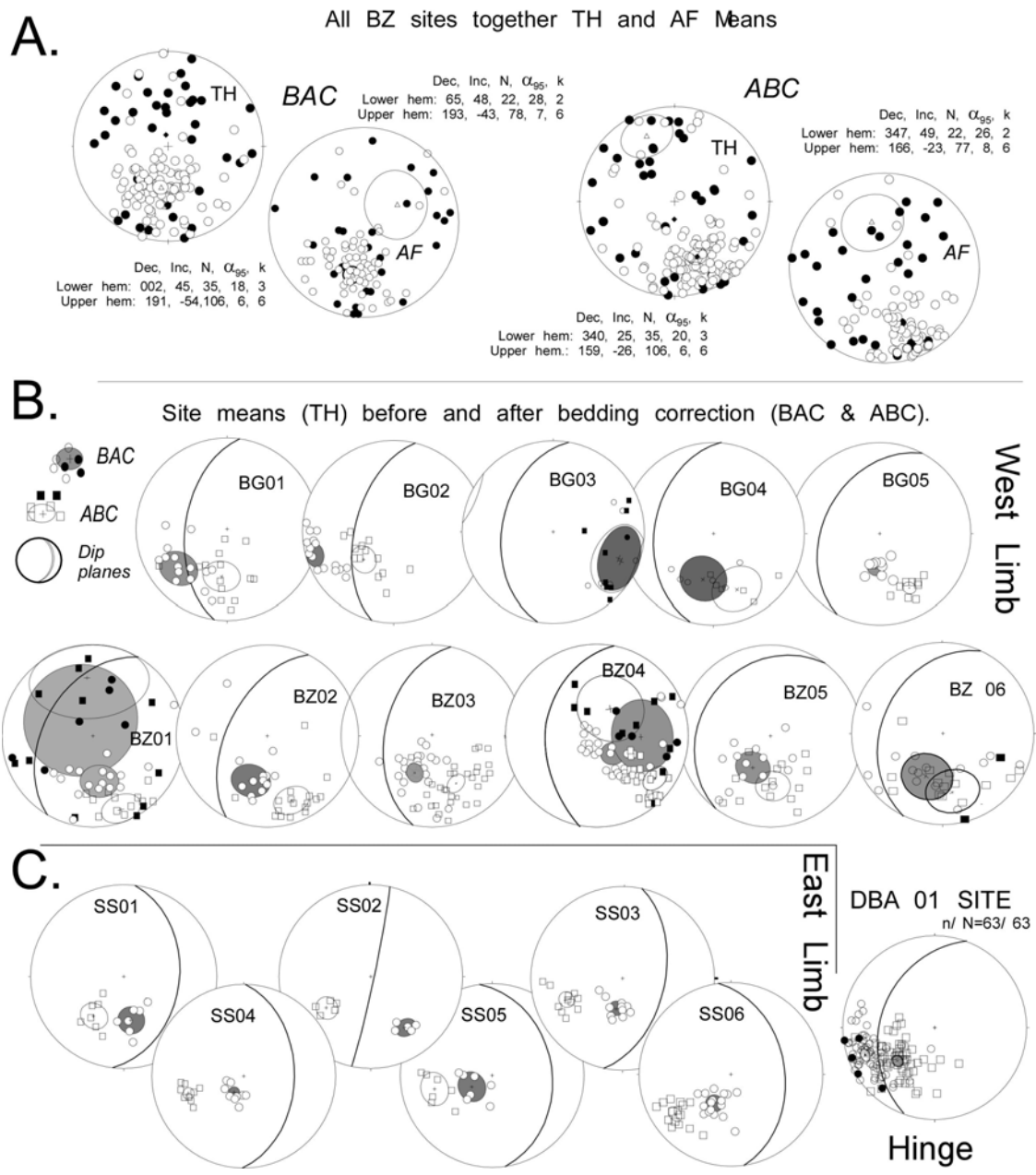


Figure 6. Paleomagnetic means before any and after bedding correction (BAC & ABC). A) Comparison between thermal and alternating field demagnetization of all BZ specimens together (limestones). B) Paleomagnetic means per site in west and east limbs (BAC confidence cone is shaded gray and individual directions are indicated by circles. ABC mean confidence region is white and individual directions are indicated by squares). West Limb: BZ and BG sites. East limb: SS sites. Northern part of the anticline: DBA site.

Limb	#	Site	UTM x	y (30T)	N	n	D&I (bac)	Pol.	α_{95}	K	D&I (abc)	α_{95}	K	β	Dip dir	Dip	Dir	Litho
EAST	1	SS01	748105	4691307	10	7	170 -50	R	12	33	216 -45	11	33	32	97	40	E	m & ml
	2	SS02	747957	4691454	11	5	146 -33	R	8	104	235 -41	9	86	51	102	81	E	m & ml
	3	SS03	747978	4688942	12	11	192 -63	R	6	58	249 -34	7	54	65	103	51	E	m & ml
	4	SS04	747387	4688669	11	11	208 -73	R	5	114	253 -38	5	97	69	95	43	E	Lm & ml
	5	SS05	747160	4688582	21	7	227 -61	R	10	14	247 -31	10	14	63	89	36	E	Lm
	6	SS06	746484	4687200	17	17	207 -59	R	6	35	234 -27	6	35	50	82	41	E	m & ml
	7	DBA01	746930	4692255	63	63	249 -20	R	5	15	228 -45	5	15	44	290	40	NW	m & ml
WEST	8	BG01	743958	4689597	16	14	241 -18	R	15	6	204 -48	15	7	20	284	54	W	m & ml
	9	BG02	743932	4689577	17	16	254 -10	R	11	13	228 -53	11	12	44	285	57	W	m & ml
	10	BG03	743949	4687096	8	8	112 -17	N	25	7	113 25	24	7	109	280	43	W	m & ml
	11	BG04	743938	4687094	12	6	192 -46	R	21	14	157 -33	21	14	-27	280	43	W	m & ml
	12	BG05	744011	4686846	18	11	184 -59	R	4	142	152 -33	4	146	-32	298	38	W	m & ml
	13	BZ01	744295	4690040	6	6	323 70	N	52	3	354 35	50	5	-10	297	50	W	Lm
		BZ01	744295	4690040	17	17	171 -48	R	16	6	159 -14	12	7	-25	297	50	W	Lm
	14	BZ02	744167	4690032	50	18	201 -46	R	16	6	160 -25	14	7	-24	290	56	W	Lm
	15	BZ03	744023	4690090	53	35	204 -51	R	7	14	155 -40	6	20	-29	287	46	W	Lm
	16	BZ04	743781	4690118	7	7	90 47	N	30	9	036 56	30	5	32	289	47	W	Lm
		BZ04	743781	4690118	26	26	138 -68	R	11	8	127 -21	11	8	-057	289	47	W	Lm
17	BZ05	743581	4690132	17	14	210 -59	R	15	9	178 -44	15	9	-6	316	25	W	Lm	
18	BZ06	743705	4690262	17	16	199 -48	R	21	4	170 -35	21	4	-14	295	35	W	Lm	

Table 1. Paleomagnetic data from the Balzes anticline in its northern part: #: site number; site name, UTM coordinates X and Y. (zone 30T Datum ED50); N: total measured specimens; n: number of considered specimens; D&I: Declination and Inclination; α_{95} : confidence angle; k: concentration parameter (Fisher 1953); BAC: before any correction & ABC: after bedding correction. β : vertical axis rotation. Dipdir: bedding dip direction; Dip, Dir: alphanumeric direction of the dip and Litho: lithology. The rotation values (β), are calculated as the difference between the declination after bedding correction and the expected Eocene reference direction (Dec; Inc; α_{95} ; k: 004.6°; 53.2°; 4.6°; 9.6). Grey rows represent normal polarity means.

In general, reversed directions are grouped in the BZ01 to BZ06 site means except for the double polarity found in BZ01 and BZ04 (Fig. 6b, Table 1), ranging from 127° to 178° for declinations and -21° to -44° for inclinations. Normal means calculated are also heterogeneous: BZ01 (Dec, Inc: 354°, 35°) and BZ04 (Dec, Inc: 036°, 56°). On the eastern limb, means of SS01 and SS02 gave the expected Eocene inclinations and declinations from 216° to 235° in ABC (Fig. 6c and Table 1), while, declinations around 234° – 253° but shallow inclinations (between 27° and 34°) were found for sites SS03 to SS06 (marly limestones and limestones).

Paleomagnetic rotations

Site means were compared with the expected Eocene reference direction (“stable Iberia”; Dec, Inc, α_{95} ; k: 004.6°; 53.2°; 4.6°; 9.6) to assess local vertical-axis rotations related to the fold and thrust belt kinematics. The reference direction was defined for

a central location of the Balzes anticline (Longitude: 42.31°, Latitude: -0.02°[W]) from data from the Eocene eastern foreland of the Pyrenean Basin (Taberner et al., 1999), which is considered part of stable Iberia. Overall, a wide variety of rotation magnitudes and inclination errors were found (Figures 6b & 7 and Table 1). There are also notable differences in some of the Balzes data when compared to previous data for the area (see compilation in Mochales et al., 2012).

We evaluated the variability of the Balzes paleomagnetic data after restoration (ABC) considering the geometry of this anticline (Fig. 7). Along the eastern limb (SS sites; Table 1) there are CW rotations of +31° to +68° ($\alpha_{95} < 15^\circ$) and inclinations of -27° to -45° (some of them shallower than the expected inclination). Sites SS01 and SS02 have inclinations closer to the expected Eocene reference and rotations that were not significantly different to the expected local rotations (Dec, Inc, α_{95} ; k: 043; 44°; 3.4°; k: 20.9 Fig. 8a). This paleomagnetic local (also regional) reference for the west-central Pyrenees in the Boltaña anticline and Ainsa and eastern Jaca basins is based on 89 individual means derived from seven magnetostratigraphic sections (Bentham 1992; Mochales et al., 2011 and 2012) and numerous paleomagnetic sites distributed across that region (Dinarés, 1992; Pueyo, 2000; Fernández, 2003).

Comparing this local reference with data along the Balzes western limb, the BZ reverse polarity sites (all limestones) have counterclockwise (CCW) rotations of -06° to -57° and shallow inclinations (-14° to -44°). In contrast, the reverse directions from the western limb (BG sites; marls and marly limestones) have more variable rotations between -35° and +43° and moderately shallow inclinations similar to the expected direction (-33° to -53°). It is worth mentioning that only a few and very scattered normal directions were found at the BZ04 and BG03 sites, where the mean direction corresponds to an apparent large CW rotation (+108° to +118°) and anomalous inclinations (-12° to +25° respectively). Finally, the robust DBA01 site (with almost 100 marls specimens from deltaic facies) indicated a consistent direction (Dec, Inc, α_{95} ; k: 228; -45; 5°; 15, n: 63) similar to the expected local direction. All these observations suggest that data variability is strongly related to the lithology.

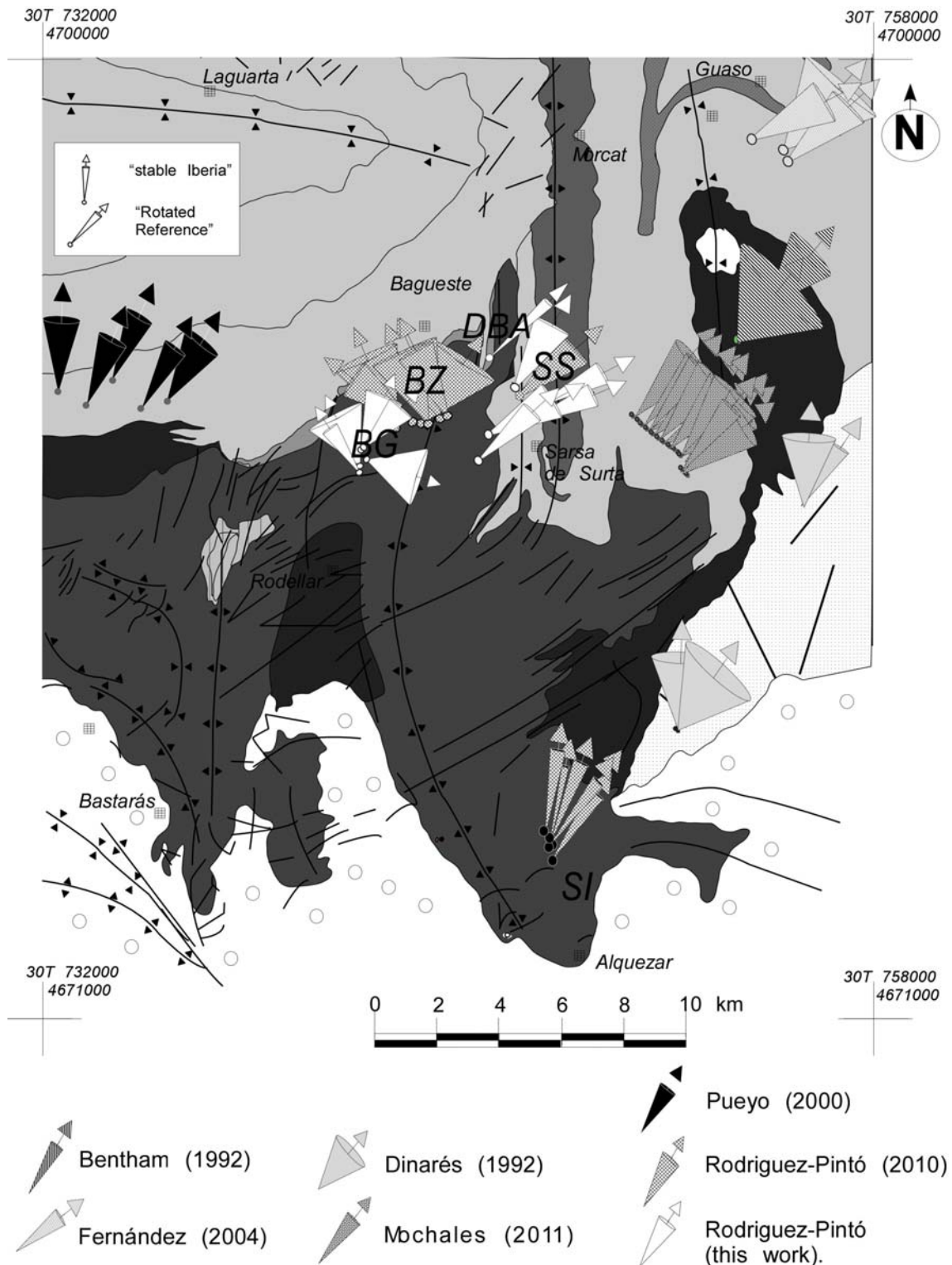


Figure 7. Paleomagnetic rotations in the Balzes and Boltaña anticlines. Geological map displaying rotation magnitudes (cone axes). Cone axis represents the paleomagnetic declination (after bedding correction, ABC) and cone generatrix the confidence angle (α_{95}). Data from Bentham (1992), Dinarés-Turell (1992), Pueyo (2000), Fernández (2004), Rodriguez-Pintó (2010), Mochales (2011), and white cones (BG, SS, DBA) from this study.

6. Discussion.

The variability (both in declination and inclination) found in the paleomagnetic data in the original coordinate system (ABC) from the Balzes anticline (Figs. 7 and 8b) is mostly from the Guara platform limestones and contrasts with the stable CW rotations and moderately shallow inclinations found in the marls facies studied (BG01, BG02, SS01, SS02 and DBA01 sites, Fig. 7 and Table 1). As pointed out earlier, the directions in the marls are indistinguishable from the data obtained by other authors (“local reference” Fig. 8a) in the talus, deltaic and turbiditic facies of the same age in the Jaca and Ainsa basins (Dinarés, 1992; Bentham, 1992; Pueyo, 2000; Fernández, 2004; Mochales et al., 2012).

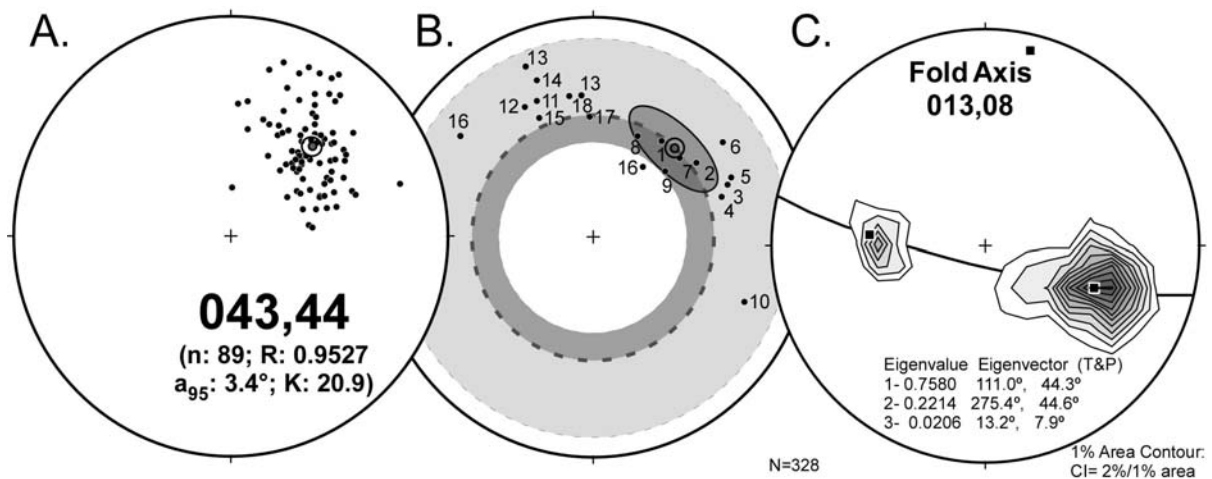


Figure 8 Constraints on the Balzes anticline modeling. A) Previous paleomagnetic data (site means) after bedding correction in the Boltaña anticline, the Ainsa basin and the eastern Jaca basin: Bentham (1992), Dinarés-Turell (1992) Pueyo (2000), Fernández (2004), Mochales et al. (2012). Taken together, these allow the expected paleomagnetic direction in the region to be defined. B) Individual site means (after bedding correction) derived from this study in comparison to the regional paleomagnetic direction. C). Equal area projection of bedding poles allows the fold axis orientation to be defined in the Balzes northern sector as a major geological constraint to model the overlapping of primary and secondary records.

Therefore, lithological control must be taken into account to understand the declination and inclination errors. Limestones are clearly affected and their errors seem to be related to fold geometry, while there tend not to be declination/inclination errors in marls and marly-limestones. This observation points to a likely overlapping of paleomagnetic components in the limestones, but not in the marls (or at least they are affected to a much lesser extent). The failure to obtain demagnetization circles further suggests a complete overlapping of components with the same

demagnetization spectrum giving an apparent but spurious single component as in Dinarès-Turell and McClelland (1991) and Halim et al. (1996).

Recently, Rodríguez-Pintó et al. (2011) proposed mathematical models relating fold geometry and the declination and inclination errors caused by total overlapping of primary and secondary vectors. We considered that these models might be useful to check the hypothesis of the overlapping of components in the Balzes anticline. If applicable, we would then be able to 1) plot the areas where the overlapped vectors scatter as a function of fold geometry on a stereographic projection (Fig. 9), and 2) numerically model the errors and filter them (Fig 11).

Qualitative (stereographic) modeling

The forward stereographic modeling of overlapped vectors is conducted as follows. (1) A primary record (P) of the original paleomagnetic field (two polarities) is assumed when the beds are horizontal (i.e. the paleomagnetic reference is known). (2) Subsequently, these beds are folded in a cylindrical fashion (plunge is insignificant), and a variety of dips in both limbs are considered. In the case of the northern sector of the Balzes anticline, the fold axis trend can be estimated from field data (Fig. 8c): N013E.

In addition to the hinge (dip =0), three additional bed orientations (dips) were modeled on each flank; 30°, 60° and 90°. (3) The fold underwent a 50° (Mochales et al., 2012) vertical axis rotation. (4) Then, the P vector is overlapped with a post-folding and post-rotation secondary field (S component). Note that we assume an overlapping after all deformation events. Moreover, we have considered two polarities for the S component, since this is initially unknown. 5) This model is finally restored to the horizontal (bed by bed), to identify the preferential regions where the overlapped vectors can be found as a function of structural location (Fig 9). Fold limbs have been modeled separately to show a clear image of the overlapped regions. P and S vectors are considered to have the same intensity; that is, the P/S ratio is 1.

Along the western limb, the stereographic model predicts overlapping zones depending on the secondary component nature (normal or reverse). When the normal primary component is overlapped with a reverse secondary vector, the overlapped resultant vectors would give apparent CW rotations and shallow inclinations implying apparent polarity changes in extreme cases. When, on the contrary, the reverse P overlaps with a reverse S component, there are apparent CCW rotations and again shallow inclinations (Fig. 9-4B & 5-West). The opposite effect in declination is observed when the S direction has a normal polarity (Fig. 9.4A-West) and, again, a generalized shallow inclination is found for both polarities.

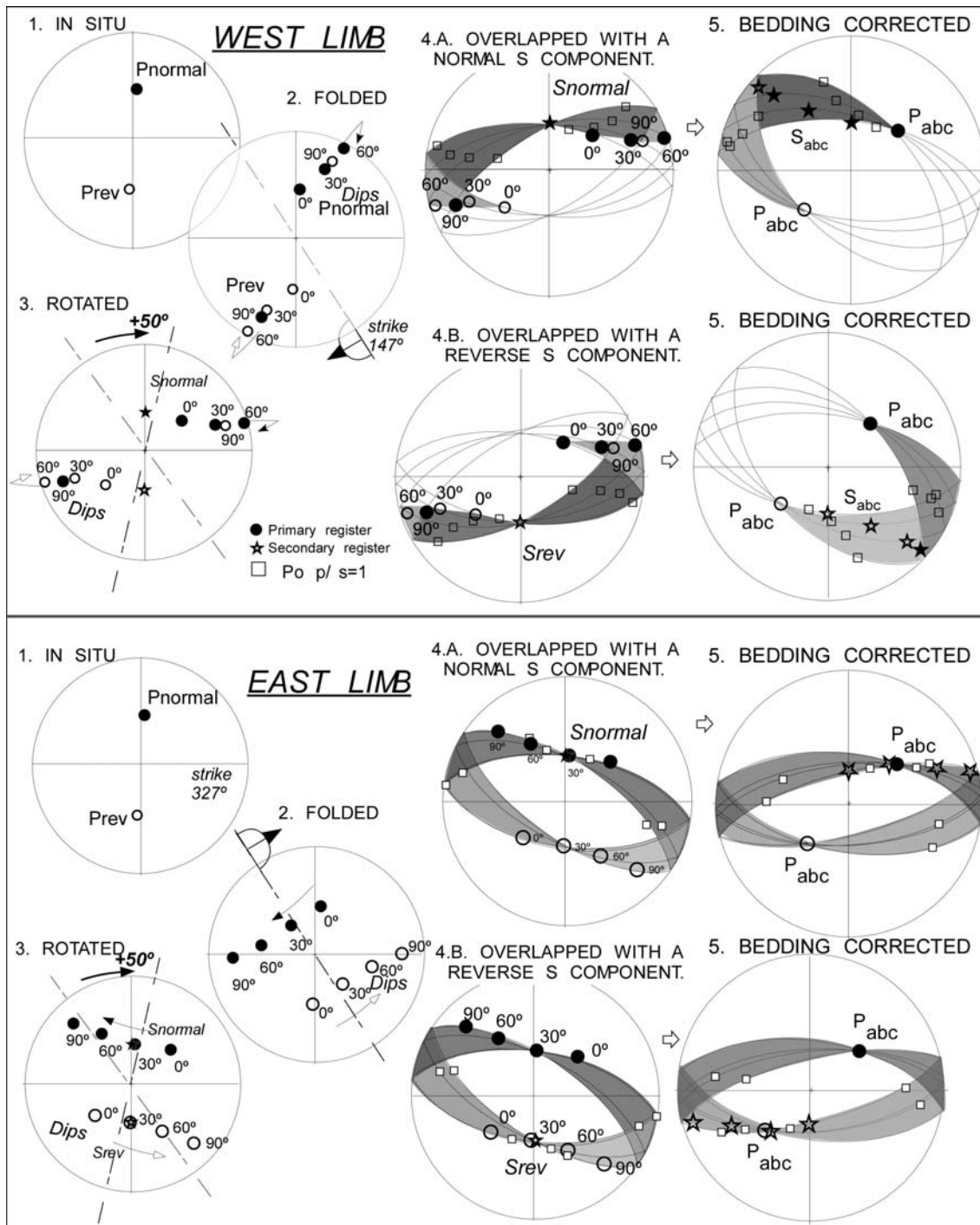


Figure 9. Qualitative stereographic model of the northern sector of the Balzes anticline. The two limbs are treated separately. 1) Primary record in the horizontal primary position; 2) Primary record after folding but before vertical axis rotation (fold axis is N147). Note that four different dips are modeled (from 0° to 90°); 3) Modeled vectors after a 50°-clockwise vertical axis rotation. Here the star represents the orientation of the secondary field; 4.A) Overlapping between the primary folded and rotated vectors and a secondary field (S) with normal polarity and 4.B) reverse polarity. In this case we assume an equal contribution of intensities for the primary and secondary vectors (P/S=1). 5) Primary (circles), secondary (stars) and overlapped (squares) directions at the restored position (bedding corrected). The shaded areas represent overlapping potential areas in each case.

Along the eastern limb, when a primary record overlaps with a reverse secondary record, the reverse primary overlapped directions have small CW and CCW declination errors and a slight shallowing of the inclinations. The largest error occurs with an overlapped component that results from a normal polarity P vector (Fig. 9.4.B-East Limb). When the P record is overlapped with a normal component, the effect is the opposite.

The limestones of the Balzes anticline (sites with overlapping) fit well with the expected overlapped directions, in particular if a reverse secondary component is considered; large apparent CCW and shallow inclinations are predicted along the western limb (BZ sites), while very small apparent rotations and small inclination errors are expected along the eastern limb.

The reverse nature of the secondary component may be the reason for the high temperatures required to demagnetize the component in this direction (350°-420°C), since a supposed overlapping with a spurious present field component would be unlikely to survive to such a high range. In any case, the origin of this reverse remagnetization is intriguing. Given that this record clearly postdates all deformation events including the rotation, we could postulate that this overprint is related to the period of anticline exhumation in Chattian times (Miocene) during Pyrenean thrusting over the Ebro foreland basin. Nevertheless, the true nature of the remagnetization process is elusive.

A possible explanation would be related to the pressure-solution mechanism responsible for a pervasive and ubiquitous remagnetization found in the northern Internal Sierras (Oliva-Urcia, 2004; Oliva-Urcia and Pueyo, 2007). On the other hand, this reverse and post tectonic remagnetization has always been found to be very well grouped (Fig. 10), it seems to be related to pressure-solution cleavage (Oliva-Urcia et al., 2008) and it has not been observed south of the cleavage domain, where the Balzes anticline is located.

Overlapping versus remagnetization

The difference between an overlapping with an intense secondary component and a post-folding remagnetization may be very small and, indeed, it could be just a question of semantics. We have taken into account this possibility to interpret our dataset. There are, however, several reasons for being confident that the overlapping argument is appropriate to explain most of the anomalous vectors in the Balzes anticline:

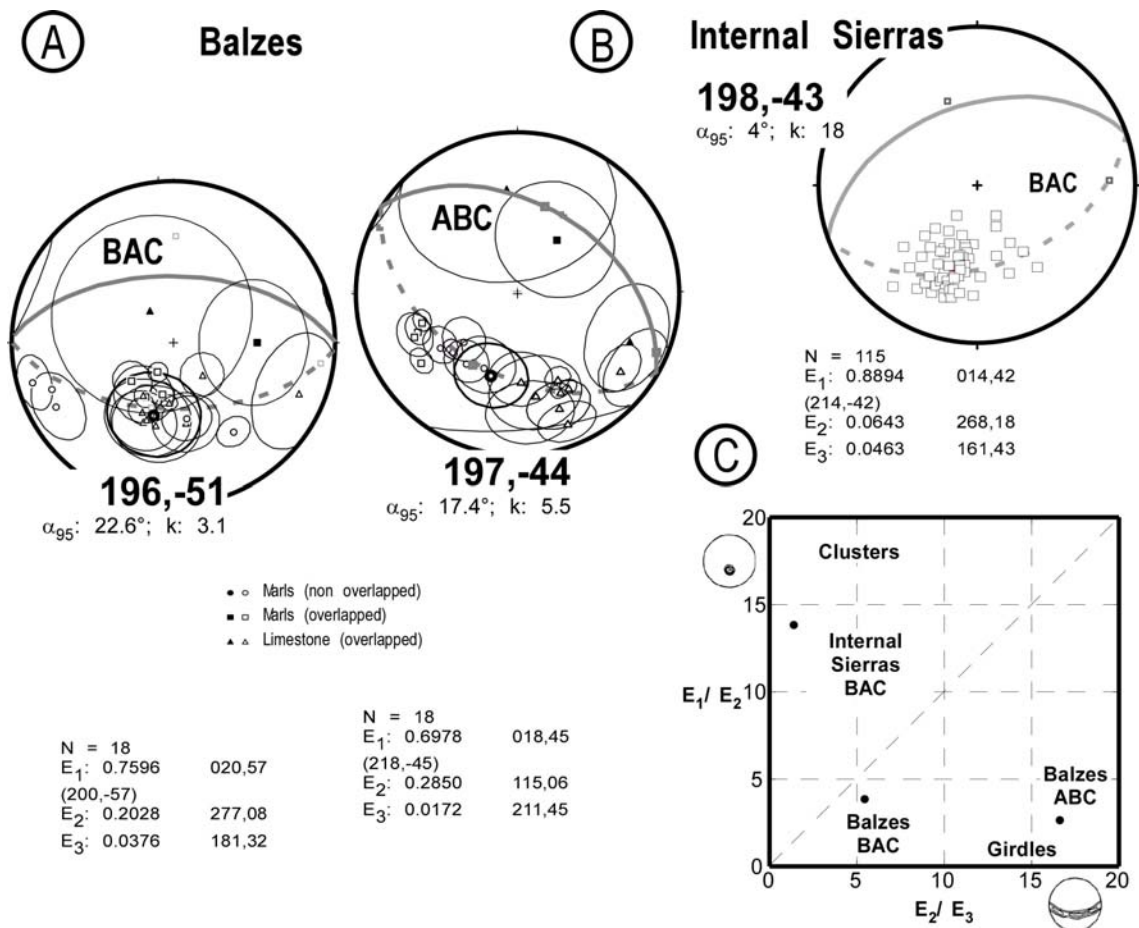


Figure 10. Overlapping versus remagnetization. A) Balzes anticline scattering (equal area) of site means (and confidence angles) before (BAC) and after (ABC) tectonic correction. Bingham's (1974) and Fisher's (1953) statistics are displayed. B) Internal Sierras stereoplot of the reverse and post-folding remagnetization (BAC), site means from Oliva-Urcia and Pueyo (2007). C) Ratios of Eigenvector moduli (Woodcock's diagram, 1975) for the Balzes anticline (BAC and ABC) compared to the Internal Sierras remagnetization. The girdled character of the Balzes anticline data in contrast to the clustered character of the Internal Sierras dataset is evident here. In addition, the scattering planes in the Balzes anticline are controlled by the fold axis orientation.

1) The first reason is the anisotropic scattering (Fig. 10a) observed in the "in-situ" dataset (BAC; geographic coordinate system). We compared our data with the reverse remagnetization found in the Pyrenean Internal Sierras (Oliva-Urcia and

Pueyo, 2007) just to the north of the study area. There, a pervasive post-folding remagnetization was found (Fig. 10b) with a high degree of clustering independent of the structural trends. In contrast, our BAC data clearly scatter across a plane whose orientation is related to the fold geometry.

These two sets of data differ substantially; and the differences can be quantified with the Woodcock (1977) diagram (Fig. 10c), where the degree of clustering or girdling can be established from the ratio of eigenvalues of the orientation matrix. Here, the Internal Sierras post-folding reverse remagnetization (BAC) is perfectly defined and field distribution is a pure cluster. Additionally, the weak scattering plane $[E_1^{\wedge}E_2]$ is not related to the E-W trend in the Internal Sierras. In contrast, the Balzes BAC data falls in a girdle field and its orientation agrees with the local N-S trend of folds.

2) Secondly, the clustering of the “southern negative” direction (Fig. 10a) of part of our data (BAC) can be attributed to the addition of a secondary direction (depending upon the P/S ratio) to a previous (primary) negative one. This produces a negative direction with a small scattering. On the other hand, the addition of this reverse secondary to a primary positive direction yields a highly scattered overlapped direction. In both cases, this scattering plane is controlled, as we noted previously, by the fold geometry. In addition, some site means from the western flank (limestones with anomalous declination and inclination values after restoration) scatter across the south-eastern region of the stereographic net (both upper and lower hemispheres) far from the southern-negative grouping.

3) Finally, if the intensity of the secondary component is much larger than the primary one, the end result would be similar to a “secondary post-folding” direction. This is the case in the Internal Sierras, but only a few of the Balzes sites would fit this model.

Therefore, the anisotropic scattering observation (BAC) and the apparent synfolding fold-test (as it will be shown later) allow us to be confident of the strength of the case for overlapping rather than complete remagnetization in our data set.

Quantitative model

Mathematical relationships between the overlapped vector and the fold geometry have been also established (Rodríguez-Pintó et al., 2011), enabling error estimation. Declination and inclination errors were calculated for all structural positions at the northern part of the Balzes anticline. With this model, it is possible to assess the magnitude of declination and inclination errors at any position and also their variability as a function of the P/S ratio.

To assess the magnitude of errors through modeling in this way (Fig. 11), we first need to establish some variables and ranges. We considered: 1) A primary component with both polarities was considered; only very close data from the southern part of the Boltaña anticline (Mochales et al., 2008, 2012) were used as the local reference for the modeling (Dec, Inc, α_{95} ; k; n: 049; 51; 6; 8; 88 specimens, Dec, Inc, α_{95} ; k; n: 229; -51; 4; 10; 155); 2) a cylindrical fold trending N017E (Fig 8c), which dips ranging between two vertical limbs (-90° to +90° with stepwise interval of 5°); 3) several ratios of intensity between the primary and secondary components (P/S= 3, 2, 1.5, 1.2, 1, 0.8, 0.5 and 0.2); and 4) a secondary post-tectonic record (S) with reverse polarity (Dec, Inc, α_{95} ; k; n: 191; -54; 6; 6; 106; BAC) as inferred from the limestones record (Fig. 8a).

The local paleomagnetic data (site means) are plotted on these quantitative diagrams (Fig. 11) and, as a first approach, declination and inclination errors are calculated considering the difference with respect to the expected local direction (Normal Dec, Inc, α_{95} ; k; n: 049; 51; 6; 8; and Reverse Dec, Inc, α_{95} ; k; n: 229; -51; 4; 10; 155).

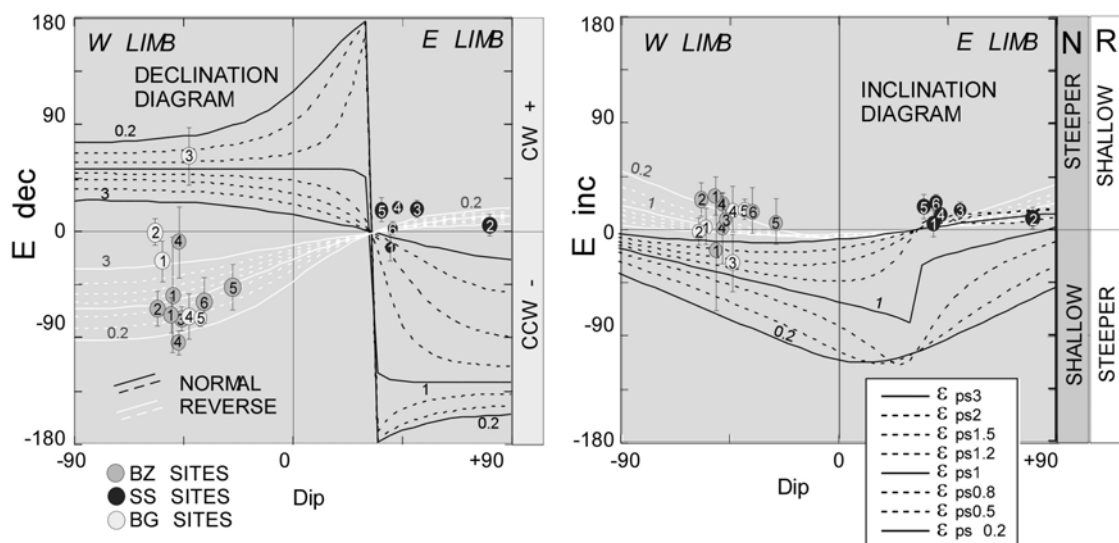


Figure 11. Modeling of declination and inclination errors in the Balzes anticline. Continuous and dashed lines indicate error lines with different P/S ratios (from 0.2 to 3). Polarities are treated separately; the black lines correspond to the normal primary component and the white to reverse polarity. Limb dips are considered from -90° (vertical west limb) to +90° (vertical east limb). White, gray and black numbered circles are the location of BG, BZ and SS sites respectively. Sites with overlapping (limestones) seems to fall within a constant P/S range (0.5 to 1).

The errors for the Balzes anticline can be assessed by looking at the results of this numerical model (Fig. 11). The first observation is the asymmetric trend of errors in

relation to the fold limbs: declination and inclination errors follow different trends. Maximum values of error are related to minimum P/S ratios (when S vector has the biggest contribution). Declination has maximum errors when the dip of the plane is around 40° and inclination errors are larger when the dip is around 35°.

When we plot the real data (filled numbered grayscale circles in Fig. 11) together, with the results of the numerical model (with and black lines), we can classify the paleomagnetic data of the Balzes anticline. First, the non weathered marls (BG1, BG2, SS01 and SS2 sites) seem to be unaffected by the overlapping of components (P/S: 3 or larger), they display reliable inclinations and their declinations are in agreement with other data for the region.

Second, in stark contrast, at all BZ sites (except the normal polarity ones) and also BG03, BG04 & BG05 sites there is considerable overlapping in their directions with an intense secondary reverse record (P/S between 1 and 0.2). BZ01 and BZ04 normal polarity sites have very large values of α_{95} (52° and 30° respectively) and we do not consider the results to be meaningful. This is likely caused by the large errors affecting both declination and inclination when the primary and secondary vectors display opposite polarities. Third, the resolution of the model is low for the reverse polarity data for the eastern limb (SS sites), but both the model and the SS means suggest very small errors.

Effects of overlapping in the fold test

Finally, we checked the influence of overlapping vectors in the fold test for the northern sector of the Balzes anticline (Fig 12). We used the *Pmagpy* software (which applies a bootstrap technique; Tauxe et al., 1991) to perform the fold test (developed by Tauxe, 2009). Sites were split in two subsets; the “overlapping-free sites” (BG01, BG02, SS-01 and SS02), and the remaining sites (those sites with overlapping and/or ambiguous results).

The fold test using “overlapping-free-sites” sites gave a positive result and the best grouping was observed between 79 and 102% untilting (95% confidence bounds). Accordingly, a clear pre-folding character can be established, as is expected from previous data in the region (Mochales et al., 2012). On the other hand, with the fold test performed for the “sites with overlapping” (BZ sites and BG03 to BG05) the highest degree of clustering (maximum τ_1) is found between 15 and 89 % untilting, indicating a non-significant synfolding (Fig. 12). This result is again consistent with the deflections that would be expected to be caused by overlapping in the stability tests (Halim et al., 1996; Pueyo, 2010 and Rodriguez-Pintó et al., 2011).

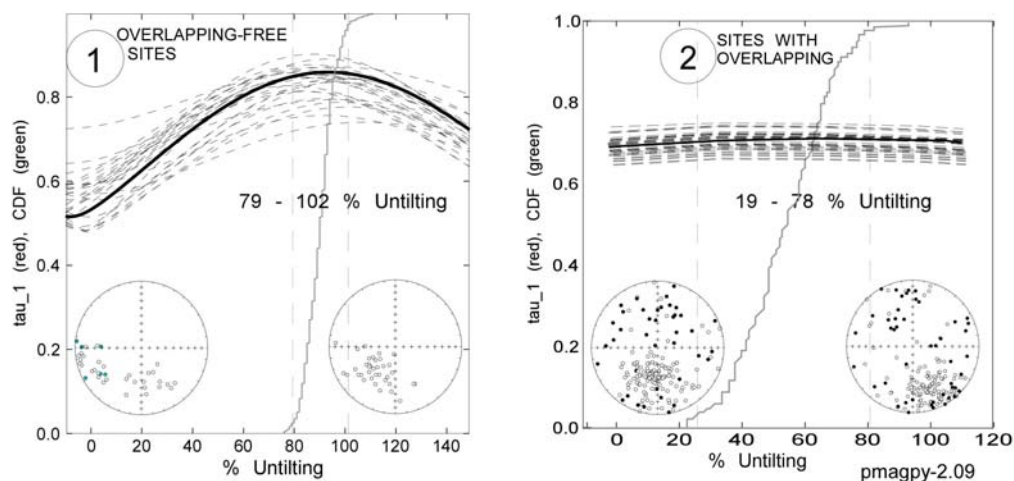


Figure 12. Fold tests in the northern part of the Balzes anticline. 1) Overlapping-free sites (marls); 2) Sites with overlapping (mostly limestones and some marls). The dashed curves are representative plots of maximum eigenvalue (τ_1) as a function of untilting. The solid line is the cumulative distribution of the % untilting required to maximize τ_1 for all the bootstrapped datasets. The dashed vertical lines are 95% confidence bounds on the % untilting that yields the most clustered result (maximum τ_1). Fold tests run with the Pmagpy 2-60 software (Tauxe, 2009).

7. Conclusions

A paleomagnetic analysis performed in the northern sector of the Balzes anticline in the Southern Pyrenees revealed a distinct and contradictory paleomagnetic signal that seems to be related to lithology. Restoration to the paleogeographic coordinate system produces variable declinations and inclinations. Most of the data derived from marls suggest a primary record (positive fold test) and are coherent with other paleomagnetic data from the region. In contrast, most data from limestones are overlapped by an intense, reverse, post-folding and post-rotational component that hampers the identification of the primary record using standard laboratory paleomagnetic techniques. Additionally, the fold test performed for the limestones indicates non-significant synfolding, contrary to the expected prefolding character. Overall, our results demonstrate that the overlapping of paleomagnetic components (reflected in failure to separate components in the laboratory) may cause severe errors both in declination and inclination as well as in fold test results.

Geological constraints (Balzes anticline geometry) and the application of the modeling of overlapping components as a function of fold geometry (Rodríguez-Pintó et al., 2011) allow us to conclude that: 1) the qualitative stereographic model explains the observed scatter if there is substantial or total overlapping (mostly affecting the limestones); and 2) the quantitative approach enables the estimation of errors for every site, declination errors ranging between 60° CW and 90° CCW and up to 30° inclination error.

The methodology for modeling of errors caused by overlapping of paleomagnetic components illustrated in this paper can be applied to any other structural scenario provided good control of the geometrical constraints (fold characterization) and a reliable primary reference direction with which to compare to the results. This methodology may allow an accurate estimation (and subsequent filtering) of errors. Moreover, this approach to modeling improves the selection criteria for favorable structural positions and lithologies to avoid the influence of overlapping.

Acknowledgements

This work was sponsored by a fellowship from the University of Zaragoza - BSCH - Fundación Carolina (ARP). Research funding was received through the projects Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE MEC and CGL2009-14214 MICINN) and 3DR3 (P1165/09 Aragón Gob.). Paleomagnetic work was performed in the Universities of Burgos (Juanjo Villalaín and Angel Carrancho) and Utrecht (Cor Langereis, Mark Dekkers, Tom Mullender, Wout Krijgsman and Iuliana Vasiliev). Paleomagnetic data processing was carried out using "Paldir" and "Palfit" programs from Utrecht Paleomagnetic Laboratory and stereographic projections using "Stereonet" program (6.3.3) developed by Richard Allmendinger, to whom we are very grateful. We also want to thank Inmaculada Gil, José María Samsó and Tania Mochales for their contribution to the fieldwork; Lisa Tauxe and Elisenda Costa for guidance in the use of the PmagPy software, to Miguel Garcés Crespo for interesting conversations about our results and the contribution from reviewers and editors who have helped to improve this manuscript.

References

- Bailey, R. C. and Halls, H. C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics*, 54, 174-182.
- Barnolas, A. and Gil-Peña, I., 2001. Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3), 17-38.
- Barnolas, A. y Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22, 1107-1110
- Barnolas, A., Samsó J. M., Teixell A., Tosquella J. and Zamorano M., 1991. Libro-Guía Excursión nº 1, I Congreso Español del Terciario (Univ. Barcelona). 1-123.
- Bentham P. and Burbank DW., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. In: *Tertiary basins of Spain*. Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. Cambridge Univ. Press, pp. 144-152.
- Bentham, P.A., 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Bingham, C. (1974), An antipodally symmetric distribution on the sphere, *Ann. Statist.*, 2, 1201-1225.
- Cámara P, Klimowitz J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios geológicos*, 41: 391-404.
- De Federico A. 1981. La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Aínsa. PhD Thesis. Publicaciones de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, 12. 271 pp.
- Dinarès-Turell, J., 1992. Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 462 pp.

- Dinarès-Turell, J., McClelland, E. & Santanach, P., 1992. Contrasting Rotations within Thrust Sheets and Kinematics of Thrust-Tectonics as derived from Palaeomagnetic data: an example from the southern Pyrenees. In: K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, 255-265.
- Dinarès-Turell J. and McClelland, E., 1991. A cautionary tale for palaeomagnetists; a spurious apparent single component remanence due to overlap of blocking-temperature spectra of two components. *Geophysical Research Letters*. 18; 7, Pages 1297-1300.
- Fernández, Bellón, O. 2004. Reconstruction of geological structures in 3D. An example from the Southern Pyrenees. PhD. Universitat de Barcelona, 321pp.
- Fisher, R. A. (1953), Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 217, 295 – 305.
- Halim, N., J. P. Cogné, V. Courtillot, and Y. Chen; 1996. Apparent synfolding magnetization as a result of overlap of pre- and post-folding magnetizations, *Geophys. Res. Lett.*, 23(24), 3523-3526, doi:10.1029/96GL03254.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 45: 297-304.
- Hogan, P.J., and Burbank, D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees, in Friend, P.F., and Dabrio, C.J. (eds.), *Tertiary basins of Spain*: Cambridge University Press, p. 153-160.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62: 699-718.
- Kramow, A. N., 1958. Paleomagnetism and stratigraphic correlation, Gostoptechizdat, Leningrad. (traducción inglesa de Lojkine, A. J. y Irving, E.; *Geophys. Depart. Australian National University*, 1960.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- McElroy, R., 1990. Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain. Unpublished PhD thesis, University of Cambridge. 175 pp.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172
- Millán, H., 1996, Published 2006. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza. 330 pp.
- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva-Urcia, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A., 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España* 13(2), 279-300.
- Mochales, T.; Casas, A.M.; Pueyo, E.L.; Barnolas, A.; 2012. Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 35, 2-16.
- Mochales, T. 2011. Chronostratigraphy, vertical-axis rotations and AMS of the Boltaña anticline (Southern Pyrenees); kinematic implications. PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 236 pp.
- Mochales, T.; Pueyo, E. L.; Casas, A. M.; Barnolas, A.; 2008. Cinemática rotacional del anticlinal del Boltaña (Pirineo Central) durante el Luteciense. *Geotemas*, 10, 1179-1182
- Morrish, A.H. 1994. *Canted antiferromagnetism: hematite*. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore. 208 p.
- Oliva-Urcia, B. 2004. Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 290pp.

- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., 2007. Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees). *Tectonics*, 26, TC4014, doi:10.1029/2006TC001955.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoaña, J.C., 2008. Magnetic reorientation induced by pressure solution: A potential mechanism for orogenic-scale remagnetizations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265: 525 – 534.
- Pocoví, A.; Millán, H.; Pueyo, E. L.; Larrasoaña, J. C. and Oliva-Urcia, B., 2004. Estructura del frente surpirenaico. In: *Geología de España*; Vera, J. A. (editor ppal). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España (ISBN 84-7840-546-1), 328-330.
- Pueyo, E. L., 2000. Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 296 pp.
- Pueyo, E. L., 2010. Evaluating the paleomagnetic reliability in fold and thrust belt studies. *Trabajos de Geología*, 30 (1), 145 -154.
- Pueyo, E.L.; Millán, H.; Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146, 191 – 208.
- Puigdefàbregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104: 1-188.
- Ramón, M. J.; Pueyo, E. L.; Oliva, B.; Larrasoaña, J. C. , 2011. Virtual directions and planes in paleomagnetism: A global and rapid approach to evaluate the NRM components. *Computers & Geosciences*. (in review)
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., 2010. Paleomagnetic analysis in the Balze anticline (Southern Pyrenees); Vertical-axis rotations and kinematic implications. *Trabajos de Geología* , 30 (1) 169 - 175.
- Rodríguez-Pintó, A. ; Ramón, M. J. ; Oliva-Urcia, B. ; Pueyo, E. L. and Pocoví, A. 2011. Errors in Paleomagnetism: structural control on overlapped vectors- mathematical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186 (1- 2), 11-22.
- Roberts, A. P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth Planet. Sci. Lett.* 23 (14), 1813-1816.
- Samsó, J.M.; Serra-Kiel,, J.; Tosquella, J. and Travé, A. 1994. Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones, 205-208.
- Schmidt, P.W., 1985. Bias in converging great circle methods. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, 427- 432.
- Taberner, C.; Dinarès-Turell, J. and Docherty, C., 1999. Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 11 (8), 1155-1174.
- Tauxe, L., 2009. *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press, La Jolla, California. Web Edition 1.0, pp.512.
- Tauxe, L. & Watson, G. S., 1994. The fold test: an eigen analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, 331–341.
- Tauxe, L.; Klystr, N.; Constable, C., 1991. Bootstrap Statistics for Paleomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B7, Pp. 11,723-11,740.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1-9.
- Woodcock N. H. (1977), Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 1231-1236.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (Editors), *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.

CAPITULO 4. Aspectos de cinemática y emplazamiento del anticlinal del Balzes y cronología de la actividad rotacional del sector del Pico del Águila.

4.1 Introducción.

Puesto que el registro del campo magnético terrestre en las rocas (paleomagnetismo) es una referencia de orientación absoluta, los vectores paleomagnéticos son útiles para la reconstrucción de las placas tectónicas (Vander Voo, 1993), a menor escala también son utilizados para reconstruir microplacas, terrenos aloctonos, rotaciones de bloques y para la reconstrucción espacio-temporal de la evolución geométrico-cinemática de zonas orogénicas (p.e. origen de la curvatura en zonas oroclinales).

El paleomagnetismo también se ha utilizado para detectar magnitudes de rotación a escala de sistemas de pliegues y cabalgamientos desde los años sesenta y el pionero trabajo de Norris y Black (1961), pero es definitivamente a partir de los años 80 cuando el número de estudios de rotación de ejes verticales se ha incrementado notablemente (Laj y Kissel, 1988; McCaig y McClelland, 1992; Allerton, 1998; Pueyo, 2010). Como en la mayoría de zonas orogénicas, el paleomagnetismo se ha aplicado a diversos problemas estructurales en el Pirineo (Pueyo et al, 1999; 2003a; Oliva Urcia, y Pueyo, 2007a; Oliva-Urcia, et al, 2010), como indicadores de corrección de acortamiento (Millán et al, 1996; Oliva Urcia-y Pueyo, 2007b) y para establecer cálculos precisos de acortamiento (Pueyo et al., 2004a) similares a los realizados en los Andes (Arriagada et al., 2008), y en las Montañas Rocosas (Sussman et al., 2012).

La gran ventaja del registro paleomagnético, cuando se confirma el origen primario, es que la diferencia entre la declinación paleomagnética de los cabalgamientos, bloques o estructuras respecto a la declinación esperable en la placa estable para la misma edad (cuenca de antepaís), representa la mejor manera de obtener la magnitud absoluta de la rotaciones de eje vertical acomodadas por cabalgamientos o falla (independientemente de su origen), (Pueyo 2010).

En este sentido, el paleomagnetismo es de gran utilidad para entender las estructuras oblicuas presentes en los sistemas de pliegues y cabalgamientos. Ya que éstas, además de las rotaciones de eje vertical, pueden ser el resultado de cambios en las direcciones de acortamiento, de sus magnitudes o edades, así como a la influencia de anisotropías heredadas, la geometría de los cuerpos sedimentarios, el comportamiento mecánico diferencial de los materiales involucrados, la presencia o ausencia de sedimentación sintectónica, etc.

A pesar de que esta es una variable clave para comprender la evolución de los pliegues y cabalgamientos, la relación entre la oblicuidad de las estructuras y las rotaciones de eje vertical no es siempre directa a (Marshak, 2004; Marshak et al., 1992; Wilkerson et al., 2002; Soto et al., 2006).

Aparte de las estructuras oblicuas generadas por interacción con obstáculos, fallas strike-slip, o por colisiones, éstas pueden formarse en ausencia de rotaciones de eje vertical en relación con la geometría de la cuenca (Marshak, 2004), geometría de planos de cabalgamiento (Wilkerson et al., 2002), variaciones del espesor de los cuerpos sedimentarios (Soto et al., 2002, 2003), entre otros. Si la oblicuidad es causada o no por rotaciones de eje vertical, es un factor desconocido que debe ser descifrado para entender completamente la cinemática de los sistemas de pliegues y cabalgamientos.

En este sentido el paleomagnetismo ha logrado importantes avances para comprender la evolución espacio-temporal en el Pirineo (Oliva et al., 2010 y 2012) en los Alpes- Cárpatos (e.g. Pueyo et al., 2007; Marton et al., 2011), en el Mediterráneo oriental (Mattei et al., 2007; Speranza et al., 2011), Zagros (Aubourg et al., 2008), Himalayas (e.g. Antolín et al., 2010), Andes (Roperch et al., 2011), montañas rocosas (Wawrzyniec et al., 2007) y los Apalaches (Hnat et al., 2009), etc.

Sin embargo, todavía quedan muchos problemas por entender a escalas más pequeñas como el origen de la curvatura de las mesoestructuras, la velocidad de rotación, la nucleación y el comportamiento de las zonas de solapamiento o “huecos” que se generan. Son muy pocos los trabajos que abordan estas incognitas a escala de estructura, aunque algunos análisis de curvatura a nivel de orógeno han concentrado mucha atención (Elredge et al., 1985; Weil y Sussman, 2004 y referencias).

Además de otros enfoques (Hindle y Burkhard, 1999), el paleomagnetismo también ha permitido diferenciar entre el origen de la curvatura primaria (paleogeográfica) y secundaria (VAR), especialmente en conjuntos de datos densos, como en los Andes (Barke et al., 2007; Maffione et al., 2010), en los Apalaches (Stamatakis et al., 1996; Hnat et al., 2008), las Rocosas (Weil et al., 2010) y Cordillera Cantábrica (Weil, 2006). Sin embargo, mas allá del estudio de algunas estructuras locales en el Arco Cantabro (Weil, 2006) o en los montes Zagros (Aubourg et al., 2008), los estudios detallados a nivel de estructura son prácticamente inexistentes pero esenciales para poder entender el origen y el ratio de la curvatura primaria y secundaria en relación a la oblicuidad de la estructura.

Aparte de estudios de geometría y oblicuidad, la cinemática de rotación también necesita más atención enfatizando a escala de pliegue. Se conocen estudios de velocidad de rotación a escala de orógeno (Duermeijer et al., 2000; Mattei et al., 2004) pero siguen siendo escasas a menor escala. Trabajos pioneros de cinemática

en los Pirineos en la zona del Pico del Águila (Pueyo, et al., 2002) y en el anticlinal de Boltaña (Mochales et al., 2012a) demuestran que la velocidad de rotación (aproximadamente 10° por millón de año) es de gran importancia para entender el emplazamiento de las estructuras, la capacidad de acomodamiento de espacio relacionadas con las rotaciones de eje vertical y la forma en que los campos de esfuerzo y deformación varían en relación con la generación de esas estructuras oblicuas.

La limitación de incógnitas sin resolver a escala de pliegue (oblicuidad, curvatura, velocidades de rotación), se debe parcialmente a la escasa disponibilidad de estructuras con sedimentos sintectónicos bien expuestos.

En las Sierras Exteriores del Pirineo meridional se cumplen los requisitos para abordar este tipo de estudios; series extensas, señales magnéticas de buena calidad y materiales sintectónicos (sin- pliegue y sin-rotacionales) bien expuestos. Por estos motivos se han realizado una gran cantidad de trabajos durante los últimos años (Dinarès, 1992; Millán et al., 1994; Poblet y Hardy, 1995; Pueyo et al., 2000; Pueyo, E. 2002; Fernández, 2004; Mochales, 2011 y Mochales et al., 2012a y b entre otros).

Este capítulo se centra en el análisis de la curvatura y cinemática de la rotación sufrida por el anticlinal del Balzes y el análisis de la dinámica rotacional de dicho anticlinal y del sector central de las Sierras en las cercanías del Pico del Águila.

Adicionalmente a los aspectos señalados con anterioridad, y debido al interés que presenta el anticlinal del Balzes como estructura oblicua, curvada y de cierta complejidad, se llevaron a cabo diversas actividades con el objeto de sentar las bases para la reconstrucción de un modelo tridimensional durante la realización de la Tesis Doctoral.

Los objetivos de este trabajo de tesis no abarcan la realización de un modelo 3D final para el anticlinal del Balzes, aun así, se describirán brevemente a continuación las actividades relacionadas en este ámbito.

4.2 Actividades para la reconstrucción 3D:

Durante los últimos años, la adquisición de información del subsuelo profundo a partir de los perfiles de sísmica de reflexión (ECORS-Pirineos, y Pirineos Occidentales, Golfo de Vizcaya y los ESCIN en el margen Cantábrico) y su integración con datos de superficie u otros datos geofísicos (p.e. ECORS Pirineos Team, 1988; Choukroune, 1992; Muñoz, 1992; Teixell; 1990, 1996, 1998; Vergés et al., 1995; Pous et al., 1995a & b; Álvarez-Marrón et al., 1996 & 1997; Fernández-Viejo et al., 1998 & 2000; Fitzgerald et al., 1999; Beaumont et al., 2000; Vacher y Souriau, 2001; Vergés et al., 2001 & 2002; Gómez et al., 2002; Martínez-Peña y Casas, 2003; Oliva, 2004; Casas & Pardo, 2004) ha sido fundamental para la interpretación general de la cadena. Este marco ha dado lugar durante los últimos años a gran número de publicaciones científicas de alto nivel así como al interés de compañías petrolíferas que buscan ejemplos naturales (análogos) cuyo conocimiento pueda ser extrapolado a otras zonas del planeta.

En este caso, el anticlinal del Balzes podría ser un buen ejemplo análogo de estudio (Rodríguez-Pintó, et al. 2007), ya que presenta unas características peculiares (gran arco de curvatura, sedimentación sintectónica) y excelente exposición de materiales. Para sentar las bases de un modelo de reconstrucción 3D, se propuso la realización una serie de tareas de recopilación, evaluación y filtrado de datos geofísicos y adquisición de datos estructurales clásicos.

Adicionalmente, se realizó una estancia de investigación en el “Institut Geomodels, Centre Mixt d’ Investigación, Universidad de Barcelona UB e Instituto Geológico y Minero de España” en el año 2007 y una etapa de familiarización con los elementos y software utilizados en la construcción de modelos 3D incluyendo al realización de modelos digitales del terreno e implementación de datos sísmicos para la generación de superficies estratigráficas en 3D a partir de los TEMs, MDTs e información geofísica.

Las actividades que se realizaron consistieron en:

4.2.1 Recopilación de datos disponibles.

A continuación se muestra y describe la recopilación de datos para el modelo preliminar tridimensional (*input data*):

- ✓ Mapas y ortofotos: Mas de cien mapas topográficos a escala 1:5.000 y ortofotos georeferenciadas recopiladas del SITAR (Sistema de Información Territorial de Aragón <http://sitar.aragon.es/>) cubriendo la zona de interés (200 Km2).

- ✓ Datos paleomagnéticos: aproximadamente 1500 m en perfiles magnetoestratigráficos y 85 estaciones discretas de rotación a lo largo de la estructura (generados mayoritariamente en esta tesis).
- ✓ Datos estratigráficos: 2 columnas estratigráficas detalladas del intervalo Cuisiense – Luteciense (provenientes de los trabajos estratigráficos realizados por el IGME durante el desarrollo de la serie MAGNA [Josep María Samsó y Antonio Barnolas]).
- ✓ Datos bioestratigráficos: buen control a nivel estratigráfico y correlación y calibración con los paleomagnéticos (provenientes también de los trabajos estratigráficos realizados por el IGME [Josep María Samsó y Josep Serra Kiel]).
- ✓ Datos estructurales y sedimentológicos de campo: buzamientos de capa, niveles guía, fallas, acuñamientos, geometría de los cuerpos sedimentarios, correlación de sub-unidades son actividades que se están realizando continuamente y cada vez aportan más información.
- ✓ Líneas y perfiles sísmicos: 57 líneas sísmicas y secciones realizadas en los años 70 y 80, disponibles a través del Servidor de Información Geofísica-SiGEOF (http://www.igme.es/internet/sigeof/inicio_spa.html) del IGME recopiladas para su posible, vectorización tratamiento y reinterpretación.
- ✓ Datos geológicos digitales: a partir de MDT modelo digital del terreno se generarán nuevos datos (buzamientos, continuidad de estratos, fallas, entre otros).

4.2.2 Definición de Escalas de trabajo y resolución de imagen

El primer paso fue elegir la escala de trabajo adecuada para el nivel de detalle en que se desea modelizar la estructura para la generación de los TEMs (Modelos de Elevación del Terreno), y MDTs (Modelos Digitales del Terreno): La escala de trabajo elegida para la generación de modelos con el objetivo de cartografía digital es 1:5.000 y una resolución de 5 metros. Esta escala detallada y resolución nos permite observar con máxima calidad los elementos geológicos de cartografía del campo por medio de los modelos digitales. Escala de cartografía digital y real (campo): La escala de trabajo a utilizar para la realización del modelo a efectos de cartografía digital y de campo es 1:30.000, para que el trabajo sea realista y abarcable en el tiempo.

4.2.3 Identificación de superficies de referencia útiles para el modelo:

Si el objeto de estudio se centra en la serie terciaria, dentro de la complejidad de la información disponible se han definido tres superficies: 1) la superficie límite entre las Calizas de Guara y las Calizas de Boltaña, 2) la base de la cuña detrítica intra Cuisciense y 3) la superficie límite entre Illerdiense y Cuisciense. Si el objeto se centra en un estudio a nivel de láminas de cabalgamiento a profundidad las superficies sugeridas cartografiables a partir de datos geofísicos serían: 1) Techo del basamento, 2) Base del terciario continental y probablemente 3) base del Eoceno si la calidad de los perfiles lo permite.

4.2.4 Generación de TEMs y MDTs:

Se realizaron 36 TEMs y MDTs a escala 1:5000 (Fig.1). Cada modelo se corresponde con una hoja del SITAR de aquellas incluidas en la zona interés. Los modelos MDTs se realizaron con el programa Microstation de Bentley (<http://www.bentley.com/>), las licencias y scripts licenciados por el grupo de GEOMODELS.

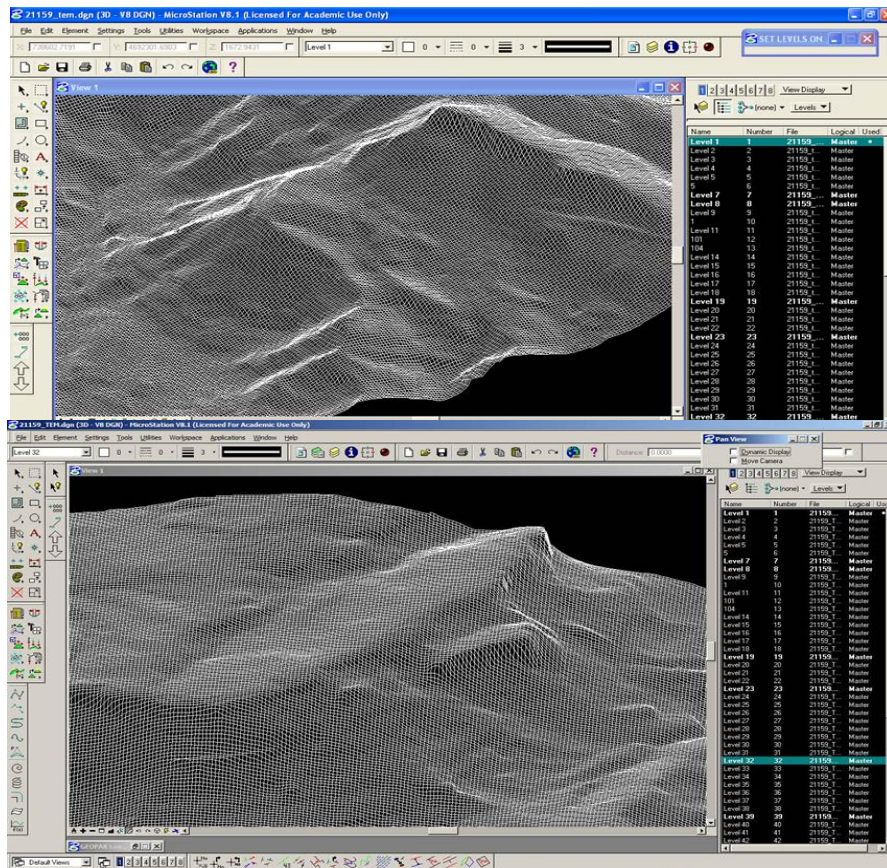


Figura 1: Superficies "lattice" del Modelo de Elevación del Terreno TEM, cada rectángulo es de aproximadamente 25 m². Ambiente MicrostationTM.

El programa Microstation en un software del grupo Bentley bastante complejo, y con muchas herramientas útiles para la generación de modelos digitales y también para la digitalización de cartografía, su dinámica de funcionamiento se basa en el uso de capas. El proceso de generación de MDTs (Fig. 2), es bastante sencillo: primero se filtra y limpia el contenido de los datos topográficos para construir el modelo de elevación del terreno. Deben evaluarse los datos de entrada para subsanar errores de borde o datos de curvas sin significado topográfico que puedan entorpecer la creación del modelo. A partir del modelo de la topografía se genera un archivo de texto de puntos (x, y, z).

Con este archivo de puntos x,y,z se genera una superficie triangulada y posterior a esto y para homogeneizar la malla de Elementos Finitos se realiza una nueva interpolación llamada "lattice", pero esta vez de rectángulos homogéneos. De esta forma se consigue tener una superficie de elementos finitos rectangulares homogéneos que evitan problemas posteriores de acomodación de espacio en el momento de la restitución. Tras obtener el *lattice* construido (TEM) como muestra la Figura 1, el siguiente paso es tapizar la superficie lograda con la ortofoto digital georeferenciada correspondiente por medio de la cual lograremos identificar características que nos permitirán hacer el mapa de manera digital. Las características geográficas de la ortofoto como fondos de valle, zonas muy escarpadas, causes de río, entre otras deben coincidir perfectamente con la topografía (Fig. 2 y 3).

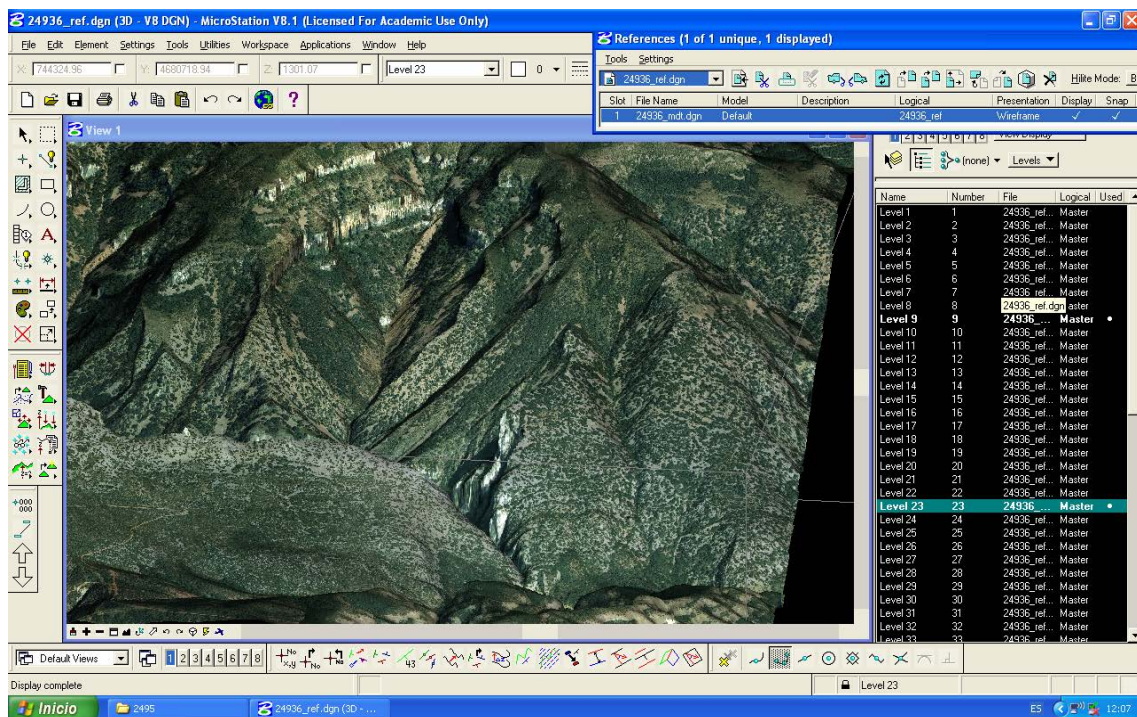


Figura 2. Modelo Digital del Terreno construido a partir de la malla de elementos finitos creados y las ortofotos (1:5.000), Microstation software.

Finalmente, tras de generar los modelos MDT (Modelos Digitales del Terreno o DEM, *Digital Elevation Model* por sus siglas en inglés), se genera un archivo de referencia que consiste en convertir el modelo en un archivo no modificable para poder extraer información del mismo y también incluir nueva información sin modificar su contenido (Fig. 2 y 3).

No obstante, para poder construir el modelo, es necesario construir un archivo único, y debido al alcance actual de las memorias y tarjetas graficas, debe hacerse con menor resolución que la de partida, con lo cual soldamos todos los MDTs cada uno con la extensión de una hoja 1:5.000 y generamos el TEM y MDT de toda la estructura (10 km * 20 km).

Esto es posible gracias al uso de un programa con muchas herramientas de intercambio llamado Global Mapper (<http://www.blumarblegeo.com/global-mapper/>), muy intuitivo y de múltiples aplicaciones GIS.



Figura 3. Detalle de la zona del perfil de Santa Marina y estaciones BG (Bagüeste) en el Modelo Digital del Terreno construido a partir de la malla de elementos finitos creados y las ortofotos (1:5.000), Microstation software.

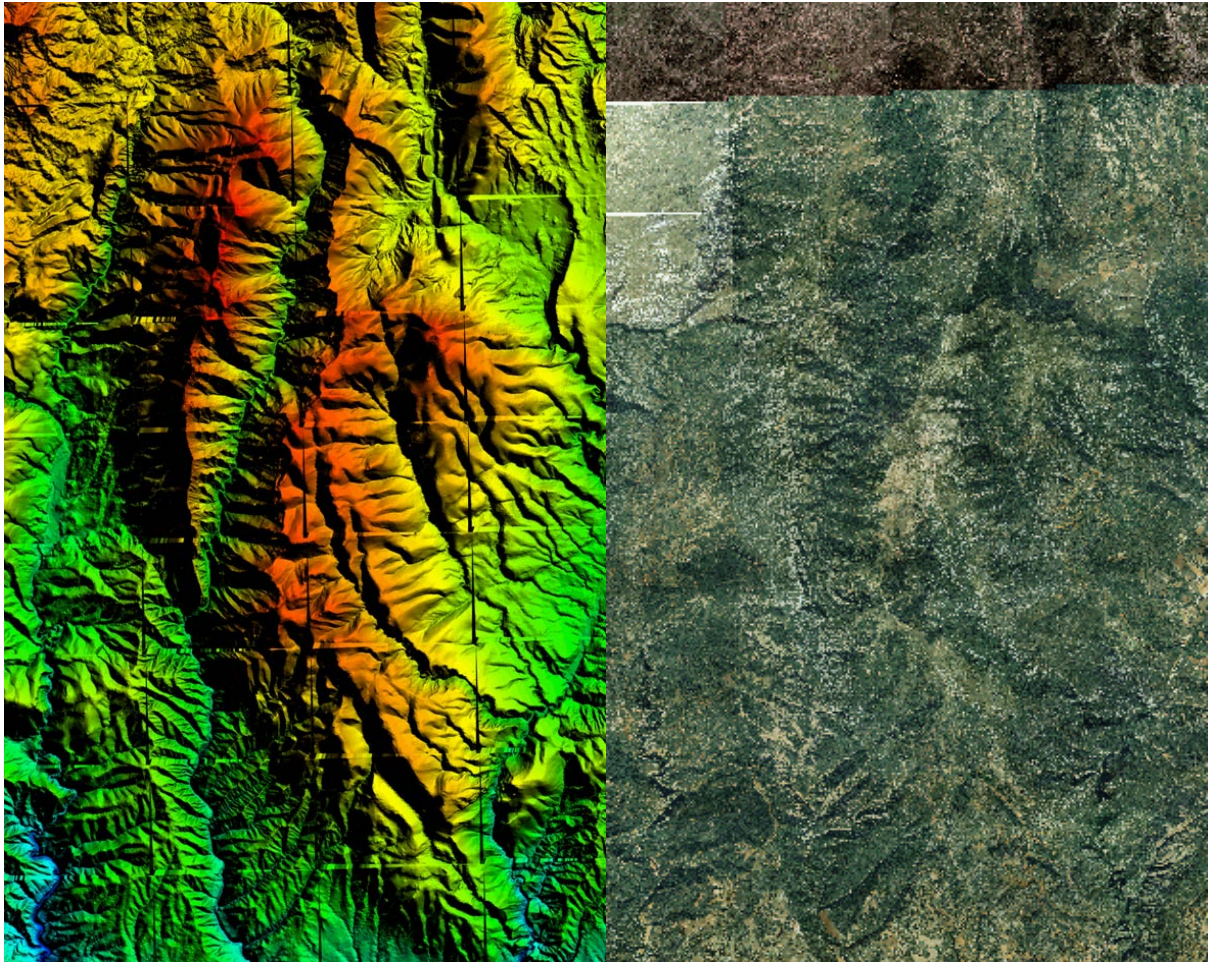


Figura 4: Modelo Digital del Terreno (DEM) del Anticlinal del Balzes (izquierda), y MDT de la misma zona (derecha) Ambiente Gobbal Mapper software. Nótese que los defectos de borde las hojas 1:5.000 no han sido corregidos en el DEM

4.2.5. Implementación de datos en el modelo:

Una vez construidos todos los MDT (Fig. 4), se incluyeron todos los datos de campo recopilados de la zona desde el comienzo de la elaboración de esta tesis (Figura 5): Datos de paleomagnetismo (estaciones de rotación, valores de polaridad magnética con su ubicación UTM, litología, valores de buzamiento de capas strike /dipdirection and dip, rumbo y máxima pendiente orientada) y superficies estructurales.

Toda esta información ha sido recopilada, unificada y organizada en una tabla *Excel* (Microsoft) en los formatos adecuados para poder incluirla en el modelo digital (Figura 5). Para todo este proceso se pueden utilizar diferentes programas, así como para la digitalización de los diferentes tipos de información. Entre ellos están Gocad (de *Paradigm*; <http://www.pdgm.com/>), Microstation o Move (de *Midland Valley Exploration*; <http://www.mve.com/>). Para elaborar este modelo preliminar se ha realizado la inclusión de datos geológicos de campo con el Microstation.

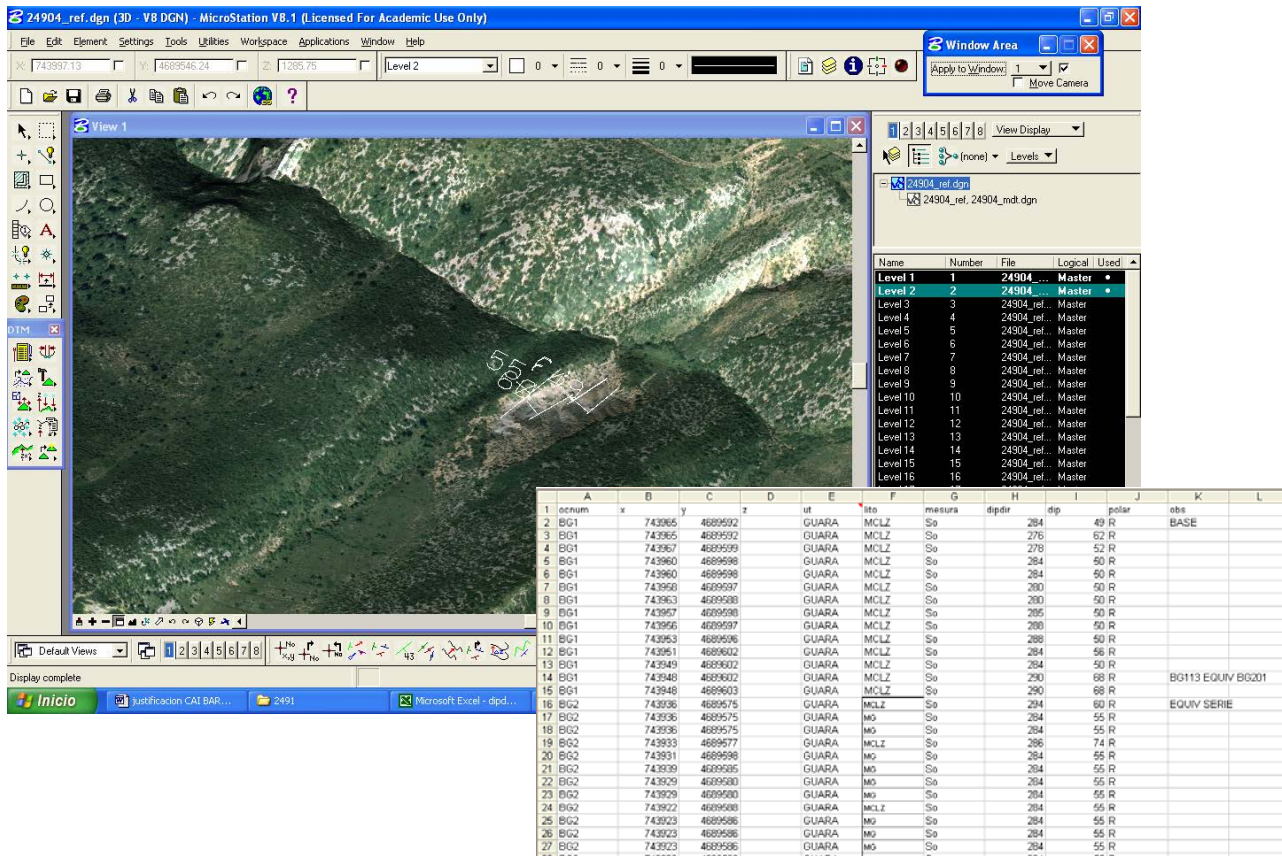


Figura 5: MDT de las estaciones BG01 y 02 con los datos reales del campo incluidos en el modelo. Ambiente Microstation software. A la derecha, configuración de los datos de campo en una tabla de Excel.

4.2.6 Incorporación de los datos de la Sísmica de reflexión

La implementación de la sísmica es un proceso meticuloso y laborioso. Consiste en incluir en el modelo tridimensional toda la información de los perfiles sísmicos para su posterior interpretación y aprovechamiento. El primer paso ha sido la selección de los perfiles sísmicos de interés (Tabla 1 y Fig. 6), y su digitalización y conversión a archivos vectoriales (*.SGY). Esta información ha estado disponible hasta el momento sólo en papel y con numerosos problemas de calidad debido a la edad de adquisición (se trata de perfiles realizados en las décadas de los 70 y 80, o incluso anteriores, de modo que el procesado electrónico, preservación, reconversión y edición, son problemáticos y laboriosos). Hemos conseguido algunos documentos vectorizados con la intervención de Gessal (www.gessal.com/), empresa que tiene una larga trayectoria en adquisición, tratamiento e interpretación de datos sísmicos.

El software utilizado para la vectorización de perfiles sísmicos analógicos ha sido Geographix (de LMKR, www.geographix.com). Otros perfiles han sido extraídos de la base de datos del SIGEOF. Existe también la posibilidad de utilizar un software de lenguaje Matlab llamado "image2seg" desarrollado por el grupo de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar del CSIC, por medio del link:

<http://www.icm.csic.es/gma/es/content/image2seggy>, que permite la conversión de datos de perfiles sísmicos en papel a archivos vectorizados (.SGY).

ID	NOMBRE	Año	ORIENT	Sheet	REF	OBSERVAC
14661	HU-10		SW-NE	287	SALAS ALTAS	*POZO
14659	HU-11		SW-NE	249	S ROMANLAS ALMUNIAS	
14658	HU-12		SW-NE	287	S PELEGRIN	
14656	HU-15		SW-NE	249	LABATA BASTARAS	EMPALMA CON SP28
14655	HU-16		SW-NE	249	AL W DE VV	
14652	HU-19		NW-SE	287	COLUNGO	
14650	HU-2		SW-NE	249	ADAHUESCA	
14642	HU-2 PROL		SW-NE	249	ALQZR	
14649	HU-21		SW-NE	287	SALAS ALTAS	
14648	HU-21 PROL		SW-NE	287	SALAS ALTAS	
14647	HU-22		SW-NE	287	ESQUINA	
14646	HU-26		NW-SE	287	ESQUINA	
14644	HU-28		SW-NE	287	COLUNGO	
14643	HU-29		NW-SE	287	RAD	
14766	HU-3		SW-NE	287	MOÑANO	
14641	HU-30		NNW-SSE	249	ALBERUELA VV	
14640	HU-31		WSW-ENE	249	BASTARAS	
14639	HU-4		NW-SE	249	LABATA	
14637	HU-6		SW-NE	249 - 287	BIERGE-VV	
14636	HU-9		NW-SE	249	BASTARAS	
14634	HU-9 PROL		NW-SE	287	PROL	
14751	JAT-39			210		
14665	JAT-69			210		
20213	SP-01	1979	E-W	249	CONT SP57 AL E	
20212	SP-11	1979	E-W	249	BG LETOSA CO	
20211	SP-12	1979	SW-NE	249	OLSON	
20210	SP-14	1979	SW-NE	249	BÁRCABO	
20208	SP-16	1979	SW-NE	249	LECINA-ARCUSA	SISMICA SP-16P *
20204	SP-2	1979	N-S	249	ERIPOL	
20201	SP-28		N-S	249	BARA	CURVA EN VERDE
20200	SP-28 (1)		N-S	249	BARA	
20198	SP-30	1984	N-S	249	BAGUESTE	
20197	SP-32	1984	N-S	249	SS	
20196	SP-34	1974	NNE-SSW	249	VV COSCOLLAR	
13822	SP-4	1979	NNW-SSE	249	BELLOSTAS	
20193	SP-52	1979	N-S	211	OTIN	
20192	SP-54	1979	N-S	249	OLSON	
20190	SP-57	1979	E-W	249	OTIN SS	CURVA
14760	SP-61		E-W	249	BARA	
20187	SP-66	1979	SW-NE	249	ALMAZORRE ARCUSA	
13817	SP-72	1979	SW-NE	248	BINUESTE	
20184	SP-75	1979	NNW-SSE	249	STA MARINA LECINA	
20183	SP-76	1979	WSW-ENE	249	BETORZ	
20182	SP-78	1979	E-W	249	NASARRE PAULES DE SARSA	
20181	SP-79	1979	parallel	249	ROD- BAGUESTE	
20180	SP-80	1979	N-S	249	Rodellar	
20179	SP-81		NNW-SSE	249	AL W	
20178	SP-82		SW-NE	249	AL W	
20177	SP-83		NW-SE	249	AL W	
20206	SP-17	1974	WNW-ESE	249	OLSON-SS	

Tabla 1. Recopilación de líneas y secciones sísmicas de interés extraídas del SIGEOF, http://www.igme.es/internet/sigeof/inicio_spa.html.

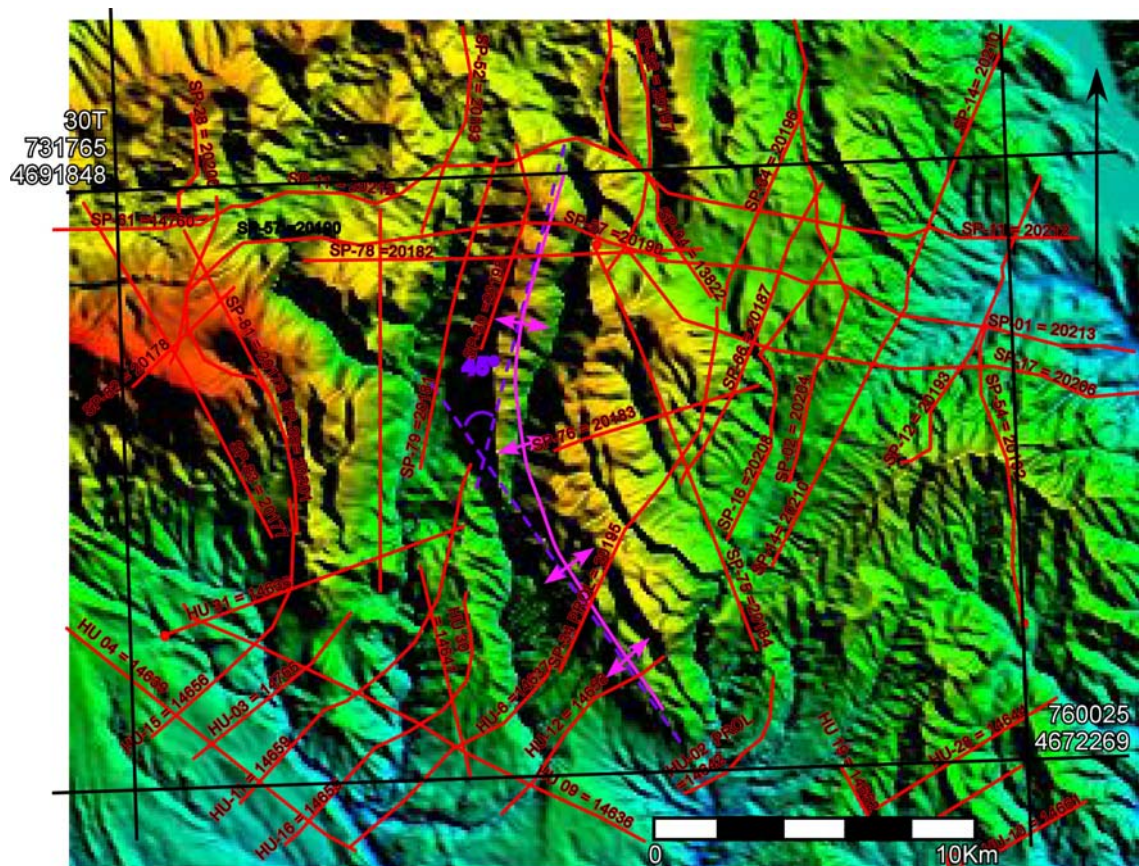
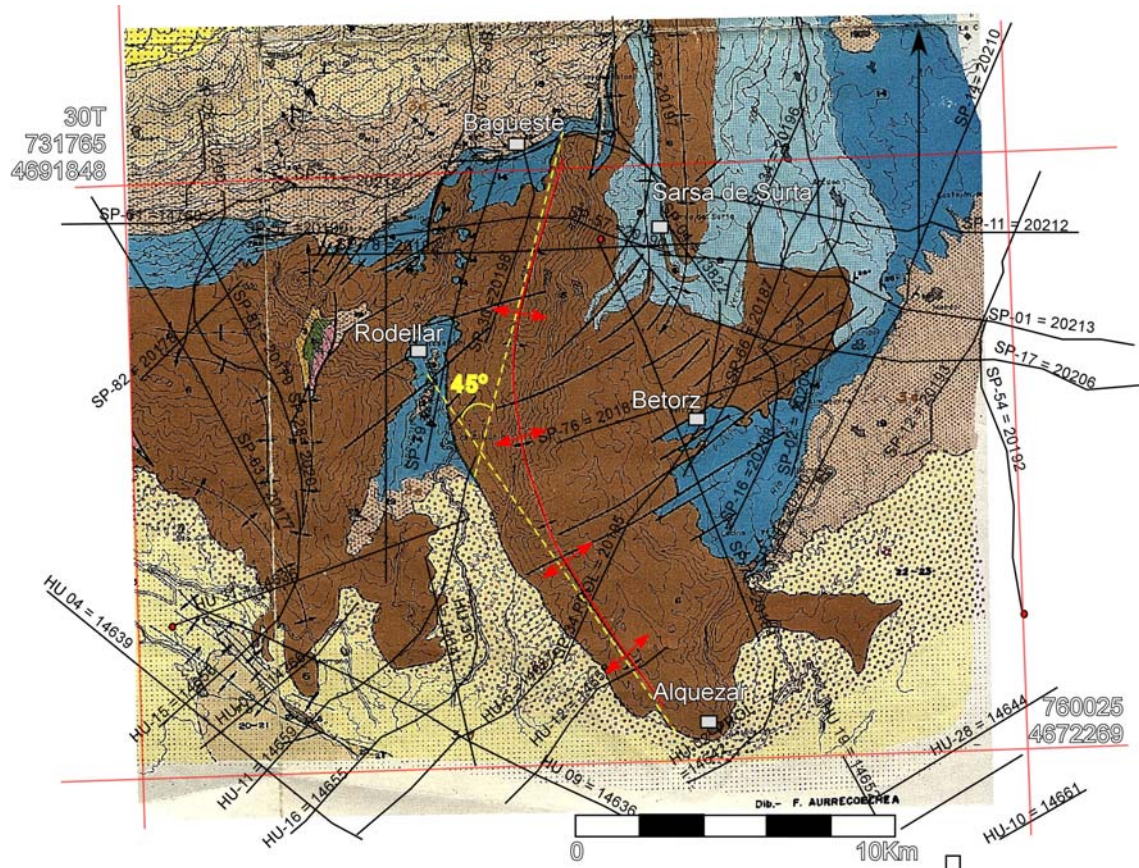


Figura 6: Localización de las líneas sísmicas sobre el mapa geológico (Puigdefábregas, 1975) y sobre la imagen topográfica <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>.

Una vez vectorizados los archivos se procede a georeferenciar cada línea sísmica y su respectiva sección. En el proceso es necesario homogeneizar husos de UTM, datum, escalas, etc.

Para desplegar correctamente las líneas y secciones también debe hacerse una revisión meticulosa de la codificación de datos de los archivos de entrada. Para ello y para corregir posibles fuentes de error se utiliza un programa libre llamado "Seisee" (de Dalmorneftegeophysics www.dmng.ru/seisview/), con él es posible leer y corregir todas las cabeceras de los perfiles las cuales contienen datos importantes y esenciales para la buena interpretación de la sísmica (CDPs, SP, ect), y su codificación binaria.

Tras filtrar los datos, se despliegan con su georeferenciación unificada en el programa especializado en interpretación sísmica denominado *The Kingdom Suite* (TKS de *Seismicmicro*; <http://www.seismicmicro.com/>) en el que también se pueden cargar mapas geológicos y ortofotos para orientarnos geológica y geográficamente (Fig. 7).

Se han utilizado mapas satelitales de 30 metros de resolución (Fig. 8), realizados por la NASA y el Gobierno Japonés en su última campaña. Disponibles en la siguiente dirección: <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>. Estos mapas topográficos satelitales necesitan ser convertidos en escala de tiempos, puesto que el proyecto de TKS se realiza en escala de tiempos dobles. Para ellos se utiliza la ecuación de Dix, (1955).

La ecuación de Dix (1955), involucra:

Modelo digital de terreno en TWT

Velocidad de reemplazamiento

Datum del Proyecto

Bulk shift del Proyecto

$$TWT = \left[\left(\frac{(Z - D_s) * 2}{V_r} \right) - BS \right] \cdot (-1)$$

Donde:

TWT: Tiempo doble (seg).

Z: Elevación (metros).

Ds: Datum del proyecto.

Vr: Velocidad de reemplazamiento

BS: Bulk shift de proyecto.

El siguiente paso importante referente a la incorporación y utilización de los documentos de la sísmica es el cálculo de “*Misties*”, que puede ser interactivo o manual (Fig. 7).

Consiste en hacer coincidir todos los reflectores de todas las secciones sísmicas para su correcta interpretación. Generalmente, los registros de diferentes campañas sísmicas no coinciden y tras el tratamiento geofísico que reciben estos perfiles, y muchas de las características que son esenciales para una correcta interpretación son alteradas, con lo cual hay que volver a hacer coincidir todos los reflectores a un mismo dato de tiempo real apropiado.

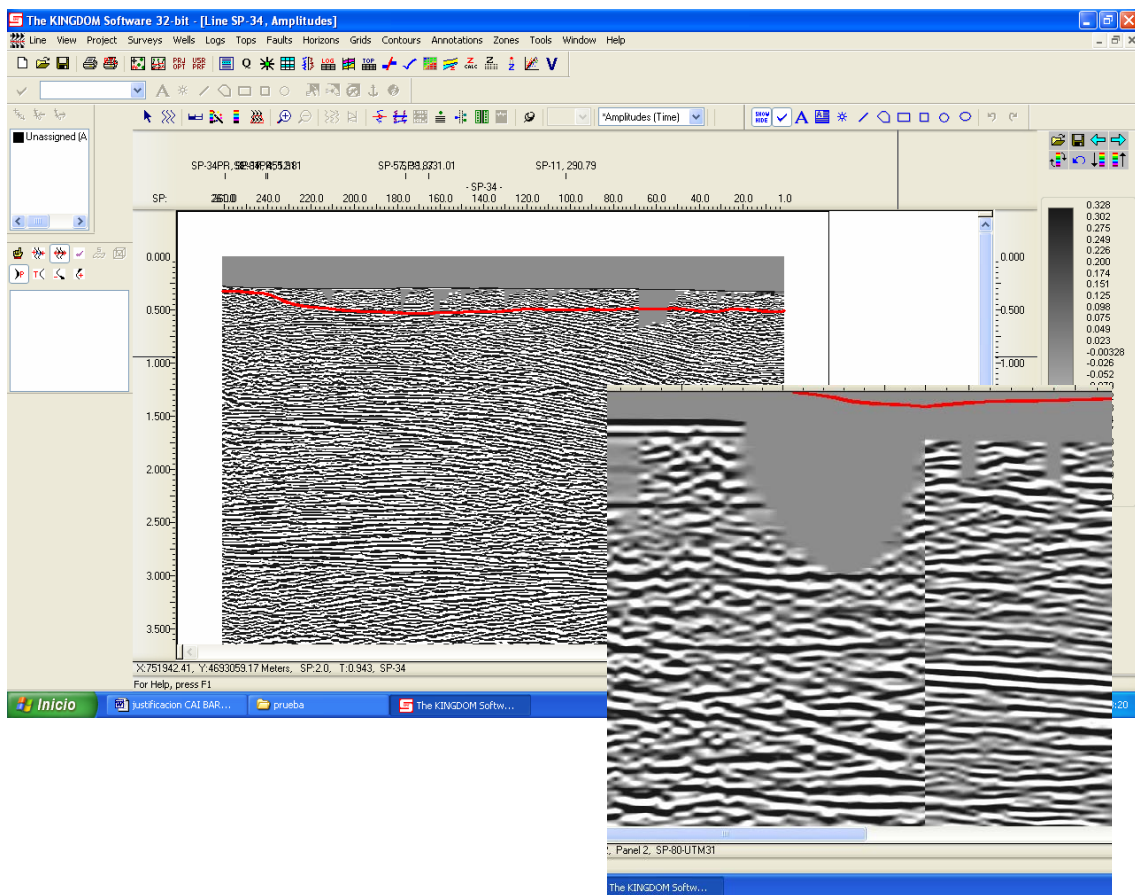


Figura 7. Ambiente del TKS software desplegando secciones sísmicas. A la derecha detalle de un ejemplo de decaje existente entre las secciones donde es necesaria la aplicación de la corrección con el cálculo de *Misties*.

Después de todas estas operaciones los datos sísmicos ya están preparados adecuadamente para la interpretación coherente de horizontes, geometrías y fallas. Con la ecuación de Dix (1955), se puede pasar datos en profundidad a datos en tiempos dobles (TWT) y viceversa. Para convertir el modelo de milisegundos (TWT) a profundidad el siguiente paso (luego de la interpretación y construcción de las superficies), será realizar un modelo tridimensional de velocidades con *gOcad*, que

se ajustara más a la realidad puesto que toma en cuenta la geometría de las capas para asignar las velocidades adecuadas a cada material.

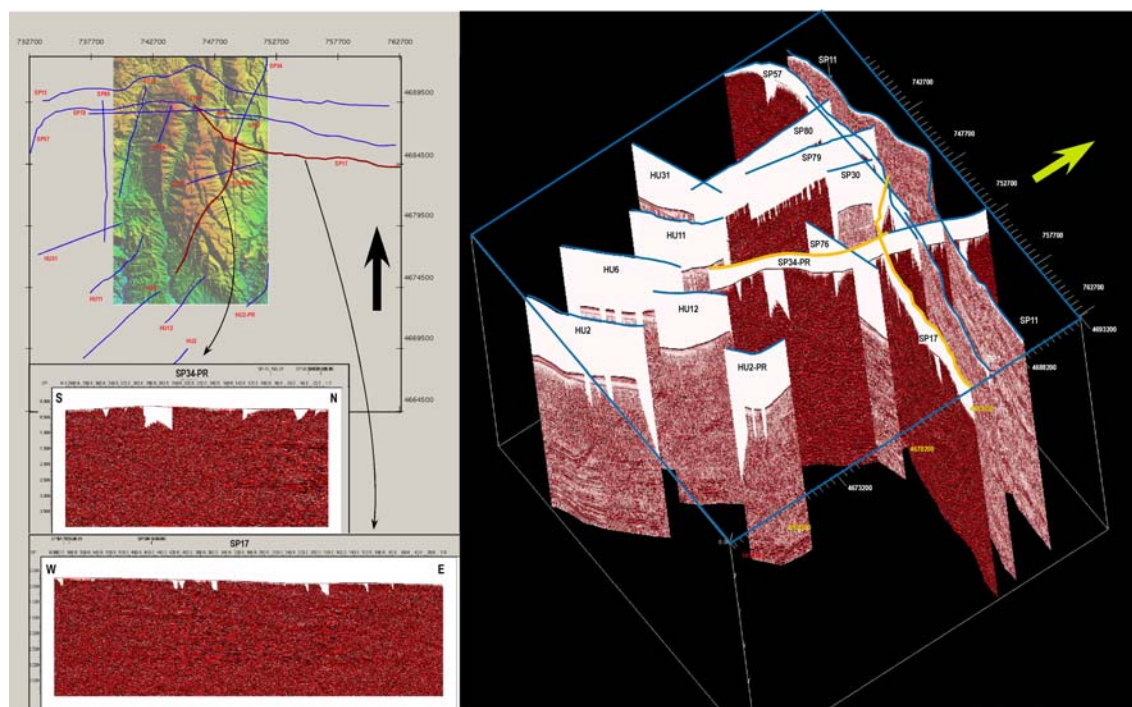


Figura 8: Proyecto de implementación de los datos sísmicos del anticlinal del Balzes en el programa Kingdom Suite.

Con los nuevos datos cronológicos, un modelo de cinemática y emplazamiento (restitución de la estructura) del anticlinal del Balzes, basados en datos paleomagnéticos, la recopilación y evaluación de datos sísmicos, numerosos datos estructurales de campo, generación de modelos de elevación del terreno y modelos digitales del terreno (MET y MDT respectivamente), sentamos las bases para la generación de superficies 3D a partir la información de superficie derivada tanto de los TEMs, MDTs como de las cartografías sectorizadas existentes (MAGNA o monografías específicas). Con todo ello se podrá realizar, en un futuro cercano, la compleja y multidisciplinar tarea de la construcción de un modelo tridimensional que recrea una estructura real del Prepirineo Oscense y también poder evaluar y comparar la restitución (validación geométrica) del anticlinal del Balzes con diferentes programas y métodos de restitución 3D.

Actualmente, esta actividad continúa desarrollándose por Pablo Calvín Ballester y Antonio M. Casas (Universidad de Zaragoza) bajo la financiación del proyecto *Pmag3Drest* (CGL2009-14214) del IGME. Hasta el momento, además de cargar 46 líneas adicionales al proyecto que se realizó en el marco de esta tesis (Fig. 8), se ha realizado la interpretación de 73 líneas sísmicas (más de 700 kilómetros de líneas)

de la zona y se está desarrollando el proyecto del modelo sísmico con ayuda del software The Kingdom Suite y apoyo del grupo Geomodels (Figura 9).

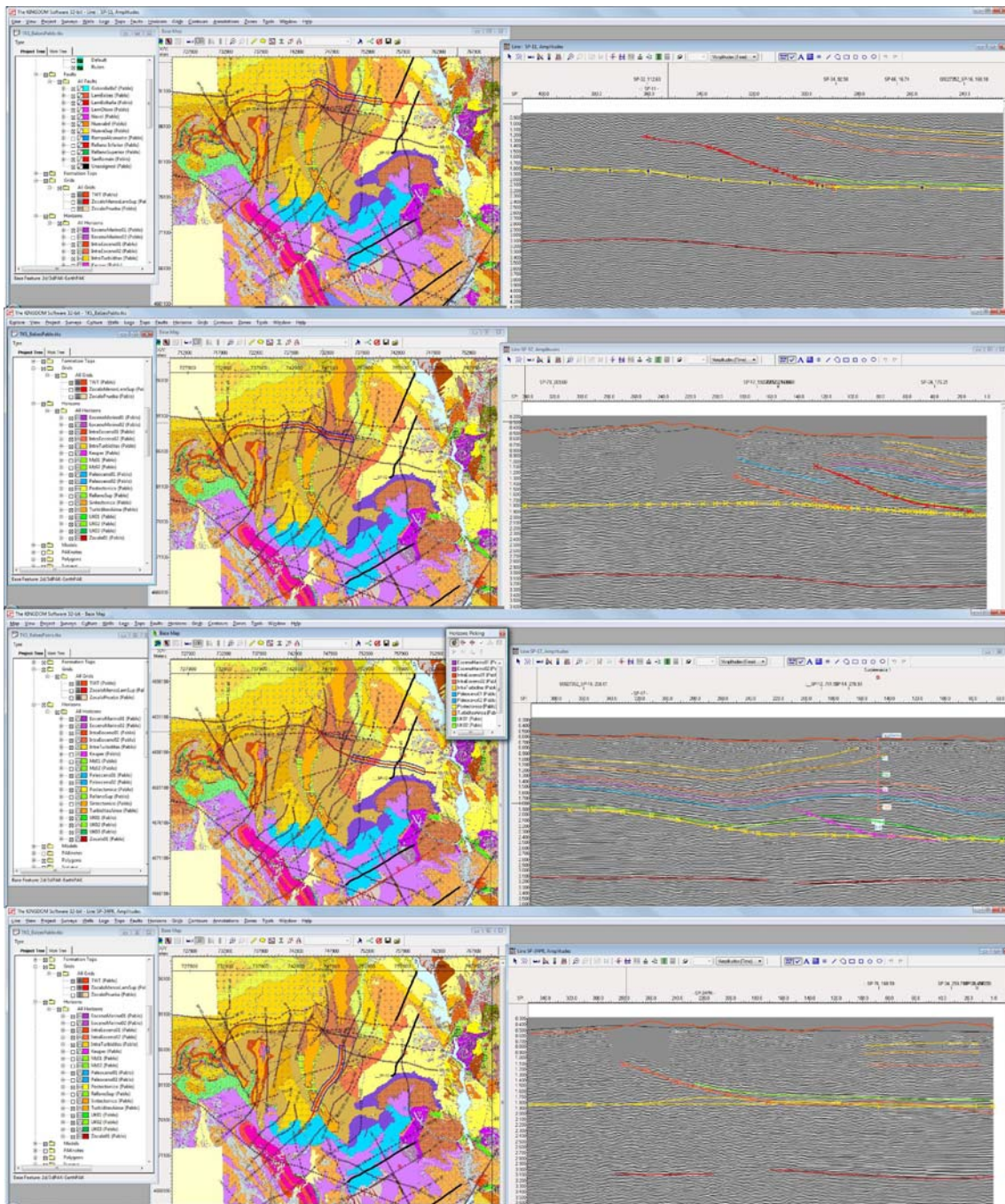


Figura 9: Interpretación de líneas sísmicas sp-11, sp17 y sp34prol, en el proyecto de implementación de los datos sísmicos del anticlinal del Balzes en el programa Kingdom Suite (información cedida por Pablo Calvín).

4.2 Artículos de publicación.

Este capítulo esta conformado por las siguientes publicaciones:

Rotational kinematics of a curved fold: the Balzes anticline (Southern Pyrenees), in review. Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Calvín, P.; Sánchez, E.; Ramajo, J.; Ramón, M. J.; Pocoví, A.; Barnolas, A.; Casas, A. M. Tectonophysics.

Paleomagnetic analysis in the Balzes anticline (Southern Pyrenees): Vertical-axis rotations and kinematics implications, 2010. Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A. Trabajos de Geología 30, 169-175p.

Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental), 2008. Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., Geotemas 10, p. 1207-1210.

El artículo publicado en la revista Trabajos de Geología en el 2010, representa una preliminar y limitada aproximación del emplazamiento del Balzes tomando en cuenta una data muy limitada y con problemas de solapamiento de componentes paleomagnéticas para el momento no evidentes. El muestreo posterior a esta publicación permitió identificar el problema con mayor claridad (capítulo 3) y descartar hipótesis preliminares. Un modelo posterior con datos contundentes y bases más sólidas se presenta en el artículo de la cinemática rotacional para Anticlinal del Balzes (ahora en revisión).

Rotational kinematics of a curved fold: the Balzes anticline (Southern Pyrenees)

Rodríguez-Pintó, A.(1,2); Pueyo, E. L.(1); Calvín, P. (1,2); Sánchez, E. (1, 2); Ramajo, J.(3); Ramón, M. J.(1); Pocoví, A. (2); Barnolas, A. (1); Casas, A. M. (2)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de Zaragoza. C/Manuel Lasala 44, 9º, 50006 Zaragoza, Spain (adriana@igme.es, unaim@igme.es).

(2) Geodinámica Interna. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Spain

(3) Independent consultant.

Abstract

Accurate studies of kinematics and rotational activity in fold or thrust belts are very limited owing to the scarcity of syn-tectonic sediments and syn-rotational records. However, these kinds of data are key to understand these systems in 4D; very little is known about how vertical axis rotations are accommodated in thrust fronts. Here we present a study performed in the Balzes anticline; a 17 km long, continuous, arched anticline in which we have performed a dense paleomagnetic study (75 sites) to unravel the origin of its curvature (50° of arc in map-view). Besides, the availability of syn-folding and syn-rotational materials enables us to decipher the complete kinematic history of the fold. Reliable paleomagnetic directions (>500 specimens from more than thousand) from Ypresian to Priabonian rocks, were defined with 6 demagnetization steps in average. The ChRM was mostly unblocking up to 420°C and 575°C (85%) some at 675°C (15%). This single component direction displays two polarities and passes the fold test. After comparing with the expected Eocene reference, individual sites display from non-significant up to > 80° clockwise rotations. This variability is related to the fold curvature as attested by the strike vs. rotation diagram where a good-quality regression ($VAR = -46^\circ + 0,511 * TREND [R = 0.9724]$) reveals the addition of primary and secondary curvatures and then, the original (primary) curvature of this thrust sheet can be reconstructed. Synfolding materials attest for a Middle-Late Lutetian major folding event recorded in a progressive unconformity (Santa Marina). The detailed analysis of the syn-rotational sedimentary record together with an accurate temporal calibration based on previous magnetostratigraphies has allowed us to obtain the rotation velocity for the Balzes anticline (5.2°/M.a.) as well as the rotation period (Lutetian-Bartonian). These rate and ages are in agreement with previously published from the South Pyrenean front.

Keywords: External Sierras, Balzez Anticline, Pyrenees, Paleomagnetism, fold and thrust belts, rotation velocity.

Introduction

Fold and thrust belts (FTBs) use to display complex 4D behaviors (Poblet and Lisle, 2011); the spatial and temporal development of a thrust front depends on numerous variables including shortening directions, -magnitudes, -rates and ages, inherited anisotropies, geometry of the sedimentary bodies, mechanical behavior of the involved materials, the occurrence (or not) of syntectonic sedimentation, etc.... For all these reasons, FTBs locally present oblique structures (i.e. non perpendicular to the regional transport direction). Depending upon the scale, along-strike gradients of shortening and/or the diachronism of deformation imply the occurrence of confined (local) or widespread (regional) vertical-axis rotations (VARs), which are common in most FTBs in different magnitudes.

However, the relation between obliquity and VARs is not obvious, although it is a key variable to understand the evolution of FTBs (Marshak, 2004; Marshak et al., 1992; Wilkerson et al., 2002; Soto et al., 2006). Apart from those caused by interactions with obstacles, strike-slip faults or by collision of an indenter, etc... (Marshak, 2004), oblique structures can be formed without vertical axis rotations in relation to the basin geometry (Marshak, 2004), thrust plane geometry (Wilkerson et al., 2002), thickness variations of sedimentary bodies (Soto et al., 2002, 2003), etc. Whether obliquity is caused or not by VARs, it is an unknown factor that must be unraveled to fully understand the kinematics of FTB.

In this sense, paleomagnetism is the only reliable tool to detect VARs in FTBs. The expected paleomagnetic direction (reference) deduced from the stable part of a plate (i.e. foreland basin) is compared to the observed directions in FTBs; the difference is the VAR related to deformation processes. Both, reference (Van der Voo, 1990) and local paleomagnetic vectors (Pueyo, 2010) must accomplish some reliability and quality criteria to obtain accurate and trustworthy magnitudes of rotation. For that reason, paleomagnetism has been extensively applied in orogens to obtain VARs at different scales for the last 50 years (Norris and Black, 1961, see overviews at McCaig and McClelland, 1992; Allerton, 1998; Sussman et al., 2012): Pyrenees (Oliva et al., 2010 and 2012) Alps-Carpathian system (e.g. Pueyo et al., 2007; Marton et al., 2011), Eastern Mediterranean (Mattei et al., 2007; Speranza et al., 2011), Zagros (Aubourg et al., 2008), Himalayas (e.g. Antolín et al., 2010), Andes (Roperch et al., 2011), Rockies (Wawrzyniec et al., 2007) or Appalachians (Hnat et al., 2009).

In addition to the analysis of discrete locations (sites) in FTB's, the study of time slices (magnetostratigraphy) has proven to shed light on deformation dating; folding, thrusting and even rotation ages can be achieved at the thrust scale provided that syntectonic materials occur. Finally, paleomagnetic vectors can be used to reduce uncertainties in 3D restoration (Ramón et al., 2012a).

Within all these applications, the analysis of orogenic curvature has concentrated much attention (Elredge et al., 1985; Weil and Sussman, 2004). Among other approaches (Hindle and Burkhard, 1999), paleomagnetism has been able to determine which portion of curvature is of primary (paleogeographic) and secondary (VAR) origin, specially where dense datasets have been acquired, like in the Andes (Barke et al., 2007; Maffione et al., 2010), the Appalachians (Stamatakis et al., 1996; Hnat et al., 2008), the Rockies (Weil et al., 2010) or in the Cantabrian mountains (Weil, 2006). However, apart from some local structures studied in the Cantabrian arc (Weil, 2006) or in the Zagros (Aubourg et al., 2008), detailed studies on oblique structures at the fold scale have not yet been made to accurately know the ratio between primary and secondary curvatures and these values are of key importance to understand the problem of the obliquity at the fold scale.

Apart from geometric studies on the obliquity, the kinematics of the rotation (if any) is also a poorly understood variable and again, this is also a scale problem. Rotation velocities at the orogen or FTB scale are known (Duermeijer et al., 2000; Mattei et al., 2004), but there are very few studied cases at the scale of individual fold or thrust. This is partially due to the scarce availability of well exposed syntectonic (synrotational) sedimentation, like in the Southern Pyrenees, where the first and robust data were firstly achieved; as in the Pico del Aguila (Pueyo et al., 2002) or in the Boltaña anticlines (Mochales et al., 2012a). Rotation velocities and rotation accelerations at this scale, around $10^\circ/\text{M.a.}$, are very important to understand how a thrust belt is able to accommodate the room problems related to VARs and how the stress and strain fields vary in relation to the generation of these oblique structures.

In this paper we tackle a kinematics study on curvature at the mesoscopic scale and we introduce a vast paleomagnetic dataset (more than 70 sites) from the Balzes anticline in the External Sierras front (South Pyrenean basal thrust). This anticline is the perfect target to achieve a complete geometric and kinematic study on oblique structures. It is a 17 km long, continuous and curved fold displaying more than 50° of map-view bending; besides, well-exposed syntectonic materials (Lutetian-Bartonian age) attest for the folding and rotation ages. Therefore this is a unique structure to understand the lateral transference of deformation in FTBs.

Geological Setting

The Pyrenees is an asymmetric orogenic wedge caused by the N-S convergence between European and Iberian plates during Late Cretaceous to Miocene times (Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Martínez-Peña and Casas, 2003; Casas and Pardo, 2004) that characterizes the main E-W structural trend of the orogen. Within the southern and longer part of the wedge, different basement and cover thrust sheets interact each other in time and space with foreland sedimentary wedges and heterogeneous distributions of the detachment levels. All these factors together with

the diachronism of the deformation are responsible for a large catalog of oblique (N-S) structures; Mediano (Holl and Anastasio, 1993; Poblet et al., 1998), Boltaña (Holl and Anastasio, 1995; Fernández et al., 2004; Mochales et al., 2012a), Pico del Aguila (Anastasio and Holl, 2001; Pueyo et al., 2002; Vidal et al., 2011a and 2011b) among many others. The External and Marginal Sierras represent the outcrop of the South Pyrenean sole thrust. They are conformed by an imbricate thrust system trending between the E-W frontal structures in the Marginal Sierras to the oblique WNW-ESE in the External Sierras. In addition, several N-S anticlines and well-exposed syntectonic materials attest for a complex and diachronic relay of the deformation along the entire South Pyrenean front (Nichols, 1987; McElroy, 1990; Millán et al., 2000). The onset of thrusting began in the Paleocene/Eocene boundary in the frontal units of the Marginal Sierras (Sta. Anna) while it was delayed until the end of the Oligocene in the western termination of the External Sierras (Sto. Domingo anticline). A second Miocene event of folding and thrusting seems to be less diachronous and usually non-coaxial with respect to the first thrusting sequence (Millán et al., 2000).

The target structure is located between these domains. The Balzes anticline is a large detachment fold verging to the SW. It is laterally related to the North with the Boltaña anticline where the Lutetian platform sediments to the south are related to the talus deposits observed in the Ainsa Basin (Fig. 1). The mechanical change between these two stratigraphically equivalent units is likely responsible for the relay of the deformation between these structures that are related to the same thrust sheet (Millán, 1996). These two oblique structures, together with the Añisclo anticline to the North (Tavani et al., 2006), are responsible for the partitioning of the South Pyrenean Eocene Basin and separate the Ainsa (to the East) and Jaca Basins (to the West). The Balzes anticline is slightly plunging ($\approx 20^\circ$) to the North in its northern sector in relation to the tilting caused by the External Sierras Miocene basal thrust ramp (Millán, 1996). Unconformable Tertiary materials unconformably cover the southern sector and the anticline disappears beneath the deposits of the Ebro foreland Basin (Fig. 1).

Stratigraphy

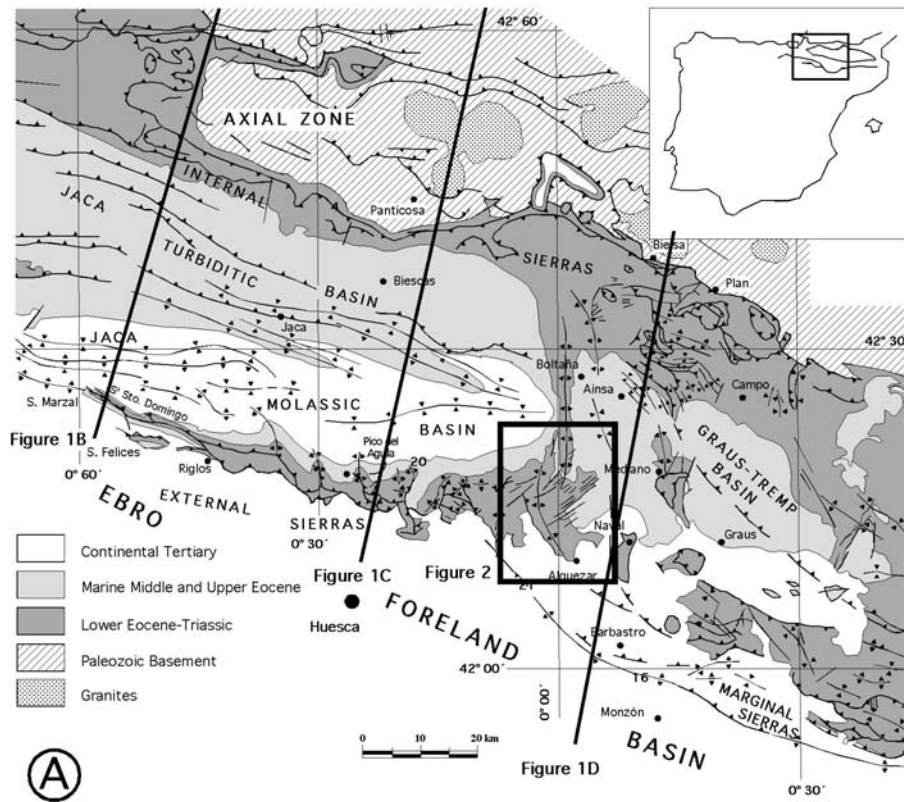
The materials cropping out at the Balzes anticline include Ypresian to Lutetian rocks. The Alveoline limestone and the Boltaña Formations (Ypresian) represent two shallow marine carbonate platform sequences exposed at the core of the anticline in the Isuala canyon (Barnolas et al., 1991; Barnolas and Gil, 2001). Then, the Guara Formation (Puigdefàbregas, 1975) corresponds to the last carbonate platform cycle during Lutetian times and it is built of limestones and some marly facies, especially at the eastern flank of the anticline (laterally equivalent to the San Vicente talus Fm of the Ainsa Basin; De Federico, 1981). A progressive intra-Guara unconformity crops out in the western limb of the anticline (Millán et al., 2000; Barnolas and Gil, 2001) in its northern sector and reveals a folding event during Middle Lutetian times.

On top of the Lutetian platform, the Belsué-Atarés deltaic Formation (Upper Lutetian and Bartonian) indicates the transition to continental conditions, clearly established later during the deposition of the Campodarbe Group (Puigdefàbregas, 1975) that crops out in the core of the Guarga synclinorium (to the North of the Balzes anticline). The Campodarbe Group is Bartonian-Priabonian to Upper Oligocene in age (Puigdefàbregas, 1975; Hogan and Burbank, 1996; Montes, 2002). Miocene conglomerates of Uncastillo Formation (Soler & Puigdefàbregas, 1970) postdate the last events of deformation in the region. Boreholes in the region (Surpirenaica-1, Huesca-1; Lanaja, 1987), and hanging wall structures in the External Sierras (Millán, 1996) reveal also a thin Mesozoic succession (Upper Cretaceous and Triassic) that must be present at the subsurface in the core of the Balzes anticline, where the detachment level can be located in the Triassic evaporites.

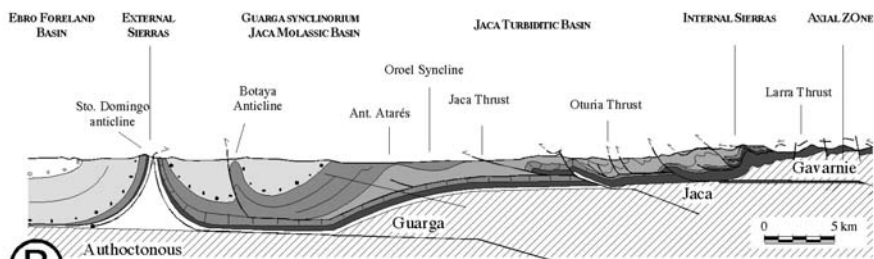
Structure

The Balzes anticline is a W-SW verging, 17 Km long anticline. It displays a curved fold axis, trending N015E in the northern sector and N142E in the southern sector, therefore describing a continuous arc of about 55° (southwestwards convex) in map view (Fig. 2). Its axial plane presumably dips to the East in the Northern sectors, where the fold is more asymmetric while it is more vertical and related with a gentler fold in the Southern portions, close to the Ebro foreland basin.

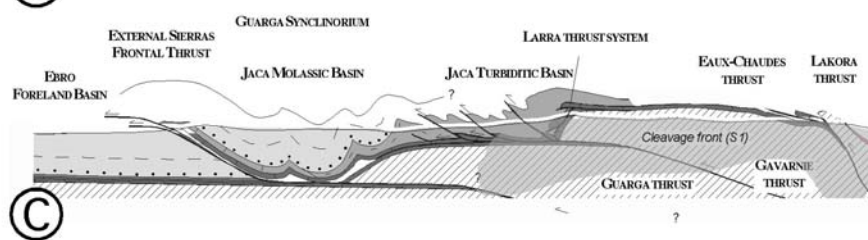
Cross sections of the anticline (Séguret, 1973; Cámara and Klimovitz 1985; Martínez-Peña, 1991; Millán, 1996; Gil & Jurado 1998; Soto and Casas, 2001; Santolaria, 2010) and borehole information (Lanaja 1987) diverge from a unique interpretation. However, some consideration seem to be in agreement; the Mesozoic-Tertiary cover in this sector is thrusting over a sedimentary wedge belonging to the foreland Ebro Basin, with several imbricated thrust sheets striking between N-S and E-W. This imbricated thrust system shows a higher density of thrust sheets in this region (Millán et al., 2000). The Balzes-Boltaña structure is located in the footwall of the Mediano-Olsón thrust sheet (to the Northeast) and over the Tozal-Alcanadre sheet (to the Southwest). The emplacement of these thrust sheets follows a piggyback sequence, and is diachronous, progressively younging to the west.



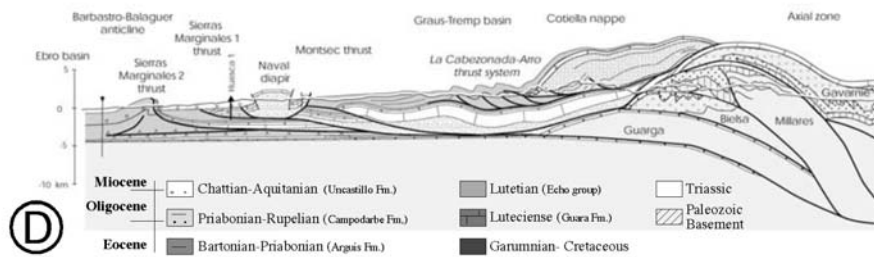
(A)



(B)



(C)



(D)

Figure 1: Geological setting of the South-Central Pyrenees (Millán et al., 2000), C) General cross sections in the region; B) Ansó-Arzacq (Teixell, 1996), C) Huesca-Olorón (Casas and Pardo, 2004), D) Cotiella (Martínez-Peña et al., 2003).

On the other hand, the geometry of the autochthonous footwall ramp, and the degree of superposition (i.e. displacement) between individual thrust sheets are still controversial; while some authors considered a mayor oblique ramp underneath the target structure (Millán, 1996), others considered that the complete thrust sheet system is directly located on a footwall flat, defined by the autochthonous Eocene evaporitic materials of the Ebro foreland Basin (Barbastro Fm.).

In this case, a minor superposition of thrust sheets exists. In the northern sector, different structures (i.e. Olsón and Balzes anticlines) appear as detachment anticlines without significant displacements of the underlying thrusts. Conversely, in the southern sector there is a slight overlap defining a small footwall flat (a few kilometers) associated with the Balzes and Naval thrust sheets. This particular geometry in the south can be related with the thinning of the pre-tectonic stratigraphic series involved in thrusting and folding. Furthermore and for the same reason, in this sector the vertical development of structures is lower than in the northern sector and unconformable Tertiary materials of Ebro foreland Basin (Uncastillo Fm.) unconformably cover the top of the thrust sequence.

Structural and paleogeographic studies in the area suggest significant clockwise rotations (CW) related to a westward lateral transfer of the deformation with and associated lateral gradient of shortening; a fact that would explain the current orientation of the N-S anticlines (Puigdefàbregas, 1975; McElroy, 1990; Millán et al., 2000; Oliva and Pueyo, 2007a).

Indeed, several paleomagnetic investigations confirm this idea; clockwise rotations of about 40° to 60° have been reported in the region around the Boltaña anticline (Dinarès-Turell, 1992; Parés and Dinarès-Turell, 1993; Pueyo, 2000; Fernández, 2004; Mochales et al., 2012a; Muñoz et al., in prep, see also compilation by López et al., 2008). Bartonian-Priabonian deltaic and continental sediments to the East of the Balzes anticline show a moderate CW rotation of 15-20° and a smaller non-significant rotation (Bentham, 1992; Pueyo, 2000). This points to the record of the rotational movement during that period; a hypothesis that has been profusely demonstrated for the emplacement of the Boltaña anticline (Mochales et al., 2012a and 2012b).

A few preliminary data in the Balzes anticline are also available (Rodríguez-Pintó et al., 2010 and 2012a) as well as some magnetostratigraphic profiles in the Ypresian and Lutetian rocks associated with this structure (Rodríguez-Pintó et al., 2012b, 2012c and 2012d).

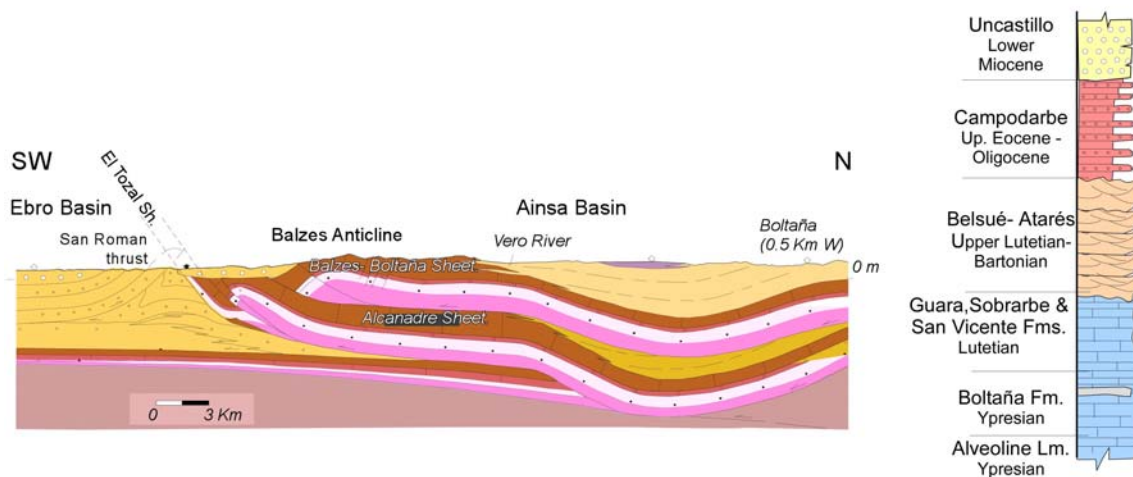
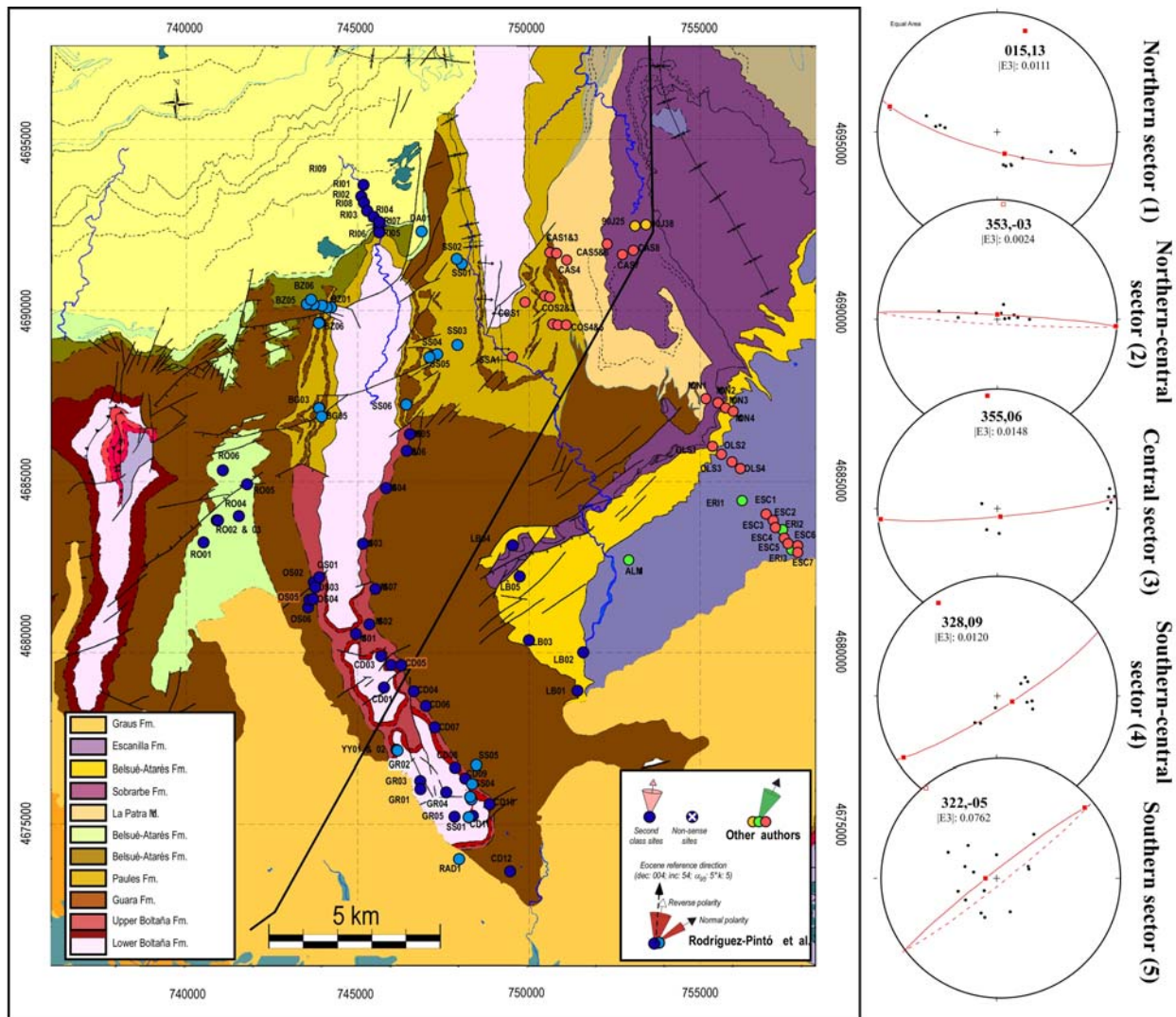


Figure 2: The Balzes anticline A) Geologic map (Barnolas et al., in press, B) Fold axis trend obtained from bedding attitude in different locations of the fold. D) Cross section (Millán, 1996), D) Local chronostratigraphic scheme.

Paleomagnetic data

Sampling and laboratory procedures

We have drilled 52 new discrete sites focused on the characterization of VAR's in the Balzes anticline. A power drill water-cooled machine and a paleomagnetic compass were used with this purpose. Twenty-three additional sites from previous studies in the anticline (Rodríguez-Pintó et al., 2010 and 2012a and 2012b) were also considered. This dataset is evenly distributed along the anticline curvature. The main goal was to homogeneously cover all strike-changes along the fold axis. We defined four sectors characterized by a sufficient number of sites; these subsets also guarantee the application of the fold test for pseudo-constant values of strike.

Only Eocene rocks have been considered in this work; 27 Ypresian sites, 25 Lutetian and 23 Bartonian to Priabonian. This temporal distribution comprises the folding and rotation ages defined in the area (Pueyo et al., 2002; Rodríguez-Pintó et al., 2008; Mochales et al 2012a and Muñoz et al., in prep) and allows calibrating both the folding period and the rotational activity of the structure taking advantage of the well-defined chronology performed by magnetostratigraphic studies in the Jaca (Hogan 1993; Hogan and Burbank, 1996) and in the Ainsa Basins (Bentham, 1992; Holl and Anastasio, 1993; Bentham and Burbank, 1996) which has been recently revised (Mochales et al., 2012b) as well as the profiles directly achieved in the anticline (Rodríguez-Pintó et al., 2012b and 2012c).

Finally, 80 previous paleomagnetic sites in the area have been also considered; a few sites by Parés and Dinarès (1993) and the dense datasets by Mochales et al., (2012a) and Muñoz et al. (2012) in the southern part of the Boltaña anticline. Eighteen additional sites from the eastern Jaca Basin by Pueyo (2000) and Pueyo et al. (2003) were also taken into account. All in all, in this paper 155 paleomagnetic points and 8 magnetostratigraphic profiles are used to propose a new kinematic model for the Balzes anticline.

The new dataset introduced in this paper was entirely measured in the Paleomagnetic laboratory hosted at the University of Burgos at the Department of Physics. Progressive thermal (TH) demagnetizations (increments of 20-30°C, and of 10°C near the sulphides demagnetization window) were done using a 2G superconducting cryogenic magnetometer and a TD-48 SC (ASC Scientific). Magnetic susceptibility measurements were carried out with KLY-4 Kappabridge (Geofyzika Brno) during the thermal treatment to control possible mineralogical changes.

In total, 572 standard specimens were thermally demagnetized plus 577 from previous studies in the anticline (Table 1). Rock magnetism analyses (Pueyo, 2000;

Rodríguez-Pintó et al., 2010 and 2012a and 2012b) include progressive isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition and three-axial IRM demagnetization (Lowrie test, 1990), hysteresis loops in all studied rock types.

The fitting of the ChRM directions at the specimen scale was performed by endpoint and principal component analyses (PCA, Kirschvink, 1980) using the VPD software (Ramón and Pueyo, 2008 and Ramón et al., 2012b). Fisher (1953) statistics were applied to calculate individual site means. The fold test was carried out using the bootstrapping approach (Tauxe and Watson, 1994 and Tauxe, 2009).

Paleomagnetic components

The sampled rocks can be grouped in three lithological types; the magnetization in the Boltaña Formation (calcarenites) is mostly carried by soft carriers, although some progressive IRM acquisitions were not completely saturated at 2 T (Mochales et al., 2012b) attesting for the occurrence of haematite. The Guara Formation (limestones and marls equivalent to the Paules Formation) displays very low magnetic intensities but magnetite seems to be the responsible of the magnetization, although some iron sulphides cannot be ruled out as magnetic carriers in the siltstones (Rodríguez-Pintó et al., 2012a, b, c and d). The magnetic signal in the detrital facies (Pueyo et al., 2003) from the Belsué-Atarés deltaic Formation and in the continental Campodarbe Group is also controlled by magnetite and some iron sulphides (Belsué-Atarés).

However, some high coercivity minerals are observed and they are progressively more relevant towards the top of the studied section in the Campodarbe group (Pueyo, 2000; Oliva et al., 2012).

NRM intensities rarely exceeds 2000 10^{-6} A/m, being the averaged out 703 10^{-6} A/m. Reliable paleomagnetic directions could be fitted in almost 500 specimens, around 6 demagnetization steps were used to fit the ChRM in most samples; MAD < 20° in 90% of the directions and MAD < 10° in more than half. Apart from a viscous low-temperature component, the ChRM was always defined between 250° and 575°C (85%) and between 250° and 675°C (15%). However, the soft magnetic carrier unblocked in many samples below 450°C (50%), later on, viscous laboratory components were detected by susceptibility increases (Fig. 3).

In general, the ChRM was a single component direction addressing the origin and displaying two polarities. ChRM intensities rarely exceed 1000 10^{-6} A/m, being the averaged out 455 10^{-6} A/m.

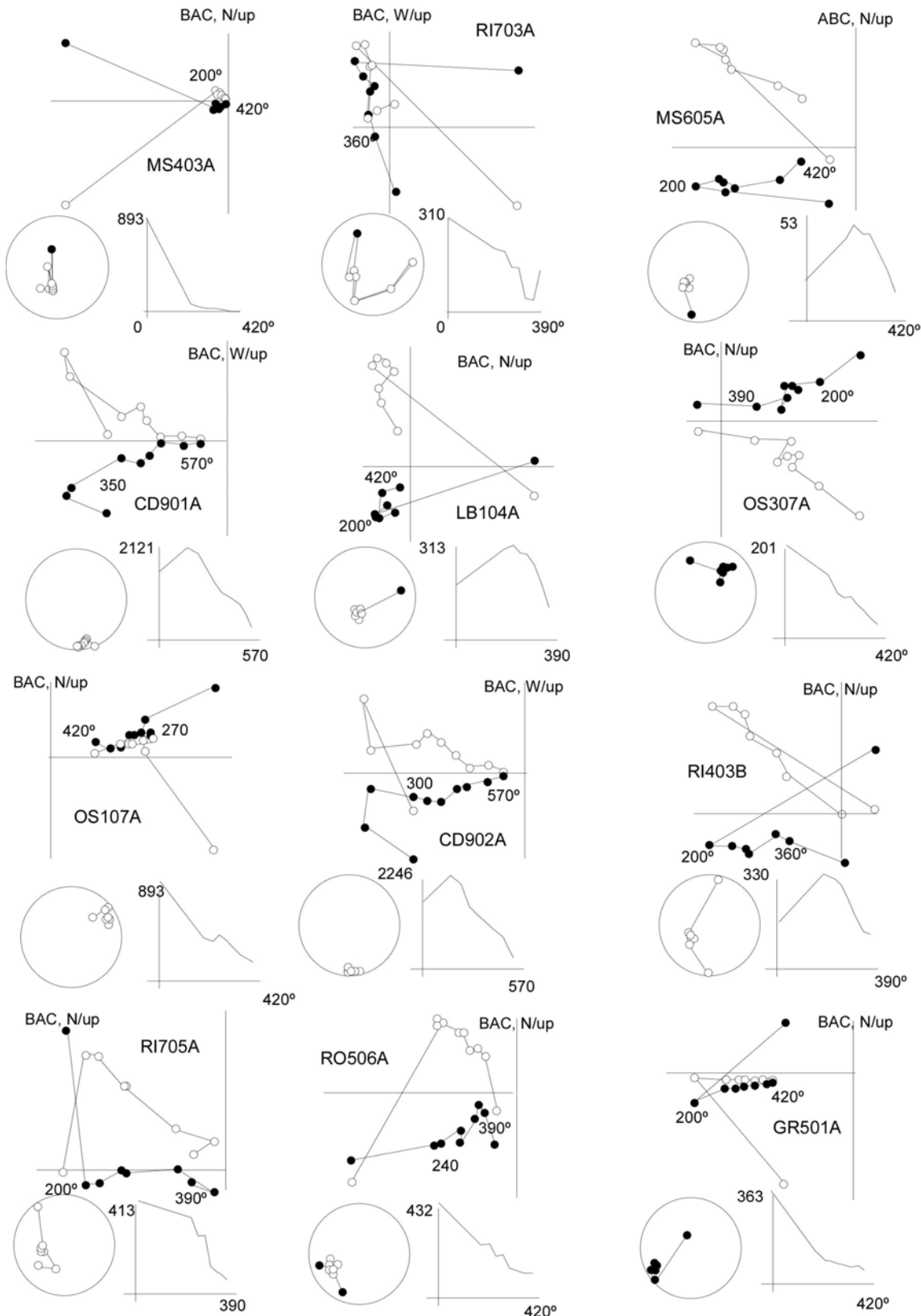


Figure 3: Examples of thermal stepwise demagnetizations in the Balzes anticline (geographic coordinate system). Orthogonal diagrams are accompanied by the stereoplot and the drop in intensity during the demagnetization (intensities per 10^{-6} A/m). Some, last demagnetization points are erratic as witness of spurious viscous acquisition in the furnace (RI01&05, OS03 and RO05).

#	So ur ce	Q#	Sect or	Site	X (30T)	Y (30T)	cor es	N	n	NRM	T min	T max	DEC bac	INC bac	alfa	K	Strike (RHR)	dip	D	DEC abc	INC abc	alfa	K	LITHO	FM	P O	VAR	L
1p		1	1	BG01	743958	4689597	16	16	14	116	240	400	241	-18	15	6	194	54W	54W	208	-48	15	7	m & ml	Guara	24R		
2p		1	1	BG02	743932	4689577	17	17	16	132	240	370	254	-10	11	13	195	57W	57W	228	-53	11	12	m & ml	Guara	44R		
3p		3	2	BG03	743949	4687096	8	8	8	54	240	370	112	-17	25	7	190	43W	43W	113	25	24	7	m & ml	Guara	109N		
4p		3	2	BG04	743938	4687094	12	12	6	54	210	370	192	-46	21	14	190	43W	43W	157	-33	21	14	m & ml	Guara	-27R		
5p		3	2	BG05	744011	4686846	18	18	11	47	210	370	184	-59	4	142	208	38W	38W	152	-33	4	146	m & ml	Guara	-32R		
6p		3	1	BZ01	744295	4690040	13	13	9	911	200	370	207	-44	19	8	207	50W	50W	174	-24	19	8	Lm	Guara	-10R		
7p		3	1	BZ02	744167	4690032	32	50	18	457	200	370	201	-46	16	6	200	56W	56W	160	-25	14	7	Lm	Guara	-24R		
8p		3	1	BZ03	744023	4690090	53	53	35	448	200	370	204	-51	7	14	197	46W	46W	155	-40	6	20	Lm	Guara	-29R		
9p		3	1	BZ04	743781	4690118	44	44	34	230	200	370	130	-39	17	3	209	47W	47W	123	-12	17	3	Lm	Guara	-61N		
10p		1	1	BZ05	743581	4690132	17	17	14	825	200	370	210	-59	15	9	206	25W	25W	178	-44	15	9	Lm	Guara	-6R		
11p		3	1	BZ06	743705	4690262	17	17	16	961	200	370	199	-48	21	4	205	35W	35W	170	-35	21	4	Lm	Guara	-14R		
12		1	4	CD01	745834	4678936	8	9	9	869	250	600	3	54	7	55	302	22N	12	12	34	7	55Ar	Boltaña	8N			
13		2	4	CD03	746039	4679593	11	10	3	706	300	570	61	46	21	52	310	24N	56	24	21	52	Ar	Boltaña	52N			
14		2	4	CD04	746704	4678825	8	11	4	221	180	400	40	31	28	15	152	18S	34	48	28	15	Ciz	Boltaña	30N			
15		1	4	CD05	746334	4679584	8	10	6	64	180	400	34	41	19	15	146	23S	20	61	19	15	Cizs	Boltaña	16N			
16		2	4	CD06	747057	4678398	9	11	5	124	200	470	35	17	34	8	155	23S	29	36	34	8	Ar	Boltaña	25N			
17		3	4	CD07	747316	4677772	8	11	3	171	180	470	94	39	38	17	175	24W	108	72	38	17	Ar	Boltaña	104N			
18		2	5	CD08	747911	4676602	13	12	10	447	270	680	246	0	13	16	248	25N	236	-29	13	16	Ar	Boltaña	52R			
19		1	5	CD09	748207	4676291	9	10	9	583	350	630	188	-33	18	11	90	16S	190	-49	18	11	Ar	Boltaña	6R			
20		3	5	CD10	748915	4675543	11	10	7	699	290	600	141	-16	16	18	320	31N	149	-14	16	18	Ar	Boltaña	-35R			
21		1	5	CD11	748424	4675207	8	11	11	594	180	570	179	-56	5	110	315	12N	189	-47	5	110	Cizs	Boltaña	5R			
22		2	5	CD12	749516	4673585	13	11	10	5335	240	470	28	15	22	24	164	23S	21	30	22	24	AR	Boltaña	17N			
23p		1	1	DA01	746930	4692255	63	63	63	573	300	500	249	-20	5	15	200	40W	228	-45	5	15	m & ml	Belsue	44R			
24		1	5	GR01	746897	4675985	8	11	7	489	240	540	199	-46	5	154	15	16S	215	-43	5	154	matriz	Boltaña	31R			
25		1	5	GR02	746938	4676716	9	9	3	891	200	430	172	-37	11	187	208	38S	208	-50	11	187	Ar y ciz	Boltaña	24R			
26		2	5	GR03	746893	4676221	10	9	6	1196	200	570	186	16	22	13	130	40S	186	-18	22	13	Ar	Boltaña	2R			
27		1	5	GR04	747650	4675890	9	13	11	908	240	450	182	-47	16	10	20	23S	208	-49	16	10	Ar crec	Boltaña	24R			
28		1	5	GR05	747892	4675180	8	12	8	837	200	500	200	-29	9	45	49	30S	220	-39	9	45	caizas	Boltaña	36R			
29		1	4	LB01	751480	4678843	8	10	9	237	240	420	208	-59	10	31	280	8N	205	-51	10	31	margas	Belsue	21R			
30		2	4	LB02	751649	4679964	7	10	6	357	240	390	215	-40	34	6	280	8N	213	-32	34	6		Belsue	29R			
31		2	4	LB03	750065	4680317	7	10	6	366	240	360	263	5	23	11	200	26N	261	-18	23	11	mg-ar	Belsue	77R			
32		2	3	LB04	749592	4683091	4	10	5	218	300	420	273	-27	32	9	265	17N	264	-28	32	9	grano	Belsue	80R			
33		2	3	LB05	749794	4682177	5	10	4	411	240	360	274	-51	34	11	296	16N	253	-50	34	11		Belsue	69R			
34		3	4	MS01	745016	4680503	8	10	8	570	250	450	322	10	24	7	147	8S	321	10	24	7	ciz-ar	Boltaña	-35N?			
35		1	3	MS02	745407	4680779	7	9	9	604	240	450	50	45	8	44	18	11S	58	38	8	44	Cizs	Boltaña	54N			
36		3	3	MS03	745221	4683134	8	10	9	954	240	500	112	14	29	5	350	28N	112	-10	29	5	ciz	Boltaña	108?			
37		2	2	MS04	745892	4684760	7	10	4	826	200	470	210	-40	24	21	112	11S	211	-51	24	21	Cizs	Guara	27R			

#	So ur ce	Q#	Sect or	Site	X (30T)	Y (30T)	cor es	N	n	NRM	T min	T max	DEC bac	INC bac	alfa	K	Strike (RHR)	dip	D	DEC abc	INC abc	alfa	K	LITHO	FM	VAR	P O L
38		2	MS05	746589	4686334	7	6	5	31	240	360	187	-52	27	11	3	27S	216	-44	27	11	margas	Guara	32R			
39		1	MS06	746497	4685849	7	9	8	34	200	370	208	-51	10	38	17	15S	224	-46	10	38	margas	Guara	40R			
40		2	MS07	745583	4681816	8	11	4	2231	270	360	198	-24	37	10	18	11S	203	-24	37	10	tableada	Guara	19R			
41		1	OS01	743945	4682154	7	9	8	66	240	420	54	-21	10	40	174	83W	39	49	10	40	ciz	Boltaña	35N			
42		1	OS02	743783	4682010	8	12	5	57	270	420	234	44	20	20	357	95E	238	-42	20	20	nitás	Boltaña	54R			
43		1	OS03	743824	4681863	8	10	6	80	270	400	237	57	19	16	170	95E	246	-35	19	16	Cizs	Boltaña	62R			
44		1	OS04	743764	4681519	7	10	6	126	330	500	61	-18	14	20	174	89W	36	60	14	20	Cizs	Guara	32N			
45		2	OS05	743656	4681497	6	9	7	119	240	420	247	54	9	53	180	82W	255	-25	9	53	grices	Guara	71R			
46		3	OS06	743619	4681274	7	10	8	148	240	450	352	52	13	21	173	84S	301	4	13	21	ciz	Guara	-55N			
47		1	5RAD1	748026	4673943	19	19	19	729	250	500	26	36	12	8	160	23W	9	50	13	7	Ar	Boltaña	5N			
48		1	1R101	745235	4693815	9	15	13	990	320	540	4	55	18	6	259	23N	359	32	18	7	calizas	arbe	1N			
49		1	1R102	745171	4693278	8	15	10	2235	370	630	31	75	15	12	256	24N	4	54	15	12	c rojas	arbe	-8N			
50		1	1R103	745343	4692858	8	16	3	314	270	370	36	46	13	133	265	38N	23	14	13	133	grises	Atares	N			
51		1	1R104	745532	4692863	8	11	11	194	200	400	243	-50	7	44	247	24N	218	-43	7	44	marga	Atares	34R			
52		1	1R105	745692	4692230	8	15	10	117	240	390	264	-54	14	15	258	32N	225	-46	14	15	grices	Atares	36R			
53		2	1R106	745678	4692385	8	11	11	778	240	400	274	-27	15	12	264	34N	256	-27	15	12	ciz	Beisue	72R			
54		1	1R107	745694	4692334	8	11	11	324	200	370	256	-54	4	128	259	32N	221	-42	4	128	arenosa	Beisue	37R			
55		2	1R108	745248	4693096	7	11	8	975	450	630	242	-48	17	13	275	46N	221	-15	17	13	c rojas	arbe	33R			
56		1	1R109	744623	4693959	9	11	7	1570	350	570	9	67	29	6	247	25N	354	44	29	6	c rojas	arbe	2N			
57		2	2RO01	740566	4683174	8	12	6	265	240	390	207	-44	26	9	175	5W	203	-46	26	9	margos	Beisue	19R			
58		2	2RO02	740987	4663818	7	10	10	1305	300	665	236	-12	7	49	175	14S	234	-25	7	49	finas	Beisue	50R			
59		2	2RO03	740951	4683821	8	10	5	354	240	330	30	19	41	6	175	8W	28	23	41	6	finas	Beisue	24R			
60		1	2RO04	741597	4683942	6	9	8	521	200	300	236	-46	13	22	165	12W	230	-57	13	22	finas	Beisue	46R			
61		1	2RO05	741839	4684872	9	10	10	399	200	400	228	-27	11	21	180	22W	216	-42	11	21	ciz-mg	Beisue	32R			
62		2	2RO06	741129	4685279	7	10	4	1552	240	450	16	50	38	9	120	5W	15	55	38	9	ciz	Beisue	11N			
63p		2	5S101	748304	4675166	37	35	14	854	200	570	7	52	7	27	287	28E	10	25	6	44	Lm	Boltaña	6R			
64p		1	5S102	748385	4675883	27	27	14	579	200	570	24	57	8	29	294	26E	24	31	6	47	Lm	Boltaña	20R			
65p		3	5S103	748349	4675760	40	40	15	660	200	570	8	38	5	19	303	25E	13	15	3	138	Ar	Boltaña	9N			
66p		1	5S104	748406	4676131	36	36	6	335	200	570	21	59	10	25	341	28E	41	36	5	223	Lm	Boltaña	37R			
67p		1	5S105	748529	4676683	29	29	18	428	200	470	22	50	8	35	325	26E	38	32	6	32	Lm	Guara	34N			
68p		1	1SS01	748105	4691307	10	10	7	65	250	370	170	-50	12	33	7	40E	216	-45	11	33	m & ml	Paules	32R			
69p		1	1SS02	747957	4691454	10	11	5	39	210	370	146	-33	8	104	12	81E	229	-41	9	86	m & ml	Paules	45R			
70p		1	1SS03	747978	4688942	9	12	11	67	210	400	192	-63	6	58	13	51E	249	-34	7	54	m & ml	Paules	65R			
71p		1	1SS04	747387	4688669	10	11	11	54	210	370	208	-73	5	114	5	43E	253	-38	5	97	Lm & ml	Guara	69R			
72p		1	1SS05	747160	4688582	9	21	7	37	210	390	227	-61	10	14	5	36E	250	-31	10	14	Lm	Guara	66R			
73p		1	2SS06	746484	4687200	13	17	17	93	240	420	207	-59	6	35	8	41E	243	-33	6	35	m & ml	Guara	59R			
74		1	4VW01	746198	4677120	19	19	18	390	210	570	231	-31	10	12	192	21W	218	-43	10	12	Ar	Boltaña	34R			
75		2	4VW02	746228	4677095	12	12	12	260	210	500	209	-27	4	49	188	24W	198	-27	4	49	Lm	Boltaña	14R			

Table 1: Site means of the Balzes anticline. #: site number, Q#: Quality, X and Y: GPS points in 30T, N: measured specimens; n: calculated directions; Tmin-max: unblocking steps of temperature, Fisherian's (1953)

parameters accompanied the BAC and ABC means, Strike, Dip and Dir: bedding with the right hand rule, Lithology, Formation name, vertical axis rotation (VAR) and polarity of the site are also shown.

Site paleomagnetic means were fitted by 10 samples out of 15 measurements in averaged. α_{95} was $< 14^\circ$ in 38 sites (50%). In any case, 14 sites characterized by $\alpha_{95} > 25^\circ$ were not considered in further calculations. Similarly, very shallow inclinations ($|\leq 20^\circ|$) after bedding correction were also carefully considered or rejected. Only 39 out 75 sites (52%) passed these criteria and 22 additional sites (29%) were treated cautiously as a second-quality data (Tables 1 and 2).

Paleomagnetic stability.

Two thirds of the proven-quality data (41 sites) display reverse polarity and 20 the normal one (Table 2). This unbalancing is partially due to the dominant reverse polarity during the Lutetian-Ypresian interval where most of our samples are located.

#	Sector	Strike	E3	Sites	s	S	#samps	Dec (bac)	Inc (bac)	a95	K	Dec (abc)	Inc (abc)	a95	K	Pol
1	Northern	193	0.0007	BS01, BG02, BZ05, DA01, RI01, RI02, RI04, RI05, RI07, RI08, RI09, SS01, SS02, SS03, SS04, <small>etc</small>	11	16	249	48	51	20.2	6.7	50	43	7.4	43.3	N+R
2	North-Central	183	0.0024	MS04, MS05, MS06, RO01, RO02, RO03, RO04, RO05, RO06, SS06	10	10	103	34	41	12.0	19.0	39	43	9.7	28.7	N+R
	2+3	176		2+3	19	19	193	32	62	23.3	3.0	48	42	8.1	18.3	N+R
3	Central	174	0.0022	LB04, LB05, MS02, MS07, OS01, OS02, OS03, OS04, OS05	9	9	90	229	78	>50	>1	58	41	13.1	18.4	N+R
4	South-Central	148	0.0120	CD01, CD03, CD04, CD05, CD06, LB01, LB02, LB03, VV01, VV02	9	10	112	36	39	11.4	24.0	30	40	10.3	29.0	N+R
5	Southern	142	0.0762	CD08, CD09, CD11, CD12, GR01, GR02, GR03, GR04, GR05, RAD1, SI01, SI02, SI04, SI05	12	14	244	14	44	8.6	28.7	25	41	7.1	41.5	N+R

Table 2: Sector means in the Balzes anticline. Sector name, trend and considered sites, s/S; # of considered/analyzed sites. Fisherian's (1953) parameters accompanied the BAC and ABC means. Sectors 2 and 3 are separately displayed as well as merged.

In any case, the normal and reverse global means (Fig. 4) are not antiparallel. As it will be shown later, this is partially due to the temporal record of the rotation. Bartonian-Priabonian sites (most of them with normal polarity) attest for the end of the rotational period while the Lutetian ones (most of them with reverse polarity) record the maximum rotational activity. Furthermore, the curvature of the anticline also accounts to explain this divergence.

On the other hand, fold tests performed with two separated and large datasets (northern and southern sectors) clearly confirm a positive result. We have used the Pmagpy software (by Tauxe, 2009) that applies the bootstrapping statistics technique (Constable and Tauxe, 1991). Both fold tests report a pre-folding acquisition; moreover they display the best grouping between 69-101 and 49-100% of untilting (95% confidence boundaries) in the northern and southern sectors respectively.

Paleomagnetic rotations.

The expected Eocene reference direction estimated (Rodríguez-Pinto et al., 2012a) for a central location of the Balzes anticline (Longitude: 42.31°, Latitude: -0.02°[W]) has been derived from paleomagnetic data in the eastern foreland of the Pyrenean Basin (Taberner et al., 1999), which can be considered part of stable Iberia.

This reference direction (DEC=004.6°; INC=53.2°; α_{95} =4.6°; k=9.6) is needed to assess local vertical-axis rotations related to the fold and thrust belt kinematics. More than 30° of clockwise (CW) rotation characterizes the Balzes anticline in averaged, although this value may change in individual sites from non-significant magnitudes up to more than 80° of CW VAR. This variability is responsible for the “banana-like” distribution of the data on the stereoplot (Fig. 4) and it must be related to the fold curvature (Fig. 5). Therefore, a more precise processing of data has to be done in relation to the fold geometry.

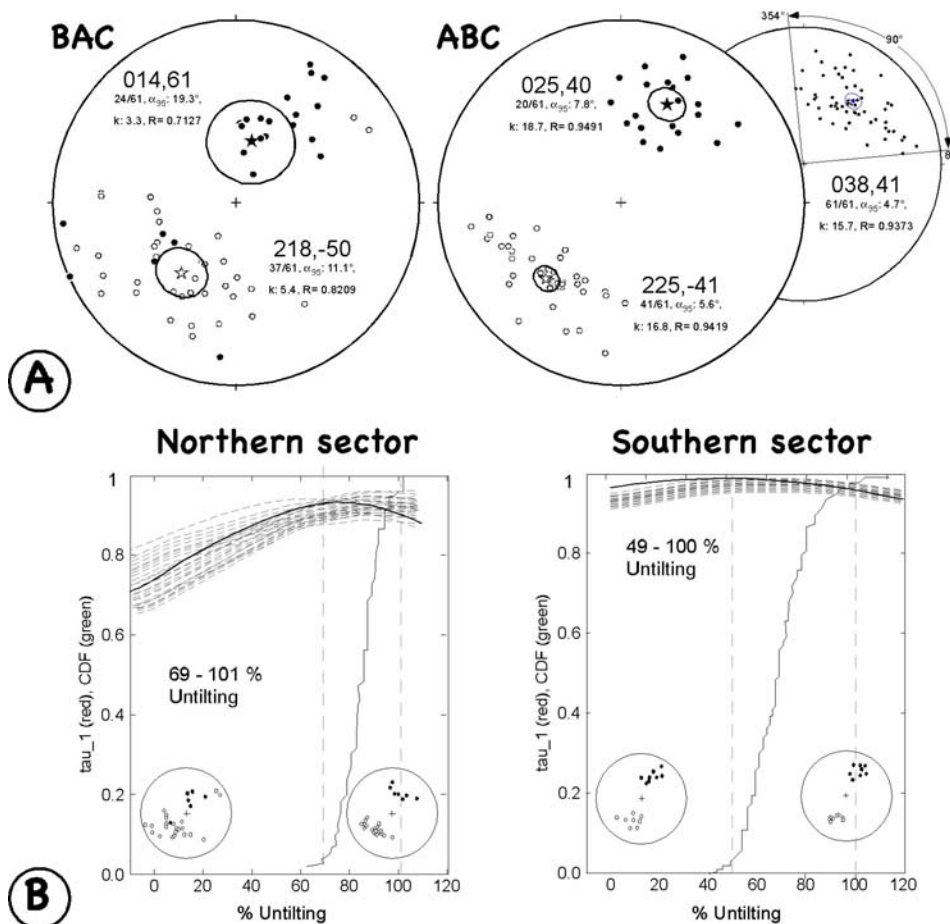


Figure 4: A) Mean paleomagnetic data in the Balzes anticline. Site paleomagnetic means are plotted before any correction (BAC; geographic coordinate system) and after bedding correction (ABC). ABC data are also plotted in the lower hemisphere alone. B) Fold test obtained separately in the northern and southern sector of the anticline.

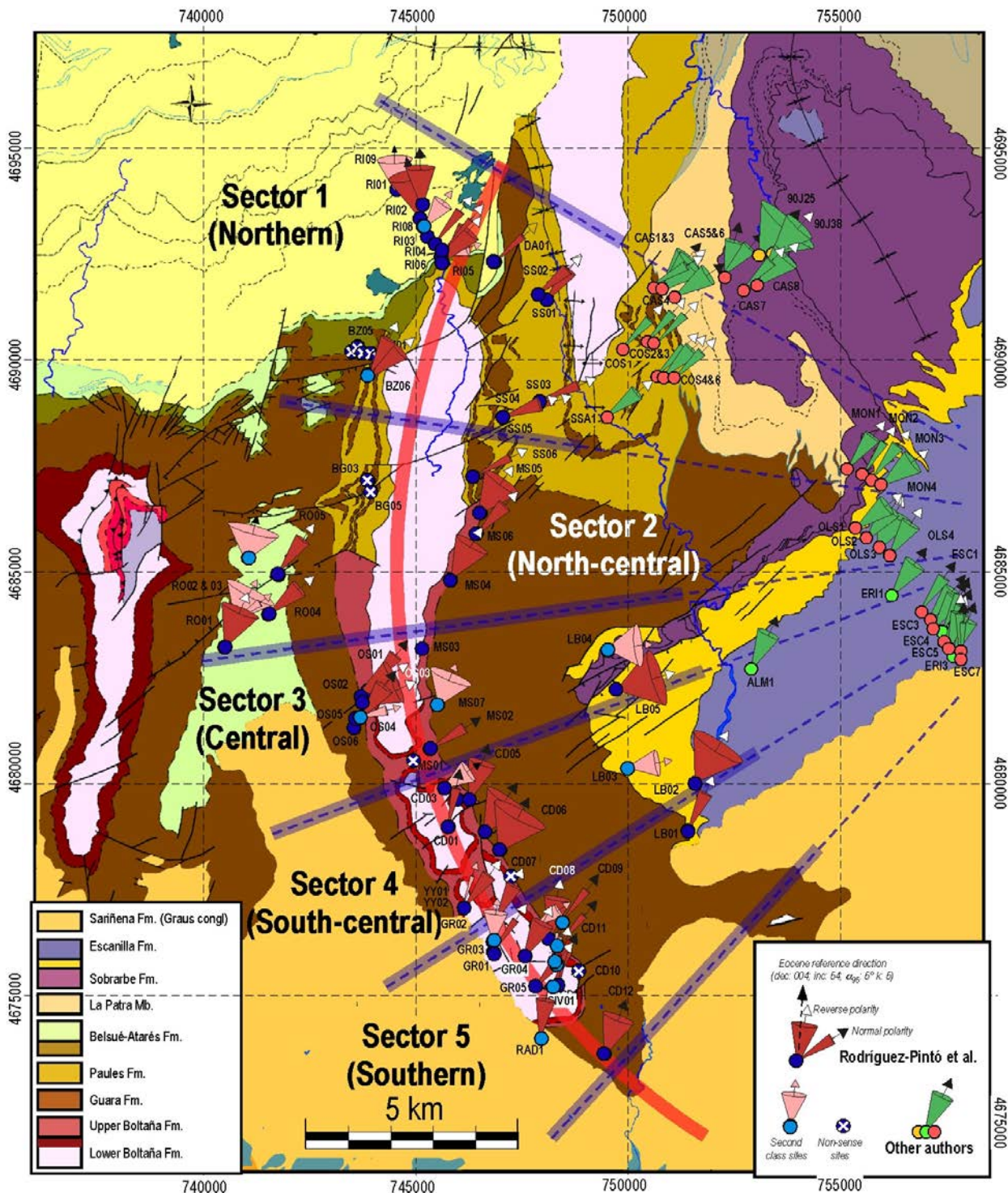


Figure 5: Vertical axis rotation deduced in the Balzes anticline. The axis of each cone represents the VAR and its semi-apical angle is the confidence cone (α_{95}). A portion of arc (red line) has been fitted to the fold axis. Several radii of this arc, all of them converging in the same point) has helped us to split the data in different pseudo-homogeneous sectors (between 12 and 17° of semi-arc). Data from other author are also displayed (but not considered in curvature calculations).

Discussion

In this section we firstly display a reprocessing of the paleomagnetic vectors considering their structural location (i.e. the relative location respect to the fold curvature). This way of processing will help us to analyze the nature of the fold bending in relation to the rotations detected by paleomagnetic methods. Secondly we will establish and discuss an age model to obtain a deeper knowledge on the kinematics of the rotational movement.

Definition of sectors

The Balzes anticline has been divided in five sectors. A curved trace of the axial plane of the fold was drawn on the map following the outcrop of the fold hinge. Then, we obtained a set of lines perpendicular to the strike of the axial plane in different fold positions, which converge to a common point located to the East, not far from the Buil syncline axis and from the Escanilla section (Bentham, 1992; Mochales, 2011).

This geometrical frame allows for five portions (semiarches of 12° to 17°) to be defined. However, the small number of good-quality sites, the slightly larger scattering observed and, more important, the little variation in trend of the fold axis in sectors 2 and 3 (North-Central and Central respectively) have forced us to merge both sectors in one.

Bending analysis and rotation magnitudes

Sector means are characterized by very narrow confidence cones (all $>10^\circ$ except sector 4 [10.4]) and reliable concentration parameters ($k > 20$ except sector 2+3 [18.3]). The northern sector (1) merits special attention. There, the normal and reverse polarities display more than 50° of relative rotation between sites, an issue related to the rotational chronology, as it will be shown later.

In any case, the mean directions obtained in the remaining sectors are antiparallel. Besides, the mean inclinations after bedding correction are consistent throughout the anticline. However, a small inclination error ($\approx 10^\circ$) seems to affect our dataset, a fact that has been usually observed in the Southern Pyrenees (Pueyo et al., 2002, Mochales et al., 2012a; Oliva et al., 2012b). Finally, a progressive decreasing pattern is observed from the northern parts of the anticline to the southern ones: in total, more than 25° degrees of relative and significant rotation between them.

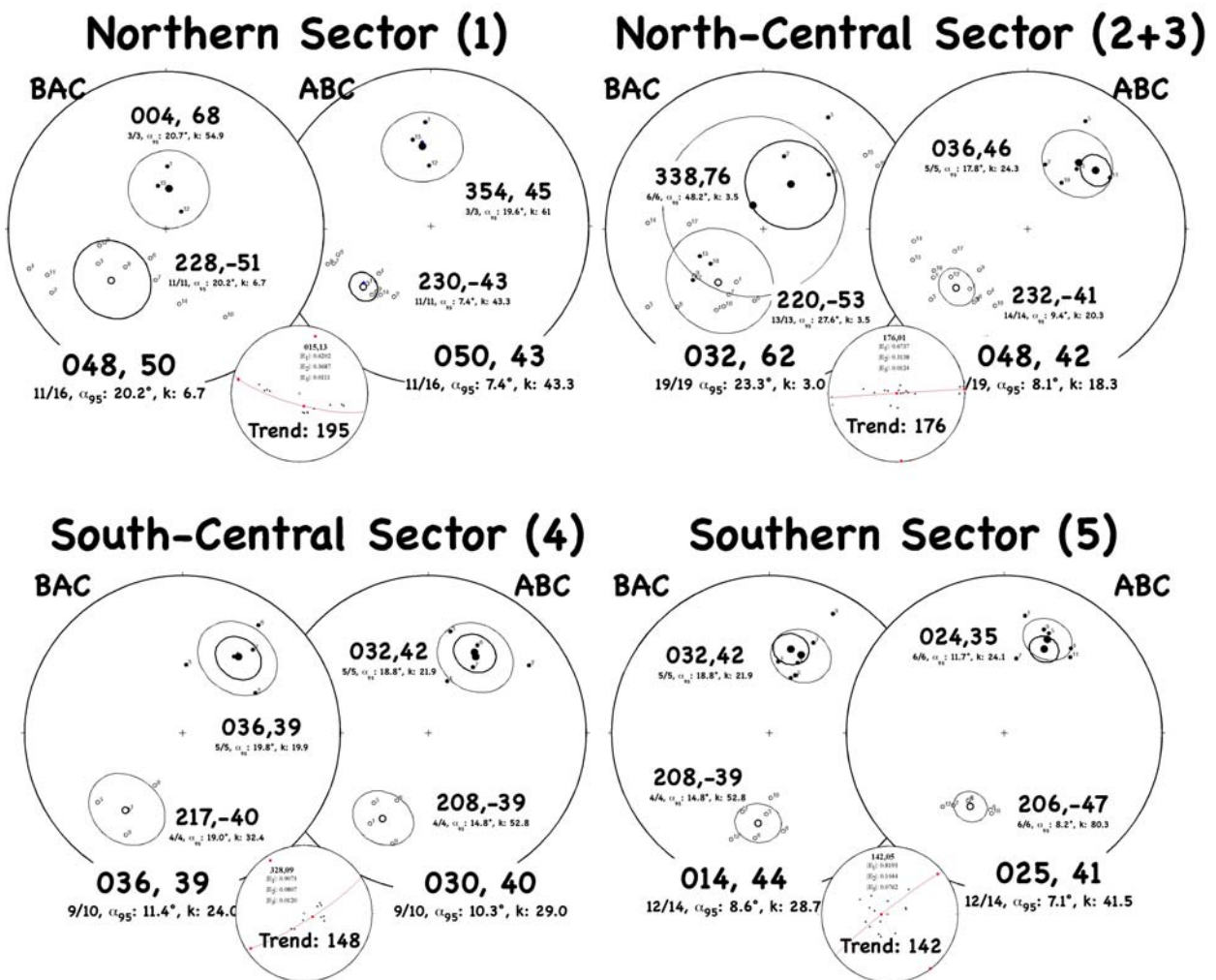


Figure 6: Paleomagnetic rotations in different sectors of the Balzes anticline. Site means are projected before (BAC) and after (ABC) bedding correction. Normal and reverse polarities are treated separately and a global mean for every sector is only referred to the lower hemisphere. Fold axes trends are also displayed.

These differences are related to the fold curvature. We have built a strike vs. VAR diagram. This plot is the equivalent at the fold scale of the “oroclinal diagram” by Elredge et al. (1982). We have fitted the fold axis for every sector to obtain the mean trend, which has been arbitrarily referred always to the southern part of the stereoplot. Fold axes vary from 195° in the northern part (N-NNE to S-SSW) to 142° in the southern one (NW-SE), giving more than 50° of observed bending.

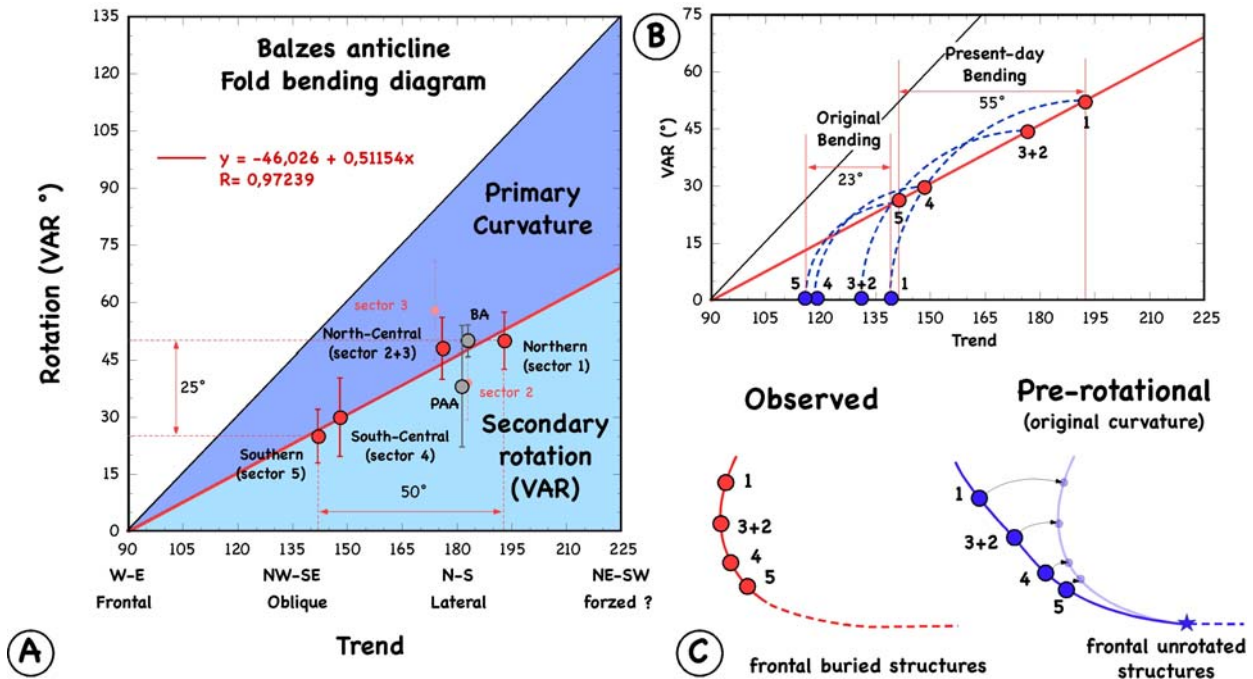


Figure 7: Balzes curvature. A) Bending diagram in the anticline, data from Boltaña (BA) and from Pico del Aguila (PAA) anticlines are also shown. B) Restoration of fold axis trend to its pre-rotational position. C) Simple map-view sketch of the anticline fols axis before and after the vertical axis rotation.

This diagram (Fig. 7a) allows for several observations to be established: 1) The curvature displayed by the Balzes anticline in map-view is a combination between a primary curvature (related to the thrust geometry before any VAR) and a secondary one related to the thrust rotational activity; 25° of VAR are related to 50° of fold axis bending. 2) This relation follows a well-defined regression; $VAR = -46 + 0,511 \cdot TREND$ ($R = 0.9724$), that could be used to infer the expected VAR in other positions. 3) The data from Balzes anticline (Fig. 7a) are consistent with those obtained in Boltaña (Mochales et al., 2012a) and Pico del Aguila anticlines (Pueyo et al., 2002), although in these cases, the VAR/TREND ratio was only determined in very localized structural positions (i.e. N-S trends). 4) The frontal structures can be deduced for the locations where VAR is null; this exactly corresponds to the E-W trending structures.

Moreover, these geometrical relations allow us for the original configuration of the anticline to be reconstructed (Fig. 7b). We have restored in map-view the present-day fold axis (sector by sector) to the pre-rotational configuration. After subtracting the VAR, only 23° of primary bending remain in the Balzes anticline. This original curvature must be related to the initial geometry of the imbricate thrust system and must be controlled by other factors; sedimentary thickness (and its lateral variations), fold wavelength, mechanical properties in response to the primary shortening direction, etc... In this sense, this pre-rotational configuration is more coherent with

the expected Pyrenean regional shortening direction (N-NNE) since the post-rotational and present-day architecture is far from being compatible with those boundary conditions (Martínez-Peña et al., 1995; Liesa, 2000).

Folding kinematics.

The excellent exposure of the syntectonic rocks in the western flank of the Balzes anticline has allowed the folding ages to be established (Millán et al., 2000; Barnolas and Gil-Peña, 2001). The Santa Marina de Bagüeste progressive unconformity affects the upper part of the Guara Formation (Fig. 8). This unconformity is observable in the landscape and readily detected by the sharp change in the bedding dip (Fig. 8b) in the upper part of the section (syn-folding) in contrast to the lower part (< 400m) of the section that remains constant (pre-folding). Unfortunately, the magnetostratigraphic profile performed in Santa Marina is not reliable because of an overlapping with a younger paleomagnetic component (Rodríguez-Pintó et al., 2012a).

This problem seems to be limited to the limestones in this portion of the anticline and it is clearly identified by meaningless declination and inclination values and therefore, can be quickly removed from our dataset. In any case, the magnetostratigraphy performed in the Isuela section, 20 km to the west (Rodríguez-Pintó et al., 2012b) has allowed the dating of the Guara section to be established. The correlation of facies tentatively permits the age of the unconformity to be bounded around Middle and Late Lutetian times.

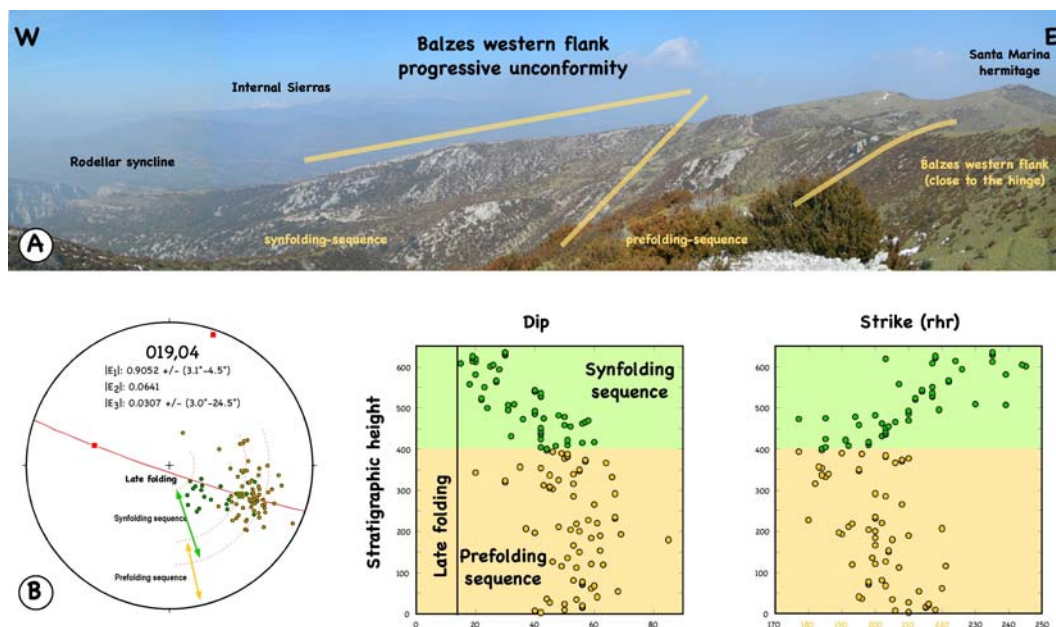


Figure 8. Folding kinematics. A) The Santa Marina Lutetian progressive unconformity picture nearby Santa María de Bagüeste hermitage. B) Stereoplot of bedding poles. Strike and Dip versus stratigraphic height are also displayed.

Rotational kinematics.

Dating of the rotational movement of the Balzes anticline is one of the main objectives of this work. Detailed rotation ages in the Southwestern Pyrenean front have been firstly achieved in the Pico del Aguila (Pueyo et al., 2002; Rodríguez-Pintó et al., 2008) and in the Boltaña (Mochales et al., 2012a) anticlines. Surprisingly, and despite previous interpretations (Pueyo et al., 1999) that proposed progressively younger ages in the western structures, the rotation age in this large portion of the thrust front is coeval during Bartonian-Priabonian times. We have the opportunity to double-check the consistency of this rotational event, independently of the cause of this short and limited lateral gradient of shortening affecting the South Pyrenean sole thrust. The Balzes anticline fulfills all necessary requirements:

- 1) Excellent outcropping conditions including a continuous, thick and long stratigraphic sequence from Ypresian to Priabonian times.

- 2) Magnetostratigraphic studies in this pile; the Arguis-Monrepós section (Fig. 9), located in the Pico del Aguila anticline (Hogan, 1993; Hogan and Burbank, 1996), has been recently revisited (Kodama et al., 2010), refined in its lower part (Rodríguez-Pintó et al., 2012b) and partially reinterpreted (Costa et al., 2009).

- 3) A discrete section on the northern part of the structure (Rio Isuala) cuts the expected synrotational sequence (Lutetian to Priabonian) according to closer data from the Boltaña anticline (Mochales et al., 2012a). This Isuala section records the maximum values of rotation of the Balzes anticline (sector 1). There, nine paleomagnetic sites (RI-) located in the Lutetian-Bartonian-Priabonian interval have been studied in this work. Besides, seven closer sites from Lutetian marls in the eastern flank of the anticline (DA01 and SS-) can be also taken into account.

- 4) The detailed cartographic work in the region (Puigdefàbregas, 1975; Montes, 2002) allows for reliable stratigraphic correlations to be established between the two areas.

- 5) Eleven additional paleomagnetic sites (US- and NT- sites by Pueyo et al., 2003) located between the chronostratigraphic section (Arguis-Monrepós) and the Isuala section that can be used to reinforce the magnetic correlation.

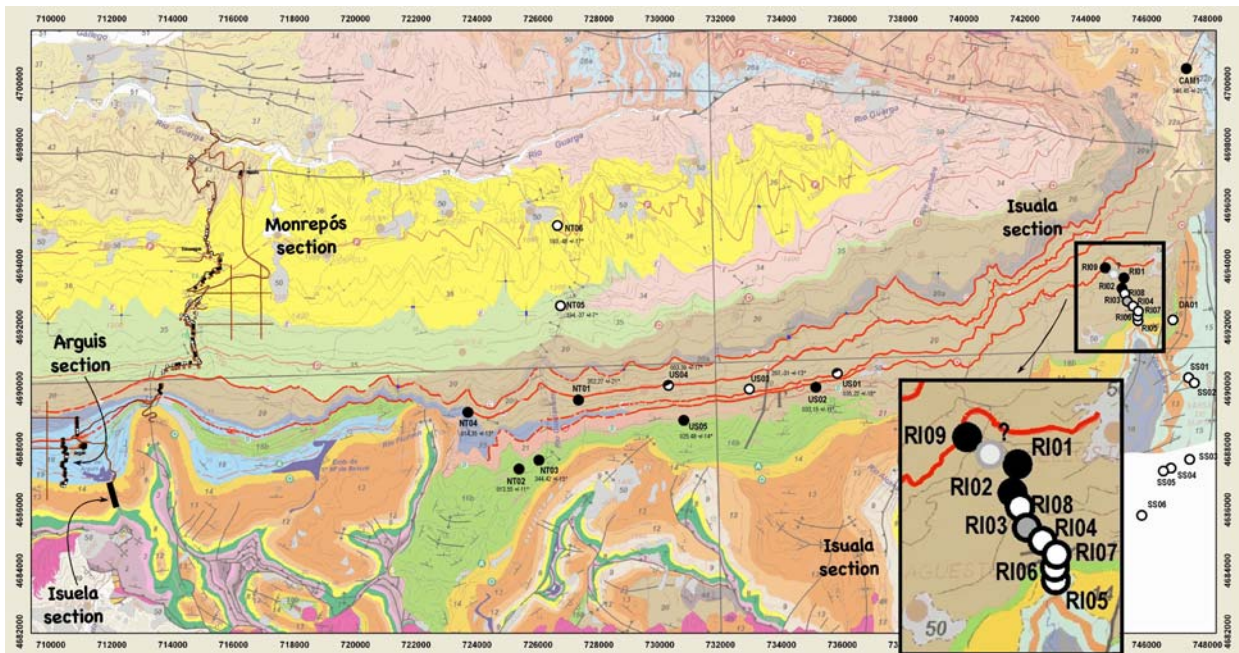


Figure 9: Geological map of the Eastern Jaca Basin (Montes, 2002) displaying the paleomagnetic data used to build and age model in the Northern sector of the Balzes anticline. Georeferenced magnetostratigraphic profiles from the Isuela-Arguis-Monrepós sections in the vicinity of the Pico del Aguila anticline are correlated to the Isuala eastern section using reference characteristic stratigraphic levels (Montes, 2002). Magnetic polarity of individual sites is also displayed to help in the correlation. UTM coordinates 30T zone, ED50 (see also high resolution map in on-line supplementary material).

The Arguis-Monrepós section is key for building up an age model to constrain the rotation velocity of the Balzes anticline. The section includes 3700 m and starts just at the top of the Guara limestones, crosses the Arguis (1.000 m) and Belsué-Atarés deltaic formation (175 m) and reaches the top of the Campodarbe fluvial deposits at that position (2500 m). 121 different stratigraphic levels were studied. The Arguis section has been recently revisited by Kodama et al. (2010) to improve the resolution of the Bartonian magnetozones. Besides, the Guara formation has been entirely recalibrated by Rodríguez-Pintó et al. (2012b) in the Isuela section (520 m). Costa et al. (2009) have modified the assignation of the Belsué top considering long sections from the eastern foreland basin that suggest a synchronous closure of the marine gateway during the middle Priabonian .

The top of Guara Fm. (N3 local zone) correlates with top of C19n (Lutetian/Bartonian boundary). The Arguis marls (R4 to N8) span along the Bartonian and part of the Priabonian (C18 to C16n1n). The top of the Belsué-Atarés (N8) was re-assigned to the top of C16n1n by Costa et al. (2010). N10 at the base of Campodarbe Fm. correlates with C15n, and N11 with C13n (Fig. 10). Two mapped beds (namely “0” and “C”) described by Montes (2002) and can be also found in Puigdefàbregas (1975) fall within the Arguis-Monrepós section and have been tracked to the eastern part of the Jaca molasse basin (where the Isuala section is located). Therefore, this

correlation, together with the polarity of sites studied in this work, permits to assign absolute ages to the Balzes paleomagnetic sites.

The sites located in mudstones in the lower part of the section in the eastern flank of the Balzes anticline (SS- sites) must belong to the C20r chron (according to the chronostratigraphic frame in the Coscollar section [Ainsa Basin] by Mochales et al., 2012b). The RI05 site, located 50 m below the top of the Guara Fm. in the Isuala section must correlate to C19r if the Isuala dating is considered. RI03-04 and RI05-06, all reverse and drilled within the deltaic rocks would be included in this same chron (C19r). RI03, with ambiguous polarity (partly normal and partly reverse) must be close to C19n, then RI01-02 and RI08-09 (Campodarbe) are located in Bartonian rocks (chron C18 and C17). In fact, site RI09 (the uppermost one in the Isuala section) is located close to level “0” of Montes (2002). This older age for the eastern sector of the Campodarbe Fm. was already suggested by Puigdefàbregas (1975). US01 and US03, NT01 and CAM1 (Pueyo et al., 2003) must fall within the lower part of C16 chron, while NT05 and NT06 (the youngest sites) would correspond to C13r and C12r respectively, according to the Monrepós section (Hogan and Burbank, 1996).

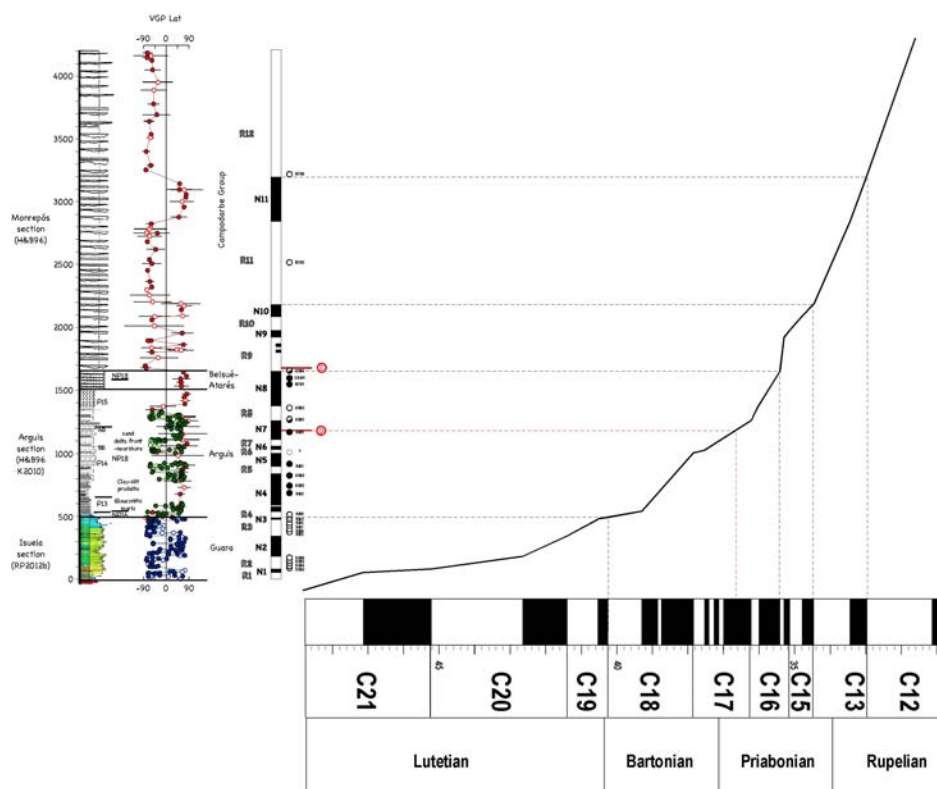


Figure 10: Age model. Correlation between local magnetostratigraphic sections (Rodríguez-Pintó et al., 2012b [RP, blue dots]; Kodama et al., 2010 [K, green dots] and Hogan & Burbank, 1996 [H&B, red dots]) and the Geological Time Scale (Gradstein et al., 2004). All considered paleomagnetic sites (circles indicating the polarity) as well as stratigraphic markers (red lines) are accurately located in the section.

The correlation (Fig. 10) between the local zones and the Geological Time Scale (Gradstein et al., 2004), allows for an absolute age to be assigned to every site (constant accumulation rates have been assumed within chrons) and indicates a significant increase in sedimentation velocity during foreland basin evolution. The evolution of the magnitude of rotation along 12 Ma (Lutetian to Rupelian times) can be, therefore, be obtained and rapidly visualized (Fig. 11a).

Although a bit noisy, a clearly decreasing trend in rotation magnitude can be inferred; the average rotation velocity for the whole Balzes anticline is $9.3^\circ/\text{Ma}$ ($R= 0,91$). It is worth mentioning that sites beyond the western limb of the anticline (US- and NT- by Pueyo et al., 2003) seem to follow a similar, also noisy, but younger evolution in their rotational trend and have not been considered to keep the structural coherence. In order to obtain a clearer image of the rotation and following previous works in the Pico del Aguila and Boltaña anticlines, we have smoothed the raw data by averaging the rotation value in wider time windows. The fisherian means obtained with a running (1 Ma step) window (2.5 Ma), although still noisy in some periods, have yielded a clearer image (Fig. 11b) of the rotational history.

The scarce and scattered information during Early and Middle Lutetian times prevents to accurately know the onset of rotation. Besides, an additional reason has to be also considered; the older and higher rotation values were obtained in the eastern flank and not from the hinge (Isuala section) of the anticline. A deeper paleomagnetic exploration should tackle this issue in future studies. In any case, the main rotational event starts in Late Lutetian (42 M.a. onwards) and seems to finish at the top of the Bartonian (≈ 38 M.a.) during this period up to $13^\circ/\text{M.a.}$ could be accommodated by the underneath thrust sheet. This velocity is not far from those deduced in Boltaña ($2.3\text{-}10^\circ/\text{Ma}$; Mochales et al., 2012a) and in Pico del Aguila ($2\text{-}7^\circ/\text{Ma}$; Pueyo et al., 2002 and Rodríguez-Pintó et al., 2008).

Rotation ages are also consistent with the regional data (Fig. 11c); maximum rotation rates took place during middle Lutetian and, specially, throughout Bartonian times in the Balzes anticline coeval with the slow rotation during Lutetian and the quick rate during Bartonian-Priabonian times found in the Boltaña anticline. The Pico del Aguila rotational movement seems to be more constrained to the Bartonian-Priabonian period. All these data clearly contradict the progressive model proposed by Pueyo et al. (1999) who, according to the deformation ages, considered older ages (Lutetian) for the rotational movements of the Boltaña and Balzes anticlines, that would be definitely over before Bartonian times. The new data presented in this work support a diachronous model in which the age of folding and thrusting varies along-strike in the southern Pyrenean front (Millán et al., 2000).

In particular, if the three above-mentioned structures are considered together, a distinct pattern can be established. The time interval between the onset and

cessation of folding almost reaches 10 M.a.; besides, a clearly younger trend (blue line in figure 11d) shows differences of more than 7 M.a. between the Boltaña (easternmost) and the Pico del Aguila (westernmost).

Conversely, the rotational activity is more confined to a limited time span (grey zone in figure 11c and figure 11d), between Bartonian and Early Priabonian times (≈ 4 Ma). Of particular interest is the difference in rotation age between the Boltaña and Balzes anticlines, since they are included in adjacent thrust sheets. The more recent age of the Boltaña rotation, in spite of being located in the same thrust sheet makes it necessary to invoke some other structures with differential displacement between the two anticlines (i.e. Olsón anticline), and a reverse, hangingwall thrust sequence within the Balzes-Boltaña thrust sheet. This is in contradiction with previous data (Mochales et al., 2011) that point to a relatively late general rotation of the Boltaña anticline driven by the movement the Tozal-Alcanadre thrust sheet.

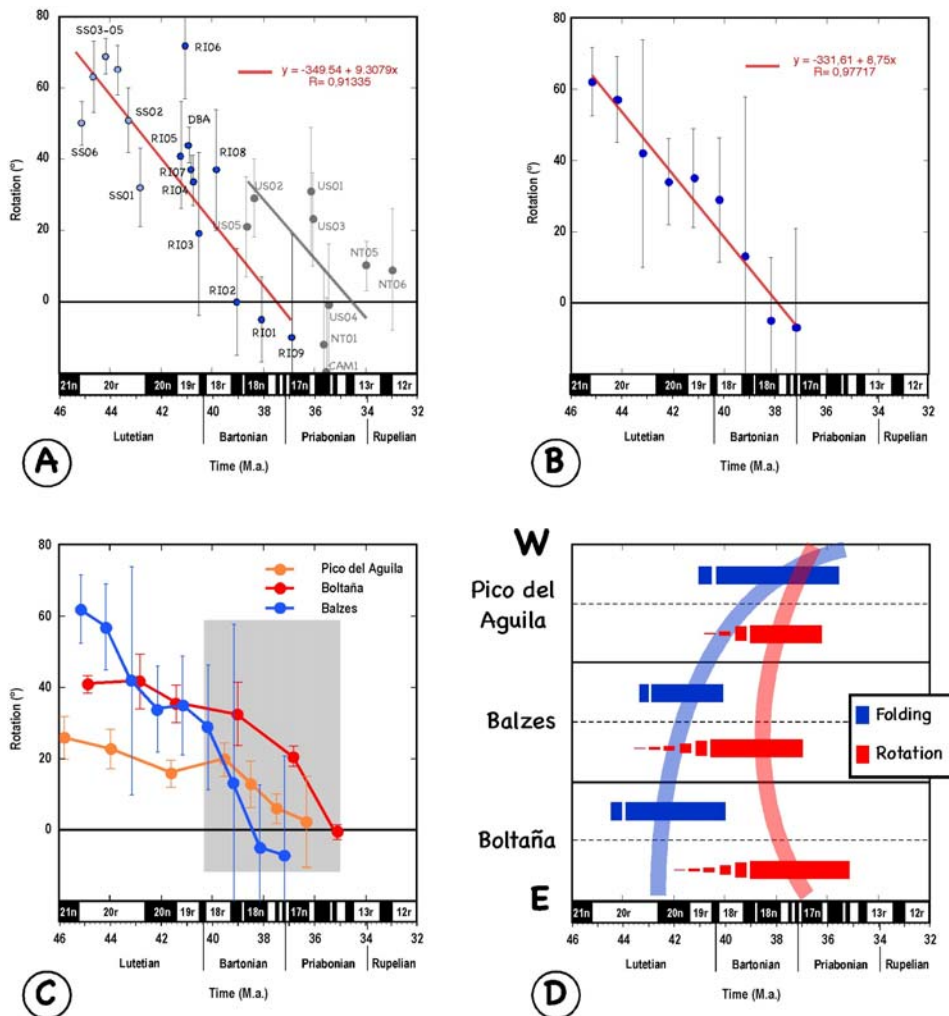


Figure 11: Rotation velocity in the Balzes anticline. A) Paleomagnetic rotations derived from individual sites (according to the proposed age model). Error bars are the α_{95} confidence cones. B) Mean (robust) values obtained for discrete temporal gaps (2-3 Ma) and comparison with data from the Pico del Aguila and Boltaña anticlines.

Possible solutions are to consider (i) that part of the rotation is linked to the internal deformation of thrust sheets; (ii) that the geometry of the imbricated thrust system does not actually corresponds to a superimposition but a juxtaposition of thrust sheets thus allowing for rotational movements between them; (iii) possible reversals or diachronous movements in the thrust sequence that would not necessarily define a piggyback sequence, as data in other sectors of the South Pyrenean Zone seem to suggest (Millán et al., 2000).

All these observations point to a new hypothesis; although rotation and folding could be intrinsically related (as it could be the case in Pico del Aguila), the rotational activity of thrust fronts probably responds to an independent deformation mechanism not strictly related to folding but to the kinematics of thrust sheets. The new data shown in this work seem to indicate that there was a period during which a regional-scale along-strike gradient of shortening was more intense and complex relationships between the different thrust sheets, involving changes in the thrust sequences occurred. This is likely related to the movement of basement thrust sheets, which involve larger portions of rock volumes in comparison with relatively thin, cover thrust systems that are smaller and more sensitive to border effects (nucleation of new sheets in imbricates, adaptation to previous anisotropies, etc.).

Conclusions

The combined paleomagnetic and structural analysis on fold curvature carried out in the Balzes anticline together with the study of syntectonic Eocene materials has yielded the following conclusions:

- The attitude of bedding planes all along the structure indicates a variation of more than 50° in the trend of the fold axis between its northern (N015E) and its southern portions (N322W).

- The paleomagnetic results obtained from 51 new sites plus 23 previous ones (more than 1.100 demagnetized samples) are somewhat noisy and only half of the total dataset was reliable enough to proceed with further interpretation of the data. Apart from a viscous low-temperature component, the ChRM is a single component that addresses the origin, displays two polarities and passes the fold test. These directions unblocked up to 420°C and 575°C some at 675°C, attesting for magnetite (85%) and hematite (15%) as the main carriers of the magnetization.

- Comparison with the Eocene reference reveals very variable clockwise rotations (from 0° up to > 80°) at individual sites. Robust rotation magnitudes (between 50° and 25° CW) defined in four different sectors along the anticline characterizes 25° (+/- 7°) differential rotation between the ends of the fold.

- This variability is related to the fold location and a clear relation between the rotation and the fold axis trend has been defined: $VAR = -46^\circ + 0,511 * TREND$ [R = 0.9724]. This relation reveals the origin of the fold curvature (primary and secondary) and the original (primary) curvature of this thrust sheet has been reconstructed being coherent with the regional N-S compression field.

- The exceptional chronologic frame based on previous magnetostratigraphic sections in the region has allowed for a reasonable age model to be obtained. This model allows dating both, the folding (Middle-Upper Lutetian) and the rotation (Lutetian-Bartonian) of the structure.

- Finally, the rotation velocity observed in the Balzes is 5.2°/M.a. Although a bit noisy, it is comparable to other Southern Pyrenean structures (between 2 and 10°/Ma.)

Acknowledgements:

This work was financed with the project Pmag3Drest (CGL2009-14214 MICINN) and 3DR3 (PI165/09 Gob. Aragón). We are very grateful to J. J. Villalain (Universidad de Burgos) for his support in the laboratory. Special thanks are given to Sergio and Miguel Arruej, Inmaculada Gil-Peña for their help in the field. Stereoplots were done using "Stereonet" program (6.3.3) by Richard Allmendinger. We thank the warm hospitality over these years by Anselmo and Casa Labata in Adahuesca.

References

- Allerton, S., 1998. Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts: Tectonophysics. 299; 1-3, 15-30.
- Anastasio, D. J.; Holl, J. E., 2001. Transverse fold evolution in the External Sierra, southern Pyrenees, Spain. Journal of Structural Geology 23; 379-392.
- Antolin, B.; Appel, E.; Gloaguen, R.; Dunkl, I.; Ding L.; Montomoli, C.; Liebke, U.; Xu Q., 2010. Paleomagnetic evidence for clockwise rotation and tilting in the eastern Tethyan Himalaya (SE Tibet); implications for the Miocene tectonic evolution of the NE Himalaya. Tectonophysics, 493 (1-2) 172-186.
- Barke, R.; Lamb, S.; MacNiocaill, C., 2007. Late Cenozoic bending of the Bolivian Andes: New paleomagnetic and kinematic constraints. Journal of Geophysical Research, 112, B01101,
- Barnolas, A. and I. Gil Peña. 2001. Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno". Geotemas, vol. 2, pág. 37-41.

- Barnolas, A., J.M. Samsó, A. Teixell, J. Tosquella y M. Zamorano. 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. Libro-Guía Excursión nº 1, I Congreso Español del Terciario (Univ. Barcelona ed.)(ISBN: 84-7602-606-4). 1-123.
- Barnolas, A.; Samsó J.M^a; Malagón, J.; Gil-Peña, I.; Montes, M. y Rico, M. (in press).- Mapa geológico y memoria de la Hoja nº 249, Alquezar, del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- Bentham, P. A., 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Bentham, P and Burbank, D.W., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. In: Tertiary basins of Spain. Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. Cambridge Univ. Press, pp. 144-152.
- Cámara, P., Klimowitz, J., 1985, Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). Estudios geológicos, 41, 391–404.
- Casas, A. M.; Pardo, G., 2004. Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Oloron. In: Itinerarios geológicos por Aragón (Edited by Colombo, F.; Liesa, C. L.; Meléndez, G.; Pocovi, A.; Sancho, C.; Soria A. R.), Geo Guías (Sociedad Geológica de España), 1, 63-96 (ISBN: 84-930160-2-0).
- De Federico, A., 1981. La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Ainsa. Publ. de Geología, Univ. de Barcelona, 12. 271 pp.
- Dinarès-Turell, J., 1992, Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 462 pp.
- Duermeijer, C.E.; Nyst, M.; Meijer, P. Th.; Langereis, C.G.; Spakman, W., 2000. Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS 176 (3–4) 509–525.
- Elredge, S.; Bachtadse, V.; Van der Voo, R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. Tectonophysics, 119, 153-179.
- Fernández-Bellón, O., 2004. Reconstruction of geological structures in 3D. An example from the Southern Pyrenees. Ph.D Thesis. Universitat de Barcelona. 321 p.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbués, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa Basin, Pyrenees, Spain). American Association of Petroleum Geologists Bulletin 88(8), 1049–1068.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. London, Ser. A, 217, 295 – 305.
- Gil, J. A. ; Jurado, M. J., 1998. Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro–Balaguer anticline, southern Pyrenees. Tectonophysics 293; 3-4, 141-155.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G. and Smith, A.G., 2004. Chronostratigraphy: linking time and rock. A geologic Time Scale. Cambridge University press, Cambridge, 589 p.
- Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; an example from the Jura arc. J. Struct. Geol. 21, 1089-1101.
- Hnat, J.S.; van der Pluijm, B.A.; Van der Voo, R.; Thomas, W.A., 2008 et al., Differential displacement and rotation in thrust fronts: A magnetic, calcite twinning and palinspastic study of the Jones Valley thrust, Alabama, US Appalachians. Journal of Structural Geology, 30 (6) 725-738.
- Hnat, J.S.; van der Pluijm, B.A.; Van der Voo, R., 2009. Remagnetization in the Tennessee Salient, Southern Appalachians, USA; constraints on the timing of deformation. Tectonophysics, 474 (3-4) 709-722.
- Hogan, P.J. 1993. Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain. Unpublished PhD thesis, University of Southern California. 219 pp.

- Hogan, P. J. and Burbank D.W., 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. In: Tertiary basins of Spain. Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. Cambridge Univ. Press.
- Holl, J. E.; Anastasio, D. J., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. *Geology (Boulder)*. 21; 3, Pages 271-274.
- Holl, J. E.; Anastasio, D. J., 1995. Kinematics around a large-scale oblique ramp, southern Pyrenees, Spain. *Tectonics*. 14; 6, Pages 1368-1379.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 62, p. 699–718.
- Lanaja, J. M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. (Inst.Geol.Mine.España Ed.). 465 pp., 17 mapas.
- Liesa, C.L., 2000. Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Iberica y el NE peninsular. Unpublished Ph.D. Thesis. University of Zaragoza.
- López, M. A. ; C. Oliván, B. Oliva, E. L. Pueyo and the GeoKin3DPyr working group (2008). Pyrenean Paleomagnetic databases. *Geotemas* 10, 1219 – 1222.
- Luzón, A, 2005. Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology* 177, 19–39
- Martínez Peña, M.B. (1991): La estructura del límite occidental de la unidad surpirenaica central. Unpublished PhD Thesis. Universidad de Zaragoza. 380 pp.
- Martínez Peña, B.; Casas, A. y Millán, H. (1995): Palaeostress associated with thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain. *Journal of the Geological Society*, 152: 353-364.
- Martínez-Peña, M.B., Casas-Sainz A.M., 2003. Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (Southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 92: 99-113.
- Marton, E.; Zampieri, D.; Kazmer, M.; Dunkl, I.; Frisch, W., 2011. New Paleocene-Eocene paleomagnetic results from the foreland of the Southern Alps confirm decoupling of stable Adria from the African Plate. *Tectonophysics*, 504 (1-4) 89-99.
- Mattei M., Petrocelli V., Lacava D., Schiattarella M., 2004. Geodynamic implications of Pleistocene ultra-rapid vertical-axis rotations in the Southern Apennine (Italy). *Geology*, 32 (9); 789–792.
- Mattei, M.; Cifelli, F.; D'Agostino, N., 2007. The evolution of the Calabrian Arc; evidence from paleomagnetic and GPS observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 263 (3-4) 259-274.
- McCaig, A. M., McClelland, E., 1992. Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. In: *Thrust Tectonics*, (Ed. by K.R. McClay), pp. 209-216, Chapman y Hall Eds., London. 447 pp.
- McElroy, R. (1990): Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain. Unpublished PhD thesis, University of Cambridge. 175 pp.
- Maffione, M.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Rossello, E., 2010. Paleomagnetic evidence for a pre-early Eocene (nearly equal 50 Ma) bending of the Patagonian orocline (Tierra del Fuego, Argentina); paleogeographic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 289 (1-2)273-286.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes; a review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. In: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. Edited by: McClay, Ken R. AAPG Memoir, vol.82, pp.131-156, 2004
- Marshak, S., M.S. Wilkerson, and A.T. Hsui (1992), Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models, in *Thrust Tectonics*, edited by K.R. McClay, pp. 83-93, Chapman & Hall, London.
- Millán, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 330 pp.

- Millán, H., E.L. Pueyo, M. Aurell, A. Luzón, B. Oliva, M.B. Martínez-Peña, and A. Pocoví, 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central, *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 279-300.
- Mochales, T. (2011). Chronostratigraphy, vertical-axis rotations and AMS of the Boltaña anticline (Southern Pyrenees); kinematic implications. Unpublished PhD Thesis. University of Zaragoza, 222 pp.
- Mochales, T.; Casas, A.M.; Pueyo, E. L.; Barnolas, A. (2012a) Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 35, 2-16. doi:10.1016/j.jsg.2011.11.009
- Mochales, T.; Barnolas, A.; Pueyo, E. L.; Casas, A.M.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; J. Ramajo. (2012b) Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). *Geological Society of American Bulletin*, 124 (7-8), 1229-1250.
- Montes, M. J. (2002). Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga). Unpublished PhD Thesis Universitat de Barcelona. 365 pp.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: *Thrust Tectonic* (Ed. by K.R. McClay. 235-246.
- Norris, D.K. and Black, R.F., 1961. Application of palaeomagnetism to thrust mechanics. *Nature* (London). 192; 4806, Pages 933-935.
- Oliva-Urcia, B. and Pueyo, E.L., 2007. Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the Southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 105-118.
- Oliva-Urcia, B.; Casas, A.M.; Pueyo, E. L.; Román-Berdiel, T. , Geissman, J.W. (2010) Paleomagnetic evidence for dextral strike-slip motion in the Pyrenees during the Alpine convergence (Mauléon basin, France). *Tectonophysics*, 494; 165 - 179
- Oliva-Urcia, B.; Casas, A. M.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A. (2012) Structural and paleomagnetic evidence for non-rotational kinematics in the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees). *Geologica Acta*, 10 (1), 1-22.
- Parés, J. M., Dinarès, J., 1993. Magnetic fabric in two sedimentary rock types from the Southern Pyrenees. *J. Geomag. Geoelectr.* 45, 193–205.
- Poblet, J & Lisle, R., 2011. Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. In: Poblet, J. and Lisle, R. (eds.): *Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts*. Geological Society Special Publication, 349: 1-24. ISBN: 978-1-86239-320-2
- Poblet, J.; Muñoz, J. A.; Travé, A.; Serra-Kiel, J., 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry; application to the Mediano Anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of America Bulletin*. 110; 1, Pages 111-125.
- Pueyo, E.L., 2000. Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). Unpublished PhD Thesis. Universidad de Zaragoza. 296 pp.
- Pueyo, E. L., 2010. Evaluating the paleomagnetic reliability in folds and thrust belt studies. *YORSGET '08*, Edited by Marcos, A. and Poblet, J.; . *Trabajos de Geología* 30 (1); 145 -154.
- Pueyo, E.L.; H. Millán; A. Pocoví and J. M. Parés, 1999. Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas: Datos magnetotectónicos. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (3-4), 119-138.
- Pueyo, E.L., H. Millán, and A. Pocoví, 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees), *Sedimentary Geology*, 146, 191-208, doi: 10.1016/S0037-0738(01)00172-5.
- Pueyo, E.L., Pocoví, A., Parés, J.M., Millán, H., Larrasoaña, J.C., 2003. Thrust ramp geometry and spurious rotations of paleomagnetic vectors. *Studia Geophys. Geod.*, 47 (2), 331-357.

- Pueyo, E. L.; Mauritsch, H. J.; Gawlick, H. J.; Scholger, R.; Frisch, W., 2007. New evidence for block and thrust sheet rotations in the central Northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. *Tectonics*, 26 (5) TC5011.
- Puigdefàbregas, C. ,1975, La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos* 104, 1–188.
- Ramón, M. J.; E. L. Pueyo, 2008. Cálculo de direcciones y planos virtuales paleomagnéticas: ejemplos y comparación con otros métodos. *Geotemas*, 10, 1203 - 1206
- Ramón, M.J.; Pueyo, E. L.; Briz, J. L.; Pocoví, A.; Ciria, J. C.; (2012a) Flexural unfolding in 3D using paleomagnetic vectors. *Journal of Structural Geology*, 35; 28-39
- Ramón, M.J.; Pueyo E. L.; Oliva B. Larrasoaña, J. C. (2012b). A global and rapid approach to evaluate the NRM components. *Earth Science Informatics*.
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., 2008. Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental). *Geotemas*, 10, 1207 - 1210
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., 2010. Paleomagnetic analysis in the Balze anticline (Southern Pyrenees); Vertical-axis rotations and kinematic implications. *Trabajos de Geología*, 30 (1) 169 - 175
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Ramón, M. J.; Oliva-Urcia, B. (2012a) Structural control on overlapped paleomagnetic vectors: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. In press.
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; Barnolas, A.; Pocoví, A. (2012b). Lutetian chronostratigraphic calibration based on magnetostratigraphy and shallow benthic zones biostratigraphy at the Isuela section (Southern Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* doi: 10.1016/j.palaeo.2012.03.012
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Samsó, J. M., Pocoví, A., Gil-Peña, I., Mochales, T., Serra-Kiel, J. (2012c). Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees). *Geotemas* 14.
- Rodríguez -Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A. (2012d). The Upper Ypresian and Lutetian in San Pelegrin section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, In press.
- Roperch, P.; Carlotto, V.; Ruffet, G.; Fornari, M., 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, 30 (2) TC2010.
- Soto, R.; Casas, A. M., 2001. Geometría y cinemática de las estructuras Norte-Sur de la cuenca de Aínsa. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14 (3-4), 199-211.
- Soto, R.; Casas, A. M.; Storti, F.; Faccenna, C., 2002. Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics* 350; 215– 235.
- Soto R., Storti, F., Casas A.M. y Faccenna, C., 2003. Influence of along-strike pre-orogenic sedimentary tapering on the internal architecture of experimental thrust wedges. *Geological Magazine* 140(3), 253-264.
- Soto, R.; Casas-Sainz, A.M. ; Pueyo, E.L., 2006. Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 111 (B10), B10402-B10423
- Speranza, F.; Macri, P.; Rio, D.; Fornaciari, E.; Consolaro, C., 2011. Paleomagnetic evidence for a post-1.2 Ma disruption of the Calabria Terrane; consequences of slab breakoff on orogenic wedge tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (5-6) 925-933.
- Stamatakos, J., Hirt, A.M. y Lowrie, W. 1996. The age and timing in the central Appalachians from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*. 108 (7): 815-829.

- Sussman, A. J.; Chase, C. G.; Pueyo, E. L.; Mitra, G.; Weil, A. J. (in press) The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates.. *Lithosphere*
- Tauxe, L., 2009. *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press, La Jolla, California. Web Edition 1.0, pp.512.
- Tauxe, L.; Kylstr, N.; Constable, C., 1991. Bootstrap Statistics for Paleomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B7, Pp. 11,723-11,740.
- Tavani S, Storti F, Fernández O, Muñoz J.A. & Salvini F. 2006. 3-D deformation pattern análisis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28, 695-712.
- Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London*, 153, 301-310.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 3, 395-406.
- Van der Voo, R. (1990), The reliability of paleomagnetic data, *Tectonophysics*, 184, 1-9.
- Vidal-Royo, O., Hardy, S., Muñoz, J.A. 2011a. The roles of complex mechanical stratigraphy and syn-kinematic sedimentation in fold development: Insights from discrete-element modelling and application to the Pico del Aguila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). In: *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts* (Poblet, J. and Lisle, R.J.), Special Publication of the Geological Society of London, vol. 349, 45-60.
- Vidal-Royo, O., Cardozo, N., Muñoz, J., Hardy, S. and Maerten, L. 2011b. Multiple mechanisms driving detachment folding as deduced from 3D reconstruction and geomechanical restoration: The Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). *Basin Research* doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00525.x.
- Wawrzyniec, T. F.; Ault, A. K.; Geissman, J. W.; Erslev, E. A.; Fankhauser, S. D., 2007. Paleomagnetic dating of fault slip in the Southern Rocky Mountains, USA, and its importance to an integrated Laramide foreland strain field. *Geosphere*, 3 (1) 16-25.
- Weil, A.B., 2006. Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics*, 25, TC3012.
- Weil, A.B. and Sussman, A. J., 2004. Classification of curved orogens based on the timing relationships between structural development and vertical-axis rotations, in *Orogenic Curvature: Integrating Paleomag- netic and Structural Analyses*, edited by A. J. Sussman and A. B. Weil, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 383, 1–17.
- Weil, A.B.; Yonkee, A.; Sussman, A.J., 2010. Reconstructing the kinematic evolution of curved mountain belts; a paleomagnetic study of Triassic red beds from the Wyoming Salient, Sevier thrust belt, U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, no. 1-2, pp.3-23.
- Yonkee, A.; Weil, A.B., 2010. Quantifying vertical axis rotation in curved orogens: Correlating multiple data sets with a refined weighted least squares strike test. *Tectonics*, 29, TC3012
- Wilkerson, M.S.; Apotria, T.; Farid, T., 2002. Interpreting the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations; lateral/oblique ramps versus displacement gradients. *Journal of Structural Geology*, vol.24, no.4, pp.593-607.



Paleomagnetic analysis from the Balzes anticline (Southern Pyrenees): vertical-axis rotations and kinematics implications

A. RODRÍGUEZ-PINTÓ^{1*}, E. L. PUEYO², A. POCOVÍ¹ AND A. BARNOLAS²

¹*Geodinámica Interna. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Spain.*

²*Área de Estudios Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España, C/ Manuel Lasala, 44 - 50006 Zaragoza, Spain.*

*e-mail: adrianar@unizar.es

Abstract: The Balzes anticline is a complex structure outcropping in the eastern part of the External Sierras (southwestern Pyrenees). It is a representative oblique structure of this area, where many N-S trending anticlines are parallel to the main stretching direction. Paleomagnetic analyses allow a preliminary kinematics model to be proposed for this structure. Twelve paleomagnetic sites (mostly derived from magnetostratigraphic analysis) were sampled to calculate rotation magnitudes in both anticline limbs. A Characteristic paleomagnetic component, deduced from detailed TH and AF demagnetizations, unblocks up to 570 °C. Rotation ranges from 33° clockwise (CW) to 18° counterclockwise (CCW) are detected with a primary signal (with inclination error). This preliminary dataset permits us to propose a new geometric and kinematics model; the effect of the sedimentary wedge (decreasing southwards) together with E-W fold interference, a slow lateral transference of the deformation (rotation) and the low angle thrusting, generate a conical anticline in its northern part passing to a cylindrical structure southwards. This preliminary model will be improved by a denser network of paleomagnetic, seismic, structural and stratigraphic data, which will lead us to determine the geometry and kinematics of this anticline.

Keywords: Balzes anticline, External Sierras, Pyrenees, paleomagnetism, fold and thrust belts, conical fold.

1Geodinámica Interna. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Spain.

2Área de Estudios Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España, C/ Manuel Lasala, 44 - 50006 Zaragoza, Spain.

*e-mail: adrianar@unizar.es

The Balzes anticline is the south-easternmost structure of the External Sierras front in the Southern Pyrenees. Along with the Boltaña anticline, represent a set of important oblique structures between the Jaca and Ainsa basins being a key area of lateral transference of deformation (Fig. 1). The Balzes anticline grew up mostly during middle Eocene times (Millán, 1996; Barnolas & Gil-Peña, 2001), a key period in the configuration of the South Pyrenean marine basins.

Previous paleomagnetic and structural studies in the area show important clockwise rotations and the transference of deformation to the west direction (Millán et al., 2000; Fernández, 2004). Up to 50-70° clockwise rotations were found in Ypresian (Ilerdian-Cuisian) rocks in the Boltaña anticline (Dinarès, 1992; Fernández, 2004) and 45° in the lower and middle Lutetian slope deposits (Mochales et. al., 2008). Magnitudes of CW rotation about 15-20° in Upper Lutetian - Bartonian deltaic deposits of the eastern limb of Boltaña anticline (Bentham, 1993), and Bartonian deltaic deposits of the western limb display 40° of CW rotation (Pueyo, 2000).

The Balzes anticline remains unexplored from this point of view and represents an excellent case-study of oblique and curved structures. An exhaustive magnetostratigraphic study carried out in the syntectonic sedimentary rocks (Cuisian-Lutetian gap) has been developed (Rodríguez et al., 2007) aiming for: 1) an accurate timing of the deformation (folding and thrusting) in the area. 2) The quantification (and dating) of the rotation values. This work shows the rotational data acquired from the analysis of two long magnetostratigraphic profiles (more than 1.200 meters of pile) that have been regrouped in 11 sites (subsets), plus one additional site (more than 400 studied samples in total).

Geological Setting

The Balzes anticline together with the Boltaña anticline, represent the westernmost portion of the South Pyrenean Central Unit mostly built by E-W trending folds in its frontal structures (i.e. Sierras Marginales, Montsec). The stratigraphic pile involved in the BA is made of shallow marine platform limestones and marls (Ilerdian to Bartonian times); the main thickness corresponds to the Alveoline limestones of the Boltaña and Guara Formations (Cuisian-Lutetian). It is a 17 km long and arched anticline (Fig. 1) and the fold hinge trends N015E in the northern sector passing to N150E in the southernmost sector, therefore, in a map-view, it displays an apparent bending of about 45° (southwestwards convex).

The northernmost outcrops seems to be slightly plunging to the north as the result of the moderate northwards tilting of the dorsal-wall located over the underneath Pyrenean sole thrust. The anticline finishes in a smooth fold-closure in its southernmost portion, which is partially fossilized by Upper Oligocene – Lower

Miocene conglomerates. A well-preserved progressive unconformity in the northern sector reveals the major folding event during Middle Lutetian time (Barnolas and Gil-Peña, 2001). A second stage of underneath thrusting happened during Chattian-Burdigalian times (Millán et al., 2000).

Paleomagnetic Data

Sampling

Two long magnetostratigraphic sections were densely sampled (5-10 samples / 10 m) in the Balzes anticline (Fig. 3): 1) the Meson de Sivil (SIV) section (570 m) in the southeastern limb along Cuisian and lower Lutetian (Boltaña and lower Guara Formations) and 2) the Santa Marina de Bagüeste (BZ) section (650 m) in the northernmost outcrops across the Lutetian progressive unconformity (Guara Formation). These profiles have been processed in discrete subsets allowing for eleven robust rotation values to be acquired (6 in BZ and 5 in SIV).

An additional discrete site (SS) in the Lutetian carbonate slope facies located over the eastern limb (Sarsa de Surta area) was sample to perform the fold test in the northern section. In total, more than 400 standard cores were directly drilled and in-situ orientated during the fieldwork.

Laboratory procedures

Detailed progressive demagnetization was performed to unravel the NRM components. 227 samples were demagnetized by alternating field (AF) and 456 specimens by thermal treatment (TH) at intervals of 5-20mT and 25-50°C respectively. Some magnetic mineralogy experiments, including IRM and Thermal demagnetization of IRM three components, were also carried out.

The measurements were conducted in the University of Burgos and in the Fort Hoofddijk (University of Utrecht) paleomagnetic laboratories by means of a 2G cryogenic magnetometer, a TD-48 SC (ASC) oven, a laboratory made oven (Utrecht), and a M2T-1 pulse magnetizer. Susceptibility measurements were carried out with a KLY-4 during the thermal treatment to control possible mineralogical changes.

Samples were classified as regards of the quality of their characteristic directions. For a structural study like this, only the best-quality samples were considered: well-defined and stable directions (defined by more than 5 steps) and demagnetization circles (arc fragments defined by 4 steps or more).

The directions and demagnetization circles were fitted by means of the Paldir program (University of Utrecht). The directions (direct observations) were calculated by principal component analysis PCA (Kirschvink, 1980), and the application of the demagnetization circles observations was approached by means of the combined analysis of direct observations (directions) and demagnetization circles (MacFadden & MacElhiny, 1988) using the Palfit software (University of Utrecht). The ABC means were calculated in Stereonet software using Fisher (1953) statistics, as the BAC means.

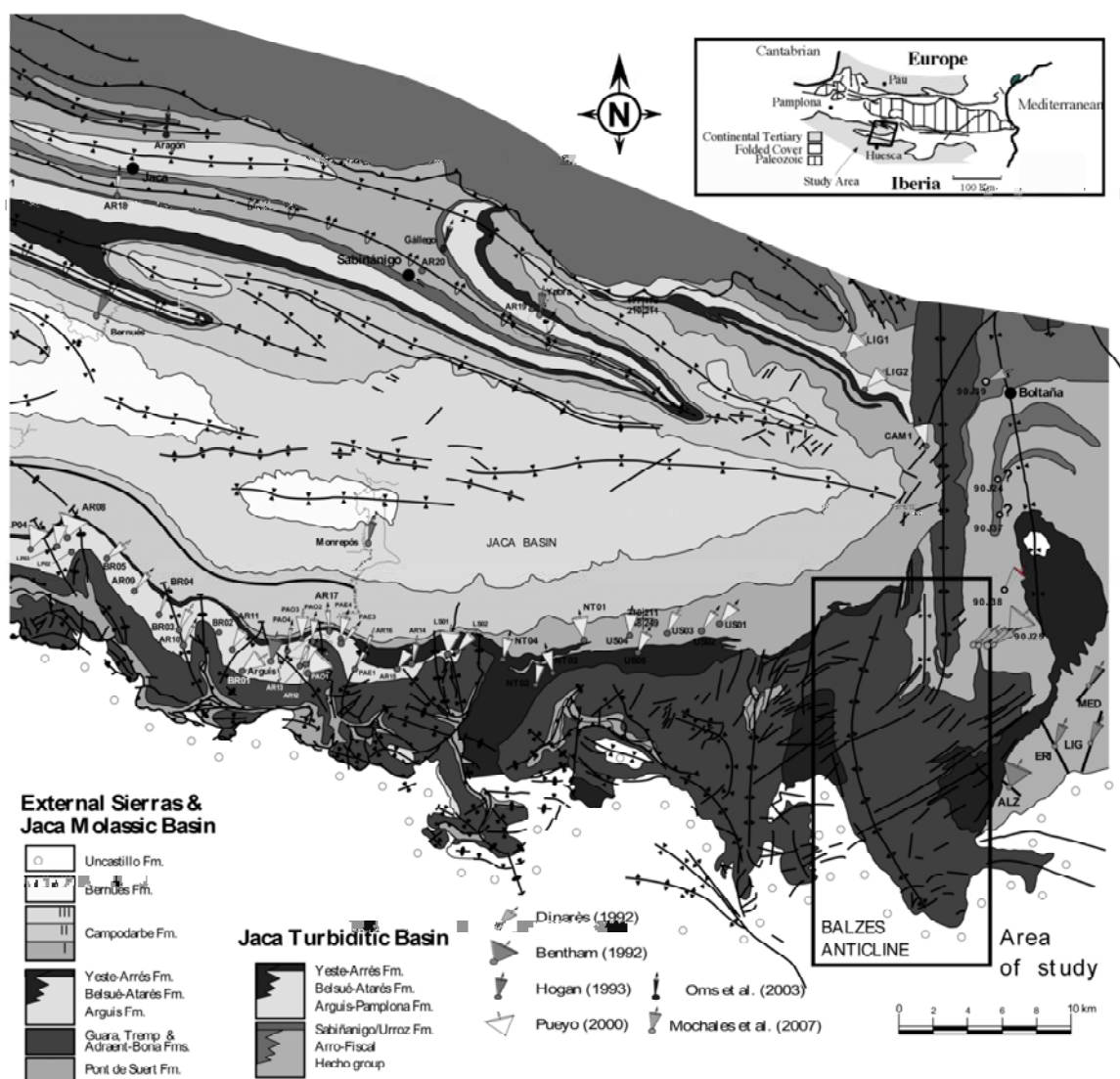


Figure 1: Geological sketch map (data by Puigdefábregas (1975) modified by Millán, (1996, 2006) & Pueyo (2000). Rotation magnitudes in eastern Jaca basin.

Mineralogy and components

Besides recent overprints at low temperatures (20° up to 250°), a main characteristic paleomagnetic component can be distinguished and unblocks from 200° - 250° up to 450°C - 575°. This component presents two pseudoantipodal polarities, depending of the case (Fig. 2), and seems to be a reliable record of the Eocene magnetic field. In general, the NRM is weak $5 \cdot 10^{-5}$ A/m, but it does not prevent the primary component to be calculated. In some cases, the Cuisian rocks display unblocking temperatures larger than 575° due to the occurrence of hematite (hard coercivity mineral), however magnetite is the main carrier. Lutetian rocks have also magnetite as a main carrier and an important quantity of undifferentiated sulfides in most of the samples.

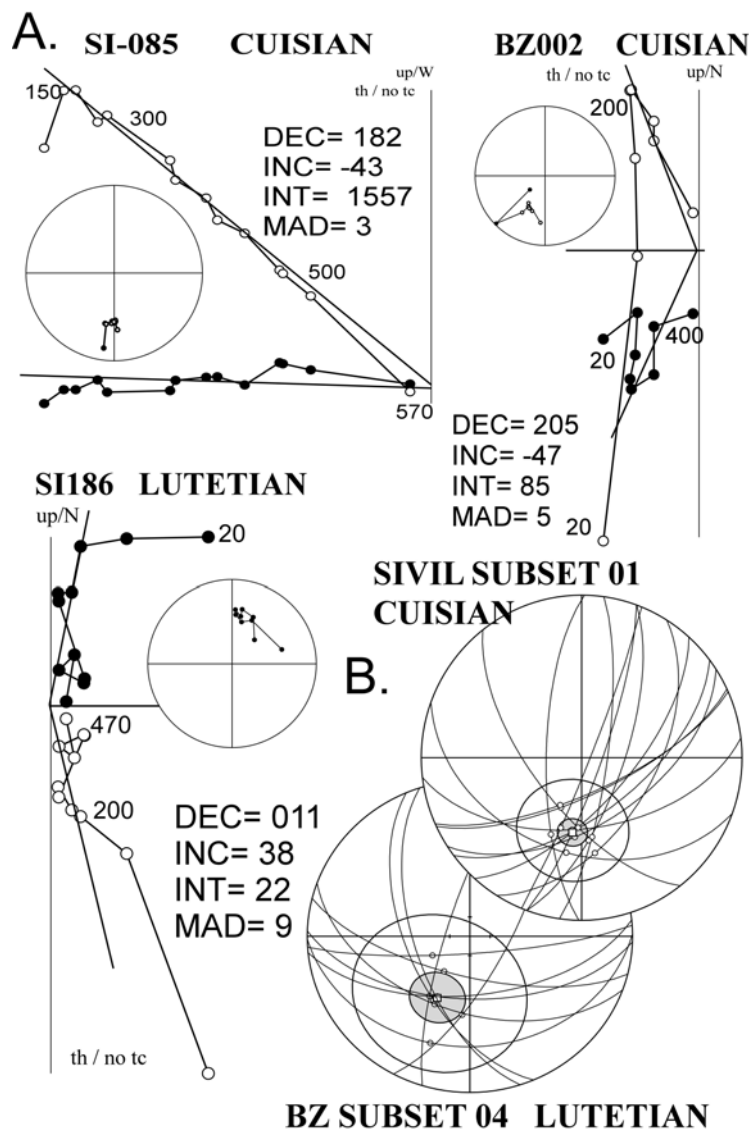


Figure 2. Demagnetization diagrams and site means. A. Zijderveld Diagrams and stereograms showing characteristic Cuisian and Lutetian, normal and reverse directions. B. Combined technique of demagnetization circles and PCA directions in SI and BZ subsets.

Paleomagnetic stability

The characteristic directions obtained in the Balzes anticline (Fig. 3) present two pseudo antipodal polarities that have allowed building a trustworthy sequence of the inversions after comparing to the Eocene magnetic polarity time scale (Cande & Kent, 1995). This calibration is also consistent with the available biostratigraphic data. Therefore they could be considered as a primary record of the Eocene field. However an inclination shallowing is patent in the magnetostratigraphic profiles, on contrary the SS site displays a reasonable inclination.

The inclination errors aware us about a possible external source of error (inclination flattening, overlapping of components or internal deformation of the rock volume) that could deflect the original magnetic record orientation producing the pseudo-antiparallelism. The limited size of the current dataset and the complexity of the structure do not allow any significant further checking (like the fold test). Anyway, this issue will be certainly addressed in future and more detailed researches (i.e. a denser net of rotation control-points).

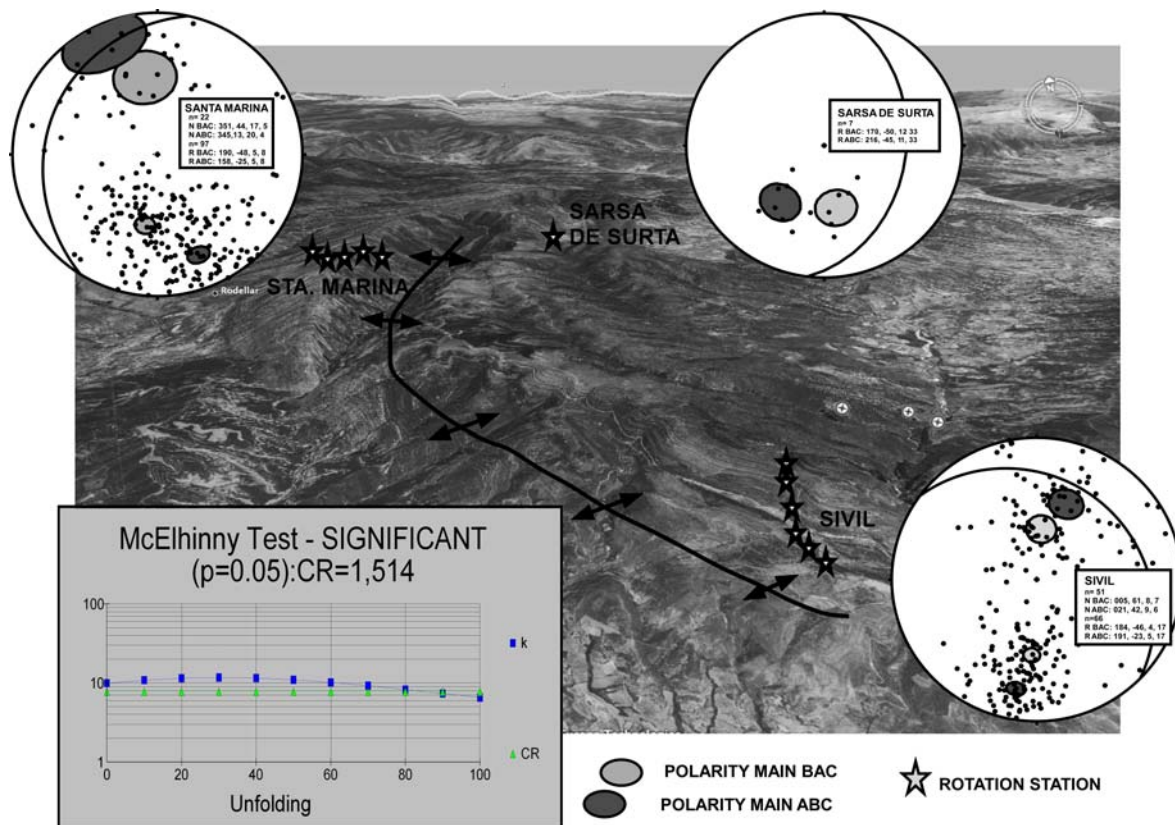


Figure 3. Balzes anticline rotation magnitudes. Locations of the sampling profiles and the stereographic means before and after bedding correction (gray and black respectively). Great circles represent the mean bedding plane in each location.

Kinematics constraints and structural model

A reference direction (DEC=004, INC=-53, $\alpha_{95}=6$, $k=9$, by Taberner et al. 1999) is available in the eastern Pyrenean foreland basin. The contrasting of the local data (after bedding correction ABC) against this reference allows us defining the local rotation magnitudes (Fig. 4). In the eastern limb, the SI mean value displays 21° clockwise rotation (CW), similarly the SS site shows 32° CW, on contrary, the western limb displays 18° counter clockwise (CCW).

Although data are limited and must be cautionary considered, a preliminary interpretation and a kinematics model proposal can be founded in the following observations:

- 1) The northern sector of the anticline displays substantial differences in the declination record; about 50° of differential shortening.
- 2) This record is asymmetrical with respect to the paleomagnetic reference but symmetrical with respect to the fold axis orientation in this sector.
- 3) The differential rotation along the fold curvature observed in the eastern limb hardly exceeds 10°.
- 4) The fold axis pathway displays a bending of about 43°.
- 5) The wavelength of the northern structures is larger than the southern ones.
- 6) The sedimentary thickness diminishes southwards.

The northern part of the Balzes anticline has a conical shape probably due to both, the thickening of the Eocene stratigraphic sequence to the north and fold interference with E-W (Pyrenean) main fold direction (The Guarga syncline complex). This conical geometry in the northern part (apex points southwards) requires a bulk vertical axis rotation of about 50°, but actually is accommodated by different sense of rotation in every limb (about 25°): CCW at the western limb, CW at the eastern one. The actual difference between both limbs is probably due to a moderate bulk CW rotation ($\approx 10^\circ$) causing a final larger rotation in the eastern limb (32°) than in the western limb.

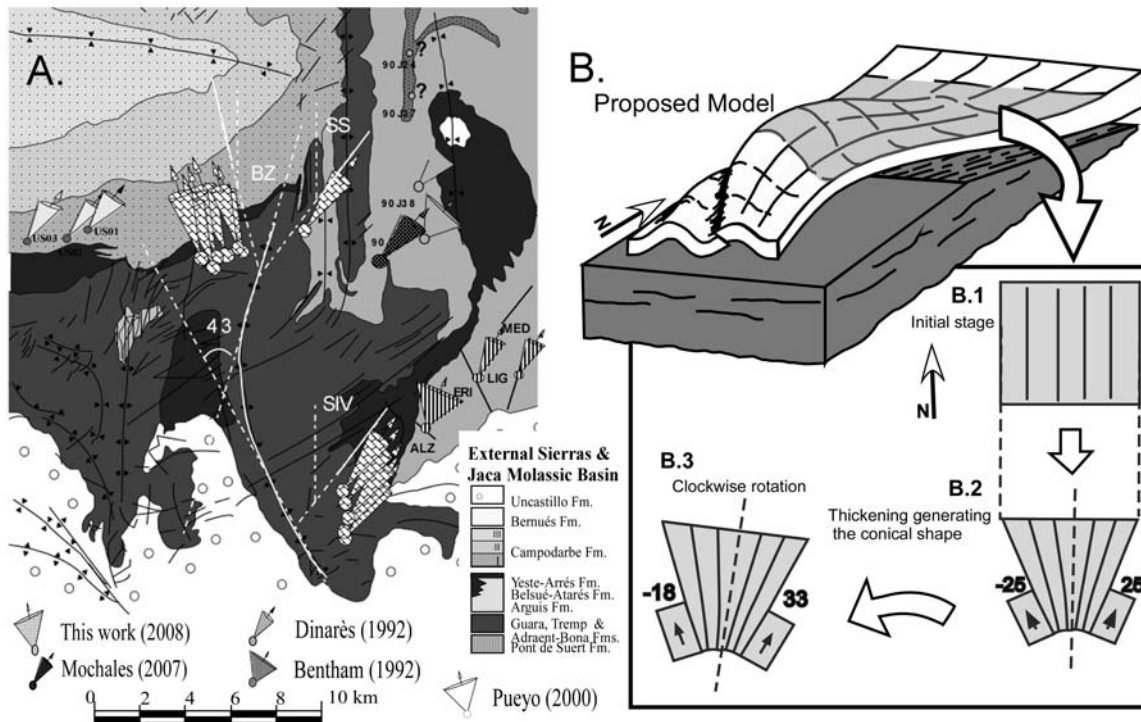


Figure 4: A. Rotation magnitudes in the Balzes anticline, additional data from other authors in the surrounding areas are also displayed. Cones axes represent the magnetic declination (after bedding correction) and the cone semiapical angle is the α_{95} value. B. Preliminary kinematic model proposed for the Balzes anticline displaying a qualitative fold reconstruction. Map-view cartoons represent the rotational evolution of the structure.

This later bulk rotation is probably possible in the nearness of the footwall ramp (Fig. 4) while the southern part of the Balzes anticline, located over the footwall ramp, is unable to rotate and the bulk rotation aforementioned is not significant. Therefore the observed CW rotation (21°) must be acquired at the beginning of the deformation (Lutetian times) during the folding.

These new results differ substantially to other N-S structures in the area (i.e. Boltaña and Pico del Aguila anticlines) where similar rotation values were found in both limbs ($\approx 50^\circ$ in Boltaña and $\approx 35^\circ$ in Pico del Aguila). In those structures the present orientation is a secondary attribute caused by the regional gradients of shortening (Rodríguez et al., 2008; Fernández, 2004). On contrary, in the Balzes anticline, most part of the observed bending seems to be a primary feature that has been slightly rotated ($\approx 25^\circ$) during the deformation.

Acknowledgements.

This work was sponsored by a fellowship from the University of Zaragoza - BSCH - Fundación Carolina (ARP) and from a research contract "Ramón y Cajal" from the MEC (ELP). Research financial support comes from the projects Geokin3D-Pir (CTPR04/2005 CTPP01/2007 INTERREG IIIb-CTP),

Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE del MEC) and the ChronoPyr (2006-2009-IGME). Paleomagnetic work was performed in the Universities of Burgos and Utrecht. Tania Mochales, and Inma Gil-Peña, helped us in the field during the sampling campaigns. Paleomagnetic data processing has been made using "Paldir" and "Palfit" programs from Utrecht Paleomagnetic Laboratory. Stereographic projections were made using "Stereonet" program (6.3.2) by Richard Allmendinger to whom we are very grateful.

References

- Bailey, R.C. & Halls, H.C., (1984): Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics*, 54, 174-182.
- Barnolas, A. & Gil-Peña, I. (2001): Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: la cuenca surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero*. 112, 17-38.
- Bentham, P. A., (1992): The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Cande, S. C. & Kent, D. V. (1992): A new geomagnety polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysica Research*, 97 (B10): 13.917-13.953.
- Dinarès, J., (1992): Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 462 pp.
- Fernández, O., (2004): Reconstruction of geological structures in 3D: An example from the Southern Pyrenees. PhD. Universitat de Barcelona, 321pp.
- Kirschvink, J. L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62: 699-718.
- McFadden, P.L., & McElhinny, M.W. (1988): The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *EPSL*, 87: 161-172.
- Millán Garrido, H., (2006): Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Colección de Estudios Altoaragoneses, 53, 396 pp ISBN: 84-8127-165-9 Instituto de Estudios Altoaragoneses (Huesca).
- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A., (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España* 13(2), 279-300.
- Mochales, T.; Pueyo, E. L.; Casas, A. M.; Barnolas, A., (2008): Cinemática rotacional del anticlinal del Boltaña (Pirineo Central) durante el Luteciense. *Geotemas* (in press).
- Pueyo, E.L. (2000): Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de cabalgamientos; Tipos, causas, significado y aplicaciones (Ejemplos de las Sierras Exteriores y de la Cuenca de Jaca, Pirineo Aragónés). Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Puigdefábregas, C., (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104: 1-188.
- Rodríguez, A.; Pueyo, E. L.; Barnolas, A.; Pocoví, A.; Samsó, J. M.; Villalaín, J. J.; Mochales, T.; Gil-Peña, I., (2007): Magnetostratigraphy of Eocene syntectonic sediments in the Balzes anticline (Southern Pyrenees): Laying the foundations for 3d & 4D reconstructions. *Geophysical Research Abstracts vol 9 (IV-EGU-Wien)*, EGU2007-A-00958.
- Rodríguez, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., (2008): Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental). *Geotemas* in press.
- Taberner, C.; Dinarès-Turell, J. and Docherty., C., (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 11 (8), 1155-1174.

**CRONOLOGÍA DE LA ACTIVIDAD ROTACIONAL EN EL SECTOR CENTRAL DEL
FRENTE DE CABALGAMIENTO DE SIERRAS EXTERIORES (PIRINEO
OCCIDENTAL).**

***ROTATION CHRONOLOGY IN THE CENTRAL SECTOR OF THE EXTERNAL SIERRAS THRUST FRONT
(WESTERN PYRENEES).***

Rodríguez-Pintó, A.¹; Pueyo, E. L.²; Pocoví, A.¹; Barnolas, A.²

1 Geodinámica Interna, Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.
adrianar@unizar.es, apocovi@unizar.es

2 IGME, Oficina de Proyectos de Zaragoza.c/ Manuel Lasala 44, 500006 Zaragoza. unaim@igme.es,
a.barnolas@igme.es

Resumen:

El análisis paleomagnético llevado a cabo sobre 197 muestras de la serie Luteciense, en las inmediaciones del Pico del Aguila, Pirineo Aragonés, ha permitido caracterizar una magnetización primaria (secuencia local de polaridades), así como los valores de rotación asociados a esta estructura DEC, INC, α_{95} y $k=030, 36, 3$ y 65 con $n=148$. Las diez estaciones calculadas unidas a los datos preexistentes, precisan la datación del inicio de la actividad rotacional en el entorno del Pico del Águila (sector Central de las Sierras Exteriores) y se estima que comienza en el Eoceno, durante el depósito de las calizas de Guara (2° por M.a.), si bien se acelera durante el depósito de las margas de Arguis.

Palabras clave: paleomagnetismo, rotación, datación, Sierras Exteriores, Pirineo occidental.

Abstract:

A paleomagnetic analysis of 197 cores done in Lutetian age rocks, near Pico del Aguila, Aragonés Pyrenees, has led to define a primary magnetization (local sequence of polarities) and also rotation values associated to the structure DEC, INC, α_{95} and $k=030, 36, 3$ and 65° with $n=148$. Results from these 10 sites together with the preexistent data point further constrain the rotational history around Pico del Aguila (Center of External Sierras). It has been estimated to begin in the Eocene Age, during the deposit of Guara limestones. (2° por M.a.), although it accelerates during the Arguis marls deposit.

Key words: paleomagnetism, rotation, dating, External Sierras, southwestern Pyrenees

INTRODUCCIÓN

Las Sierras Exteriores representan la parte frontal del Pirineo meridional en su sector centro-occidental. Son comunes pliegues de despegue con ejes perpendiculares a la dirección pirenaica, una deformación que migra de Este a Oeste acumulando valores de rotación de eje vertical (Pueyo et al., 2002) y en otros casos utilizando estas estructuras N-S como estructuras de articulación que permiten explicar el acortamiento sin una acumulación continua de giro. Esta etapa de deformación ha dejado su desarrollo registrado en depósitos sintectónicos muy bien preservados. El anticlinal del Pico del Águila ha sido objeto de numerosos estudios sedimentológicos, estructurales y cronoestratigráficos (Hogan, P.J. and Burbank D.W., 1996; Millán, H., et al., 1994; Poblet y Hardy, 1995; Pocoví, A. et al., 2004; Pueyo, E. 2002; Puigdefábregas, C., 1975 y Samsó, J.M. et al., 1994 entre otros). Los datos paleomagnetococos previos consisten en un perfil Bartonense – Chatiense (Hogan y Burbank, 1996), y quince estaciones de rotación (todas ellas en Bartonense, Pueyo et al., 2002). El presente trabajo pretende precisar los valores y edades de rotación en las plataformas carbonáticas lutecienses al Suroeste del Pico del Águila.

DATOS PALEOMAGNÉTICOS

Geográficamente, el perfil estudiado se encuentra ubicado en el corte del Río Isuela, en la carretera entre Nuño y Arguís, al oeste del anticlinal del Pico del Águila. A nivel estructural, se encuentra en el bloque superior del cabalgamiento frontal de Sierras Exteriores al W del anticlinal de Pico de Águila. Estratigráfica y cronológicamente se centra en las calizas Lutecienses de Guara (Samsó et al., 1994).

Se llevó a cabo un perfil estratigráfico continuo (Perfil ISU) subdividido en 10 intervalos de base a techo de la Formación Calizas de Guara a lo largo de ≈600 metros de perfil tal y como se muestra en la Figura 01. Se tomaron un total de 197 muestras, perforadas cada 2-3 metros de serie, un testigo de 10 a 15 centímetros de largo por nivel. Las muestras fueron cortadas en especímenes estándar obteniendo de 3 a 5 por testigo.

Después de la preparación de las muestras, éstas fueron procesadas en el Paleomagnetism Laboratory of Utrecht University. Se utilizó como técnica la desmagnetización térmica progresiva en un magnetómetro criogénico 2G Enterprises RF – SQUID, con 16 pasos de incremento de temperatura que variaron en función de los intervalos de interés. Adicionalmente se llevaron a cabo algunos análisis de control de susceptibilidad en cada paso para controlar la posible neoformación de minerales en el horno. En el análisis las muestras se han clasificado por calidades, utilizando solo las muestras de calidad 1, cuyas direcciones que pudieron caracterizarse con precisión, o dieron círculos de

desmagnetización bien definidos. Para el cálculo de las direcciones medias se utilizó la estadística fisheriana. Las direcciones paleomagnéticas se han calculado con el programa Paldir (Utrechtuniversiteit), a partir del ajuste de mínimos cuadrados (PCA). Debido a problemas de solapamiento de componentes y la imposibilidad de finalizar las desmagnetizaciones con éxito (neoformación de magnetita espuria), se ha aplicado el análisis combinado de círculos de desmagnetización y observaciones directas propuesto por McFadden & MacElhinny, 1988.



FIGURA 1. Ubicación de las estaciones de rotación ISU-01 a ISU10 en el afloramiento de la carretera Nueno – Arguis. Foto de base tomada del Sistema de Información territorial del gobierno de Aragón (SITAR).

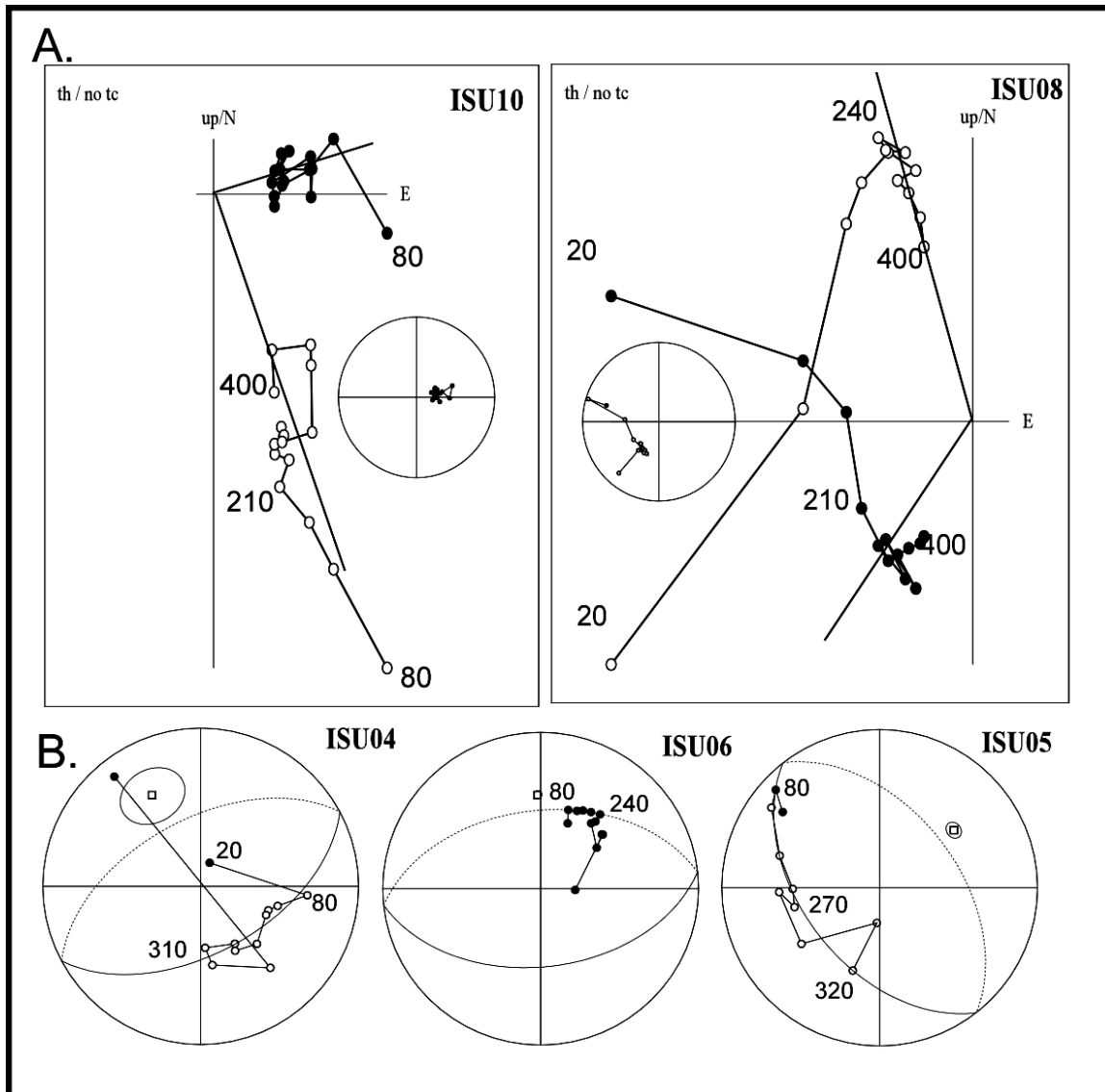


FIGURA 2. A. Diagramas Ortogonales de muestras de las estaciones ISU-10 e ISU-08, (normales e inversos). B. Ejemplos de círculos de desmagnetización calculados en muestras de las estaciones ISU-04, ISU-05 e ISU-06.

Los análisis realizados mostraron temperaturas promedio de desbloqueo entre 210 y 420 °C, como se observa en los diagramas (Fig. 2). Siendo estable la desmagnetización en dicho rango de temperaturas, entre 8- 10 pasos de desmagnetización de direcciones se van hacia el origen y se observan cambios de polaridad claros, se asume que esta componente corresponde al registro de la magnetización primaria. Por debajo de estas temperaturas, se pudo observar en algunos casos la componente de campo actual y en otros una componente viscosa. Por encima de esa temperatura, las muestras eran demasiado débiles para guardar algún registro y en otros casos, formaban minerales en el horno. La intensidad

promedio inicial de las rocas alcanzó valores de $\approx 200 \times 10^{-6}$ A/m que son ligeramente débiles, sin embargo, permite conocer inequívocamente la polaridad magnética en la mayoría de ellas (cal 2 y 3).

Los cambios de polaridad y la ubicación de los cronos concuerdan con los datos bioestratigráficos existentes donde las plataformas están muy bien descritas en base al estudio de macroforaminíferos, principalmente Numulites y Alveolinas (Samsó et al., 1994), así como con la escala de tiempo de polaridad geomagnética GPTS.

El contenido mineralógico principalmente esta dominado por magnetita y sulfuros. Se observó posible presencia de sulfuros por las temperaturas de desbloqueo (temperaturas máximas de 380° a 400 grados) y por la presencia de giroremanencia en algunas muestras durante la desmagnetización AF.

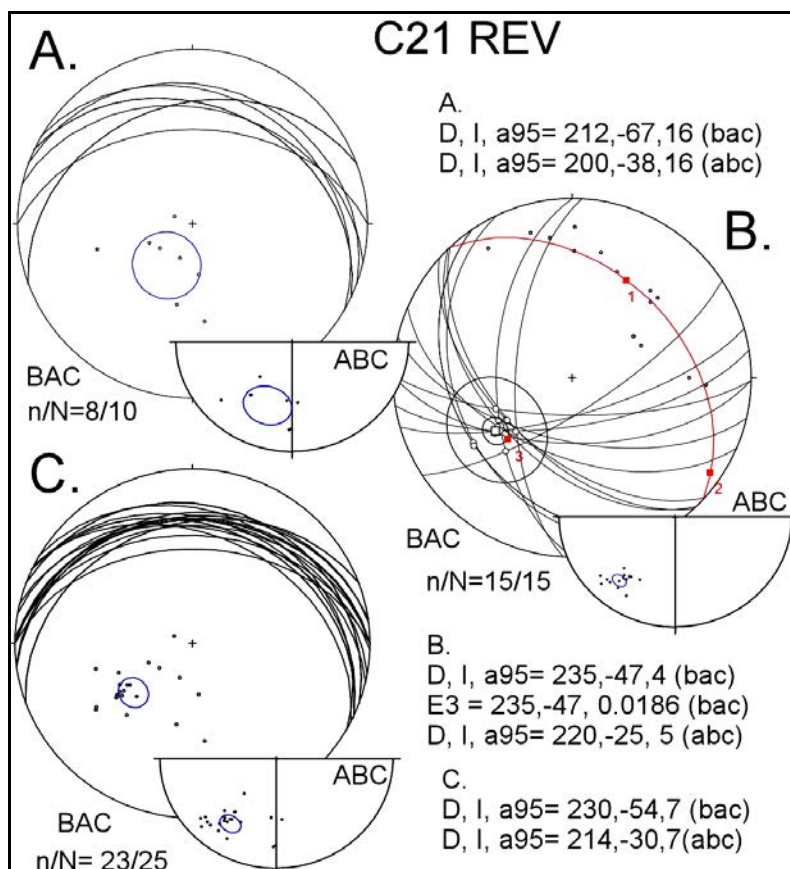


FIGURA 3. *Calculo de medias de el Cron C21r. A. Direcciones calculadas por observaciones directas (PCA), antes y después de la corrección tectónica. B. Direcciones calculadas a partir de los CD con el programa PALTIT (Utrecht University) antes y después de corrección tectónica. C. Técnica combinada PAC y CD antes y después de la corrección tectónica.*

Los círculos de desmagnetización fueron calculados a partir de arcos bien definidos en los estereogramas con al menos cuatro datos de desmagnetización y descartando aquellos círculos formados entre la componente primaria y componentes espurias aparecidas a temperaturas mas altas durante la desmagnetización térmica. Utilizando la técnica combinada de observaciones directas y círculos de desmagnetización, (Fig. 03, Cron 21 R), se calcula una media de solo PCA (Fig. 3A), obteniendo una media poco robusta y una dirección desviada por el solapamiento existente que dificulta obtener valores de rotación fiables.

La figura 3B, muestra la aplicación combinada de círculos de desmagnetización con observaciones directas, observando una media mas robusta y valores de α_{95} más pequeños. Si comparamos estos valores con los *eigen values*, observamos su similitud. Finalmente se encuentran las direcciones PCA sumadas con las direcciones obtenidas a partir de los círculos de desmagnetización (Fig. 3C), se observa una media mucho mas robusta, apoyándose en un mayor número de datos con un α_{95} menor ($\alpha_{95}= 7$).

Los valores de declinación varían desde los 42 hasta los 15 grados en sentido horario. Todas las estaciones exceptuando ISU-10, fueron caracterizadas con alfas menores de 15 grados. Tras la corrección de capa se observan valores de inclinación un poco más bajos que los valores esperados y algunas variaciones de declinación dependiendo de la polaridad encontrada, estas tendencias pueden estar influenciadas por el solapamiento de componentes.

Siendo la dirección de referencia Eocena D, I, α_{95} , k= 004,2; -52,6; 4,6; 9,6, (Taberner et al., 1999), las diferencias de declinación pueden interpretarse como rotaciones de eje vertical debidas a la actividad del cabalgamiento de Sierras Exteriores y la formación de los pliegues adyacentes del Pico del Águila y Bentué – Rasal. Las rotaciones medias encontradas (Fig. 4C) en el perfil del Isuela son de $\beta=26^\circ$ (media robusta de las estaciones), similar a lo que se observó en pruebas piloto realizadas en estudios previos.

Los valores de rotación de la media total después de la corrección tectónica (direcciones individuales) representan 31° (polaridad normal) y 21° (inversa) de giro de eje vertical en sentido horario. Se observan direcciones pseudo-antipodales de las mismas, lo cual una vez mas puede ser consecuencia del solapamiento presente en el registro magnético, sin embargo, el registro magnético primario en las rocas, también se confirma por datos de otros autores (Pueyo et al., 2000, Hogan, 1993).

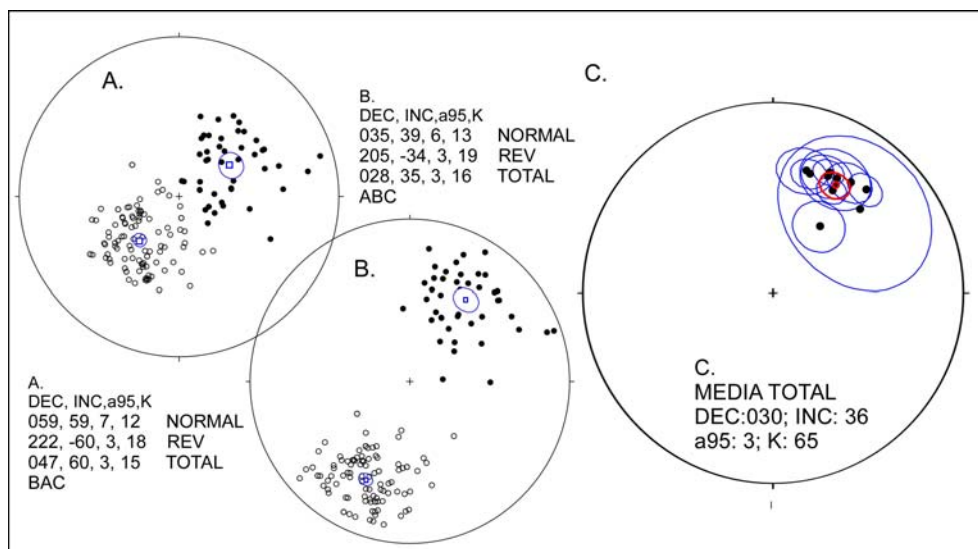


FIGURA 4. *Medias Totales por polaridad (Normal e Inversa) y totales normalizadas A. Medias por polaridad y total antes de la corrección tectónica BAC; B. Medias por polaridad y total después de la corrección tectónica ABC; y C. Media de las medias de las estaciones de rotación.*

DISCUSIÓN: MAGNITUD Y CRONOLOGIA DE LAS ROTACIONES

Los valores de rotación durante el Luteciense muestran una tendencia ligeramente descendiente teniendo sus mayores valores de rotación hace 49 M.a. (38° en sentido horario), y disminuyendo hacia el techo del Luteciense hace aproximadamente 41M.a. con 21° de rotación en sentido de las agujas del reloj (Fig. 5).

Si se consideran los valores de rotación promediados cada (1-2 Ma) y se contrastan con los valores de rotación robustos existentes (Hogan y Burbank, 1996; Pueyo et al., 2002) el valor de rotación de la serie Luteciense parece disminuir constantemente a una tasa de 2° /Ma (Fig. 6). Este hecho implicaría que la rotación del frente de cabalgamiento surpirenaico en este sector podría haber comenzado en el Luteciense.

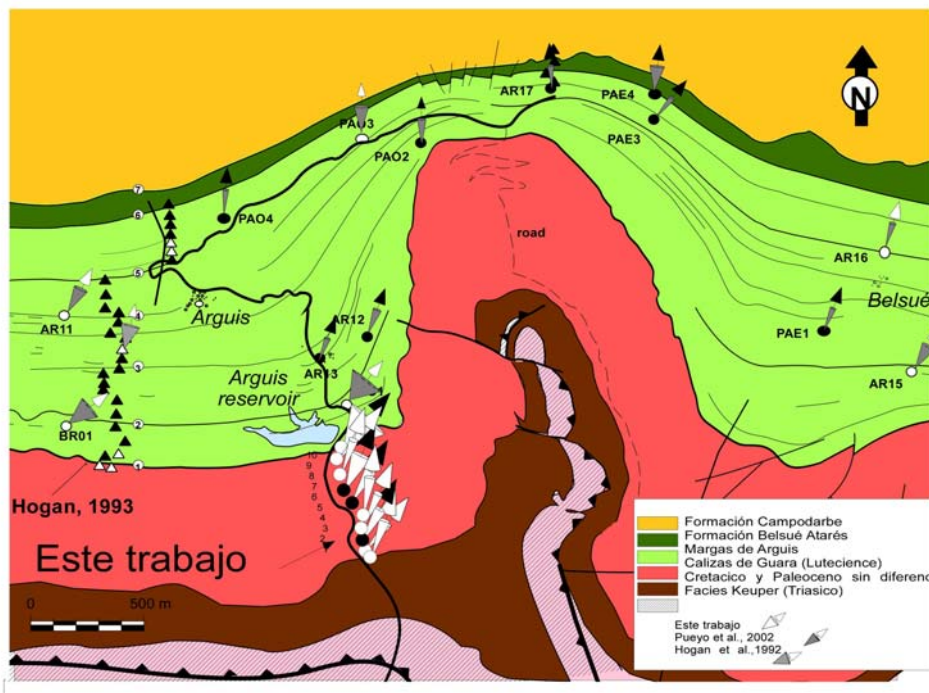


FIGURA 5. Mapa simplificado del Corte del Isuela y parte del anticlinal del Pico del Aguila con los datos magnéticos de rotación de este trabajo (estaciones ISU-01 a ISU-10), y datos de Pueyo et al., 2002 y Hogan et al., 1993; tomado del mapa geológico Millán Garrido, 1996, modificado por Pueyo et al., 2002.

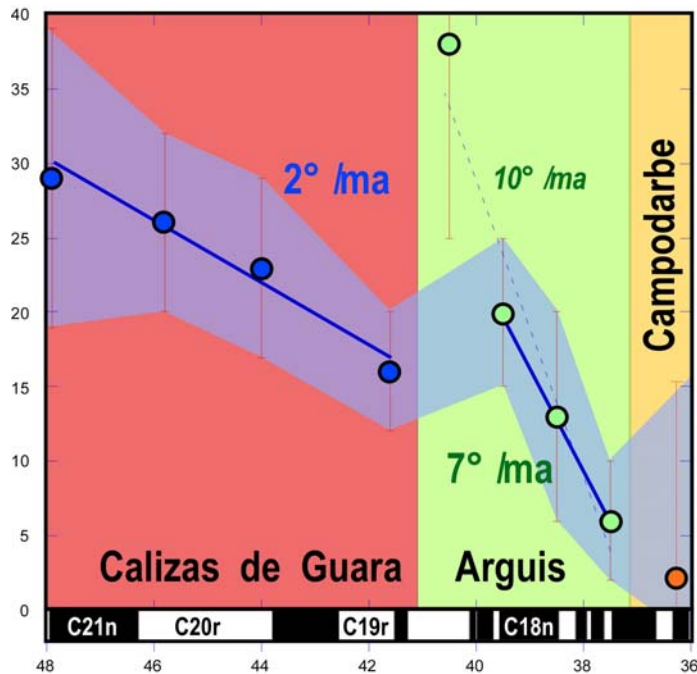


FIGURA 6. Tabla de rotación vs. Tiempo. Círculos azules muestran valores de estaciones de rotación ISU, círculos verdes (Pueyo et al., 2002) y círculos naranja (Hogan y Burbank, 1996).

Si se comparan estos valores con los datos disponibles en el Bartonense y en el Oligoceno se observa que, por un lado, existe una contradicción en el valor de la rotación para la base del Bartonense (explicable por la baja calidad de las estaciones de la base de Arguis; Pueyo et al., 2002).

Por otra parte, la tendencia observada en el Luteciense parece acelerarse en el Bartonense, alcanzando velocidades de rotación de 7°/Ma hasta la finalización de la actividad rotacional (techo de Guara) que se pone de manifiesto en los valores existentes en Campodarbe (Hogan y Burbank, 1996). Este cambio de tendencia explicaría que la mayor parte de la actividad rotacional se produjo durante la formación del anticlinal del Pico del Águila (hecho que explicaría su anómala orientación).

AGRADECIMIENTOS

Al laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht (Fort Hoofddijk) y a su equipo de trabajo por la colaboración prestada. Trabajo financiado por los proyectos: Geokin3D-Pir (CTPR04/2005 de la INTERREG IIIb-CTP, UE), Pmag3Drest (CGL-2006-2289-BTE del MEC) y del CronoPyr (2006-2009-IGME). Fondos adicionales para el desarrollo de este proyecto provienen una beca de la Fundación Carolina-Universidad de Zaragoza -BSCH (Adriana Rodríguez Pintó) y de un contrato de investigación del programa "Ramón y Cajal" (Emilio Luis Pueyo).

REFERENCIAS

- Hogan, P.J. and Burbank D.W., (1996): Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. *In: Tertiary basins of Spain*. Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. Cambridge Univ. Press. Pp 153-160.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W. (1988.) The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *EPSL*, 87: 161-172.
- Millán, H.; Aurell, M.; Meléndez, A; (1994). Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Pre-Pyrenean External Sierras (Spain); a case of study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology* 41, 1001-1024.
- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A., (2000):. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España* 13(2), 279-300.
- Poblet y Hardy, (1995): Reverse Modeling of detachment folds; application of the Pico del Águila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Struct. Geology*. 17, 1707-2724.
- Pocoví, A.; Millán, H.; Pueyo, E. L.; Larrasoaña, J. C.; Oliva, B., 2004. Estructura del frente surpirenaico. In: Geología de España; Vera, J. A. *Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España (ISBN 84-7840-546-1)*, 328-330.
- Pueyo, E. L.; Millán, H.; Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). In: Growth strata. Marzo, M.; Muñoz, J. A. and Vergés, J. *Sedimentary Geology*, 146, 191 –208. doi: 10.1016/S0037-0738(01)00172-5.

- Puigdefábregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104: 1-188.
- Samsó, J.M.; Serra-Kiel,, J.; Tosquella, J. y Travé, A. (1994).- Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Jaca, Comunicaciones*, 205-208.
- Taberner, C.; Dinarés-Turell, J.; Jiménez, J. and Docherty, C.; (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 11 (8), 1155-1174.

CAPITULO 5. Resultados y conclusiones

En esta Tesis Doctoral, además de estaciones puntuales para el control de rotación, se han estudiado de 4 perfiles magnetoestratigráficos localizados en el intervalo Ypresiense-Luteciense de la Cuenca Eocena Surpirenaica Occidental (Sierras Exteriores), ubicados estructuralmente en el anticlinal del Balzes y sector del anticlinal del Pico del Águila.

Perfil	UTM 30T	Metros	Muestras	Intervalo	Crones
Gasoducto	x: 709312 y: 4687146	90	38	Luteciense- Bartonense	C20r- C18r
Isuela	x: 712180 y: 4686382	520	197	Luteciense	C21r- C19n
Santa Marina	x: 743750 y: 4690000	650	189	Luteciense	C21r- C19n
San Pelegrín	x: 748349 y: 4675760	540	169	Cuisiense- Luteciense	C23r- C20r
TOTAL	1800	593	Cuisiense- Bartonense	C23r- C18r

Tabla 1. Datos de los perfiles magnetoestratigráficos realizados: UTM (uso: 30T datum ED1950), metros de serie, numero de muestras de cada perfil, intervalos de edades y crones.

De los resultados obtenidos se derivan las siguientes conclusiones que han sido agrupadas en diferentes aspectos:

5. 1 Comportamiento magnético de los materiales estudiados

1) La Formación Boltaña (en San Pelegrín), se caracteriza por la presencia de minerales de baja, media y alta coercitividad, donde dominan los primeros (saturaciones hasta 0.12 T). La magnetita se evidencia como principal portador del registro paleomagnético con temperaturas de desbloqueo cerca de los 580° C (fases de coercitividad media y baja, <0.4T). En menor grado y con caídas de magnetización cerca de los 180° y de los 620° (fases de coercitividades altas, <2T) se presentan goethita y hematites posiblemente con impurezas de aluminio. En la Formación Guara dominan por completo minerales de coercitividades baja y media, en su mayoría magnetita y en algunos casos sulfuros indiferenciados (temperaturas

de desbloqueo entre 300 y 420°), un escaso número de muestras presenta una componente de alta coercitividad debida a hematites. En ambas formaciones, la NRM suele tener valores máximos de 2mA/m y suelen ser débilmente paramagnéticas o diamagnéticas, siendo de menor calidad y más débiles las calizas de la Formación Guara en el anticlinal del Balzes especialmente en su sector septentrional.

2) En la Formación Boltaña, la estabilidad de la magnetización se caracteriza por dos componentes: una viscosa de baja temperatura (<200°) y otra componente lineal, de dos polaridades (normal e inversa), dirigida al origen y que alcanza temperaturas de hasta 570° C. Esta componente se ha definido como la ChRM. El conjunto de direcciones calculadas para la Formación Boltaña de calidad tipo 1 (MAD>15° y más de tres pasos de desmagnetización), corresponden a un 87.5 % y presentan más de 6 pasos de desmagnetización, desviaciones menores de 15° (MAD) y pasan los test de estabilidad.

El comportamiento de las rocas de la Formación Guara es más variable. En general presentan dos componentes: una viscosa de bajas temperaturas (<200°) y otra componente lineal, de dos polaridades (normal e inversa), que también va al origen y alcanza temperaturas de 560° C en el perfil del Isuela y cerca de los 435° en el anticlinal de Balzes (San Pelegrín y Santa Marina). En el perfil de Isuela un 69% corresponden a direcciones de calidad tipo 1, en San Pelegrín un 70% cumplen con los criterios de calidad Tipo1 y en Santa Marina tan solo un 27% de la direcciones calculables cumplen con criterios de calidad menos rigurosos (MAD>20° y más de tres pasos de desmagnetización). Esta menor calidad de datos se debe a la presencia de un importante solapamiento de componentes paleomagnéticas que provoca declinaciones variables y anómalas así como inclinaciones muy bajas en el conjunto de datos. En los perfiles de Isuela y San Pelegrín los datos pasan favorablemente las pruebas de estabilidad pero no es el caso del conjunto de datos de Santa Marina (especialmente las calizas).

5.2 Solapamiento de componentes paleomagnéticas

El estudio del conjunto de datos de Santa Marina con muestras paleomagnéticas tomadas en diferentes puntos en el sector septentrional del anticlinal del Balzes y tomando en cuenta diferentes litologías presentes en la zona (calizas, margocalizas y margas), permitió:

3) Diferenciar los datos en dos conjuntos relacionados con la litología. Un primer conjunto de inclinaciones y declinaciones homogéneas y esperables (en su mayoría margas y margocalizas) y otro conjunto con declinaciones heterogéneas, inclinaciones bajas no esperadas (en su mayoría calizas). El primer conjunto

escasamente muestra errores de declinación e inclinación y es consistente en todas las posiciones estructurales. En cambio, el segundo grupo (calizas) muestra un solapamiento importante de componentes paleomagnéticos y errores significativos y variables relacionados con la geometría del pliegue.

Para el segundo conjunto de datos (calizas del perfil de Santa Marina), se sugiere un solapamiento completo entre una componente primaria (de polaridades normales e inversas), con una componente secundaria de polaridad inversa (Figura 1-4 en ambos flancos), y posterior a la formación del pliegue y rotación de la estructura. Mas allá del rango de solapamiento entre las componentes, la baja intensidad de las muestras, formación de minerales en el horno durante los procesos de desmagnetización, giroremanencia en las desmagnetizaciones por campos alternos o simplemente la mineralogía presente con sus particularidades intrínsecas, impiden observar en una misma muestra la componente solapada y la componente primaria aislada.

La cronología de esta componente secundaria podría estar relacionada con el momento de la exhumación del anticlinal durante el Mioceno, debido a su carácter post-tectónico (post pliegue y post rotación). De cualquier forma, el origen de este solapamiento es intrigante. Una posible explicación podría estar relacionada con el mecanismo de presión-disolución presente en las Sierras Interiores y que produce remagnetizaciones Eoceno-Oligocenas post-tectónicas parciales o totales en las rocas de Sierras Interiores y del Surco Turbidítico (Oliva-Urcia, 2004; Oliva-Urcia et al., 2008) a unos 25 km al norte del anticlinal del Balzes (posición meridional del frente de esquistosidad en esta transversal). Esta hipótesis deberá ser contrastada en futuros estudios centrados en este interesante problema.

Para cuantificar el problema, se propone un modelo geométrico de solapamiento en relación a la geometría del sector septentrional del anticlinal del Balzes (Figura 1). El modelo numérico permite identificar el tipo de error y permite la cuantificación de los errores (tanto en declinación como en inclinación) en todas las posiciones posibles estructurales (Figura 2). Mediante el uso de modelos numéricos se propone una nueva herramienta para hacer frente a la problemática de datos con un fuerte solapamiento de componentes. Se sugiere que el efecto de solapamiento en el anticlinal del Balzes está ligado a la litología, sobre todo a calizas masivas y margas y margocalizas muy meteorizadas. La identificación y cuantificación de los errores debidos al solapamiento potencialmente permiten un filtrado de datos para eliminar estos errores y también permite evaluar las posiciones estructurales idóneas donde el error se minimizaría.

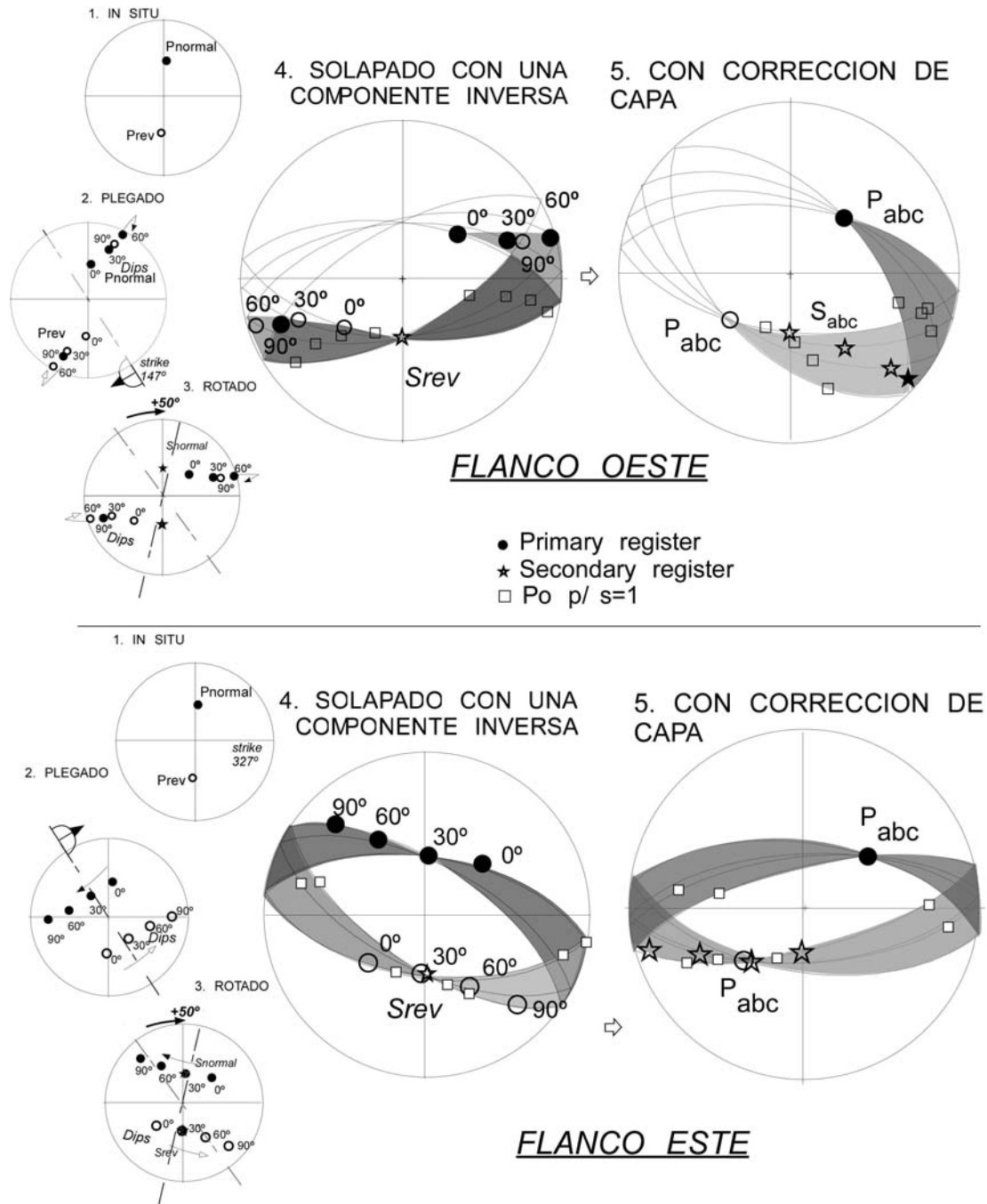


Figura 1. Modelo cualitativo estereográfico del sector norte del anticlinal Balzes. Los dos flancos se tratan por separado. 1) Registro primario (P) in-situ, 2) P luego de plegarse pero antes de la rotación de la estructura (eje inicial del pliegue aproximado N147), cuatro escenarios de buzamiento son modelizados (0-30-60 y 90°), 3) Posición de los vectores luego de la rotación (50° en sentido horario-CW). Aquí la estrella representa la orientación del campo secundario; 4. Solapamiento entre los vectores P plegados el registro secundario inverso. En este caso contribución de las intensidades de los vectores primarios y secundarios es al 50% ($P / S = 1$). 5) Vectores P (círculos), S (las estrellas) y solapados (cuadrados) luego de la corrección de capa. Las áreas sombreadas representan las zonas de solapamiento potenciales en cada caso.

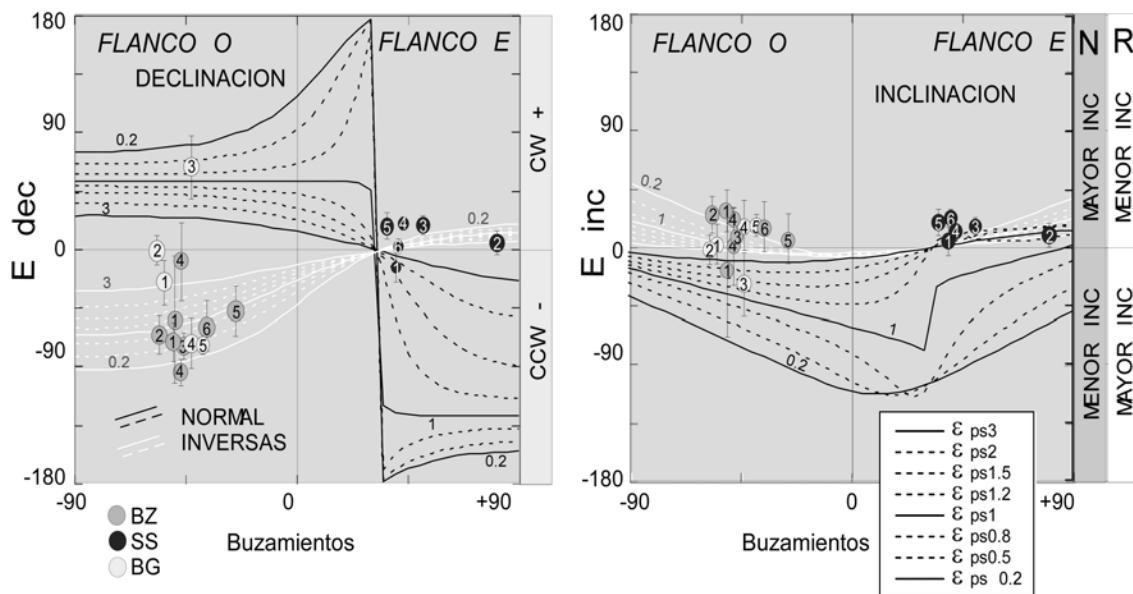
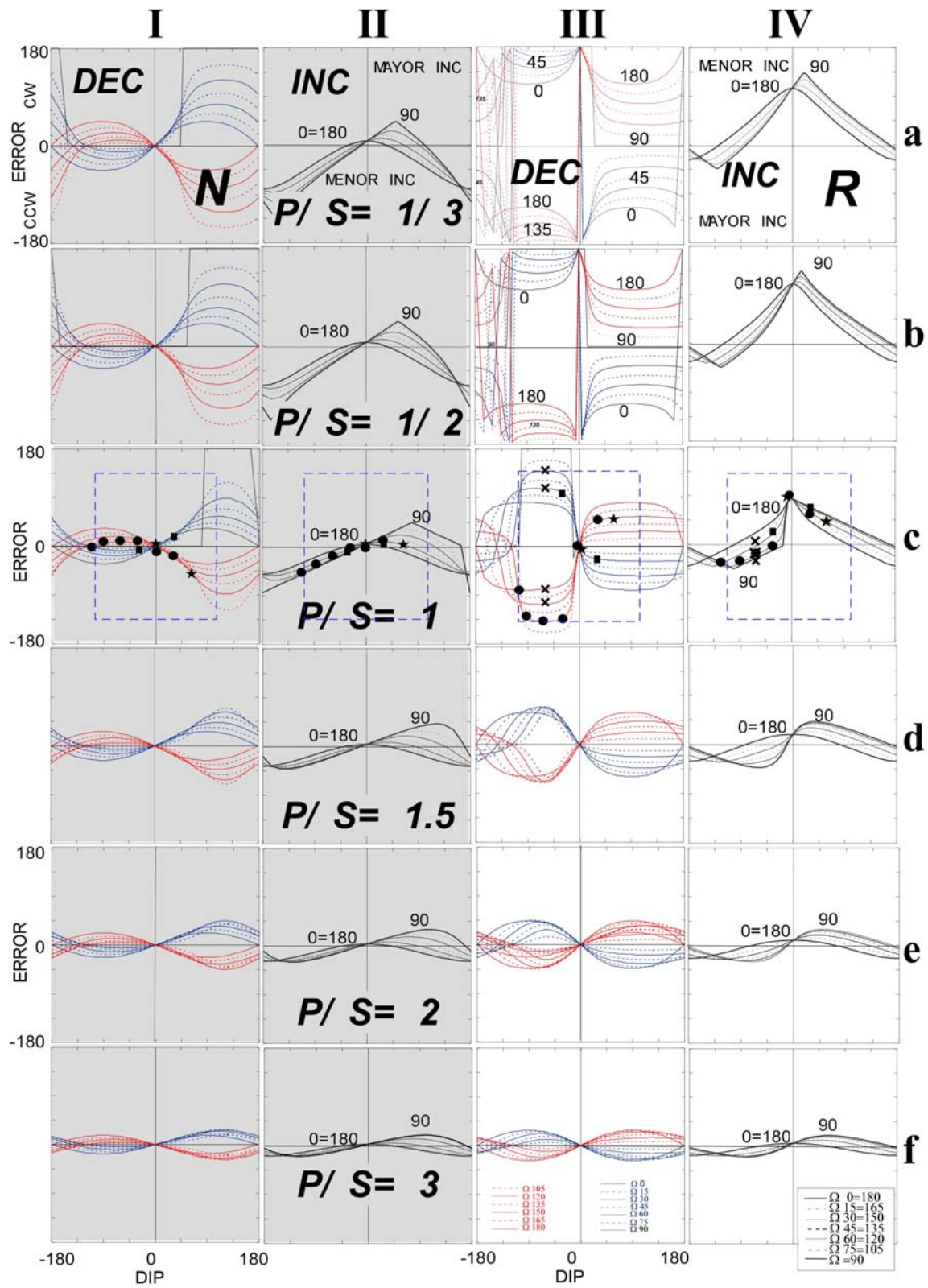


Figura 2. Modelado de errores de declinación y la inclinación en el anticlinal Balzes. Las líneas continuas y discontinuas indican las líneas de error con diferentes proporciones de P / S (de 0,2(muy solapado) a 3 (poco solapado)). Las polaridades se tratan por separado, las líneas negras corresponden a la componente normal primaria y el blanco con la polaridad inversa. Los círculos blancos, grises y negros son la ubicación de las estaciones estudiadas (BG, BZ y SS, respectivamente). Las estaciones solapadas (calizas) parecen caer dentro de un rango (P/S: de 0,5 a 1).

4) En esta línea, también se proponen modelos de solapamiento en relación a la geometría de pliegues por medio de modelos universales aplicables a cualquier escenario de solapamiento (Figura 3). Estos múltiples escenarios de solapamiento de componentes paleomagnéticas han sido modelados en todas las posibles geometrías de pliegue (orientación del eje respecto al campo magnético y posición [buzamiento] dentro del pliegue), considerando ambas polaridades y otros parámetros. Con estos modelos, se hace posible el cálculo de los errores (declinación e inclinación) del vector obtenido (solapado) con respecto a la referencia paleomagnética (vector no solapado). Las observaciones de los modelos confirman que los errores de declinación en un mismo escenario suelen ser de mayor magnitud que los de inclinación.

Adicionalmente al factor geométrico que es determinante en el desarrollo de estos errores, la magnitud relativa de cada vector (P/S) también influye de manera significativa. Las mayores asimetrías y magnitud de los errores se observan cuando los registros primarios y secundarios tienen polaridades opuestas. Si el registro principal (declinación) y la orientación del eje son perpendiculares ($\Omega = 90^\circ$), se observan asimetrías y magnitudes máximas del error. Este tipo de errores produce resultados erróneos en las pruebas de estabilidad (pliegue e inversión) si se utilizan vectores solapados



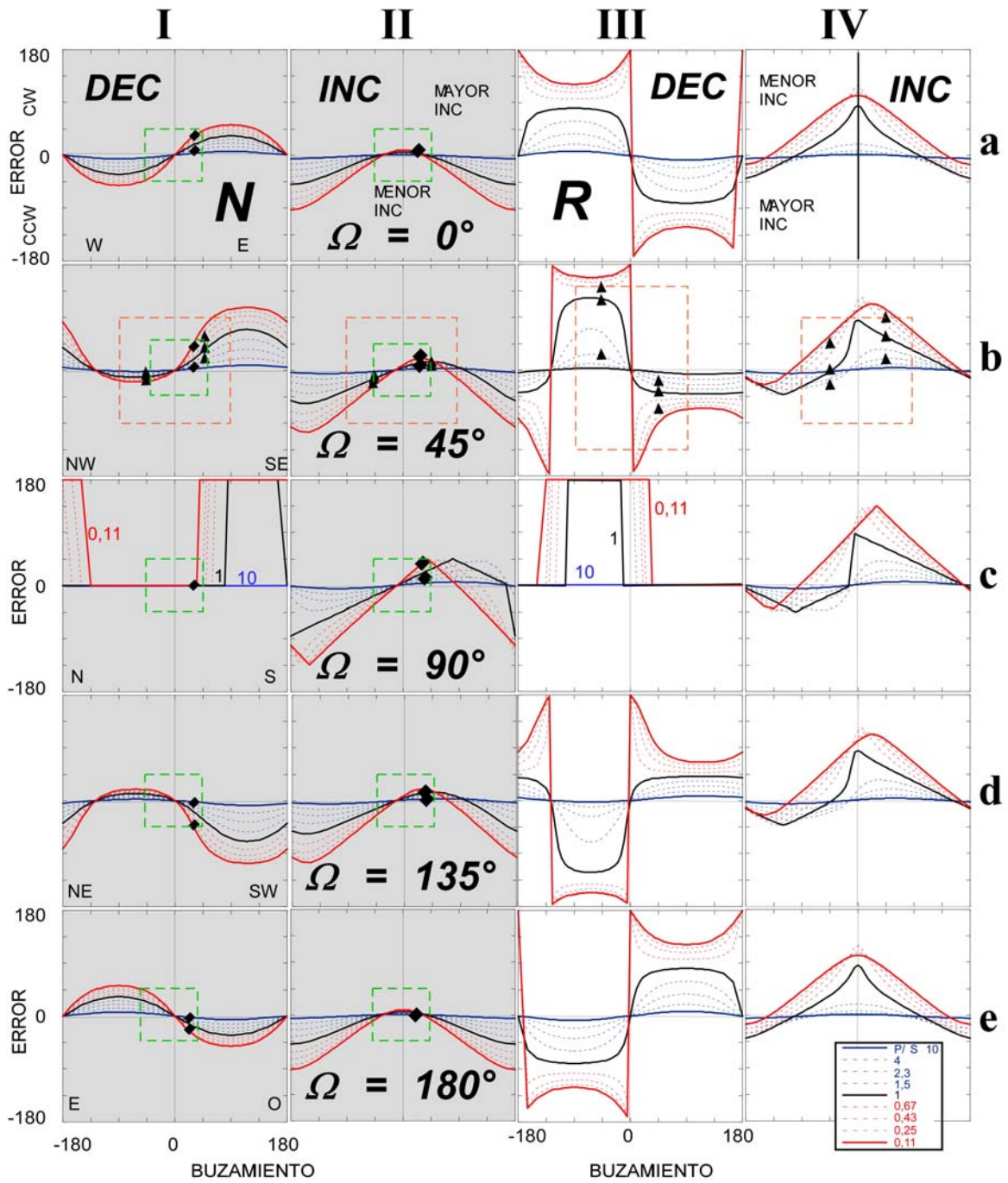


Figura 3. Nomogramas que representan los resultados de los modelos matemáticos para la declinación (DEC) y la inclinación (INC) errores (en el eje Y) versus buzamientos (en el eje X) para valores discretos de P/S y de oblicuidad respectivamente.

5.3 Implicaciones Cronoestratigráficas

Los resultados magnetoestratigráficos correlacionados con la escala de polaridad global (Gradstein et al., 2004) y con los datos bioestratigráficos pre-existentes (Barnolas et al., in press a y b) y los realizados en el marco de esta tesis permiten:

5) Acotar una cronología para el anticlinal del Balzes y en especial definir con bastante precisión edades absolutas para las Formaciones de Boltaña y Guara.

Los nuevos datos de cronología en el perfil de San Pelegrín, permiten acotar el límite de las biozonas SBZ 11/12 en el intervalo de tiempo dentro del cron C22n. A nivel regional, esto implica que la base de la Formación Guara ahora puede ser datada en el techo del Cuisiense (en la base de C22n, 49,42 Ma), más antigua de lo que se pensaba. Esta nueva interpretación es acorde con observaciones de fauna realizadas por otros autores (Canudo, 1988). La correlación de los perfiles de Isuela y el Gasoducto permiten situar el techo de la Fm. Guara dentro del cron C19n con una edad de 40.590 Ma, aun así, debido a la deficiente calidad de los datos magnetoestratigráficos de este segundo perfil, estudios adicionales podrían clarificar con más fiabilidad esta datación (Tabla 2 y Figura 4), que también acotaría con precisión el muro de la Fm. Arguis.

Formación	Edad techo	Edad muro	Intervalo estratigráfico
Guara	40.590	49.427	<i>El límite superior de la Fm. Guara esta indicada por la superficie de inundación y soterramiento de la plataforma carbonática, niveles de glauconita y un cambio claro de litología de calizas a las margas de la Fm. Arguis.</i>
Boltaña	49.427	<i>El límite entre el techo de la Fm. Boltaña y la base de Fm. Guara se distinguen por la superficie de inundación de la plataforma de Boltaña. Coincide con el límite C22r- C22n</i>

Tabla 2. Formaciones estudiadas, edades calculadas para sus límites e intervalos estratigráficos.

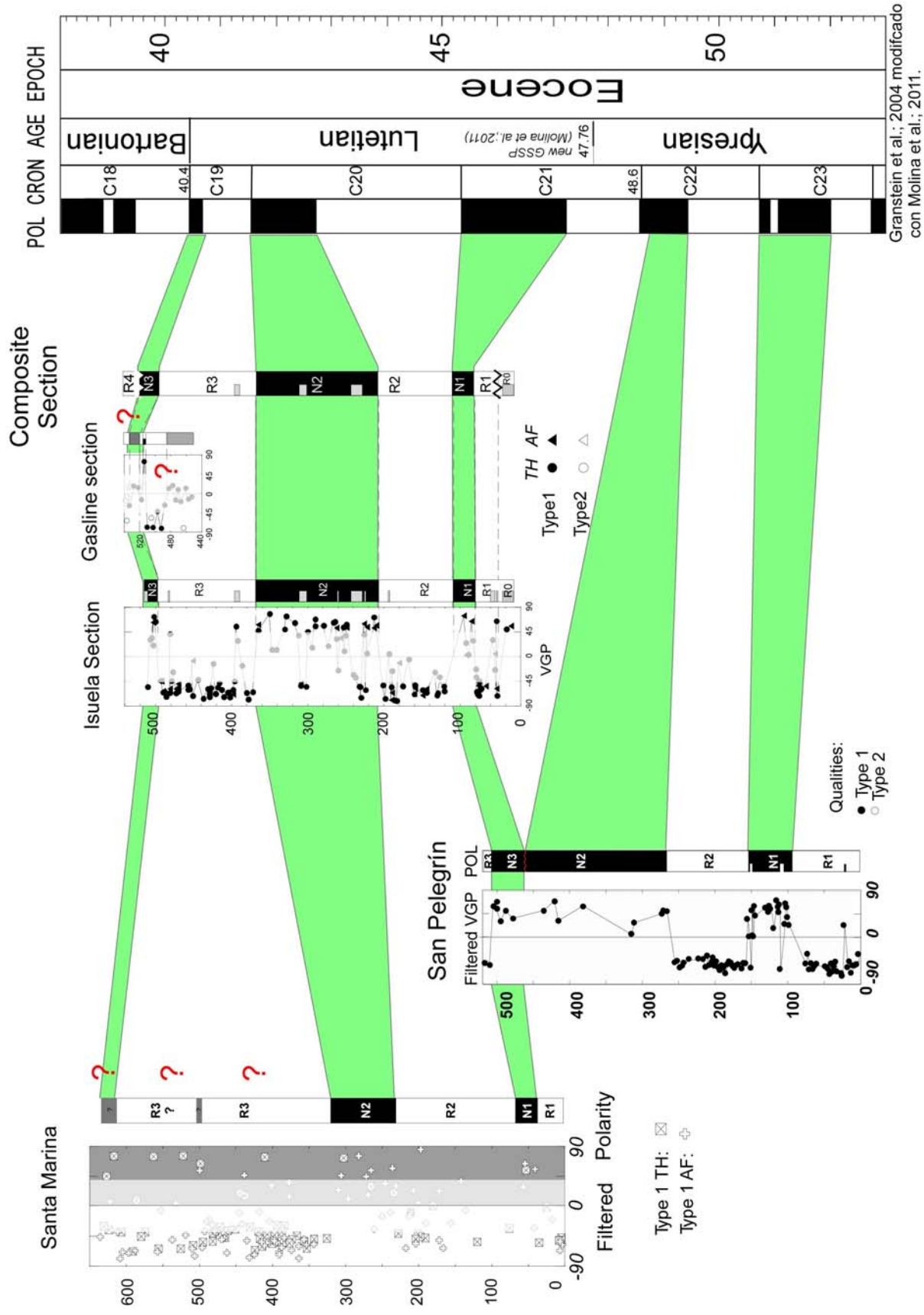


Figura 4. Panel de correlación de los perfiles magnetoestratigráficos generados en esta tesis y su correlación con la escala de polaridad global (GPTS).

La integración de los datos magnetoestratigráficos junto a los numerosos datos bioestratigráficos pre-existentes de las series de los MAGNAS de las hojas 248 y 249 (Barnolas et al. in press y Samsó et al. in press) y los realizados en el marco de esta tesis ha permitido:

6) Recalibrar algunas biozonas de macroforaminíferos bentónicos, en especial los límites (base de SBZ11, SBZ 13/14, SBZ 14/15 SBZ 15/16). Suponiendo una tasa de acumulación constante dentro de los límites de cada cron local. Se han estimado edades absolutas para los siguientes límites bioestratigráficos: el límite SBZ 13/14 en 44,46 Ma dentro del C20r.

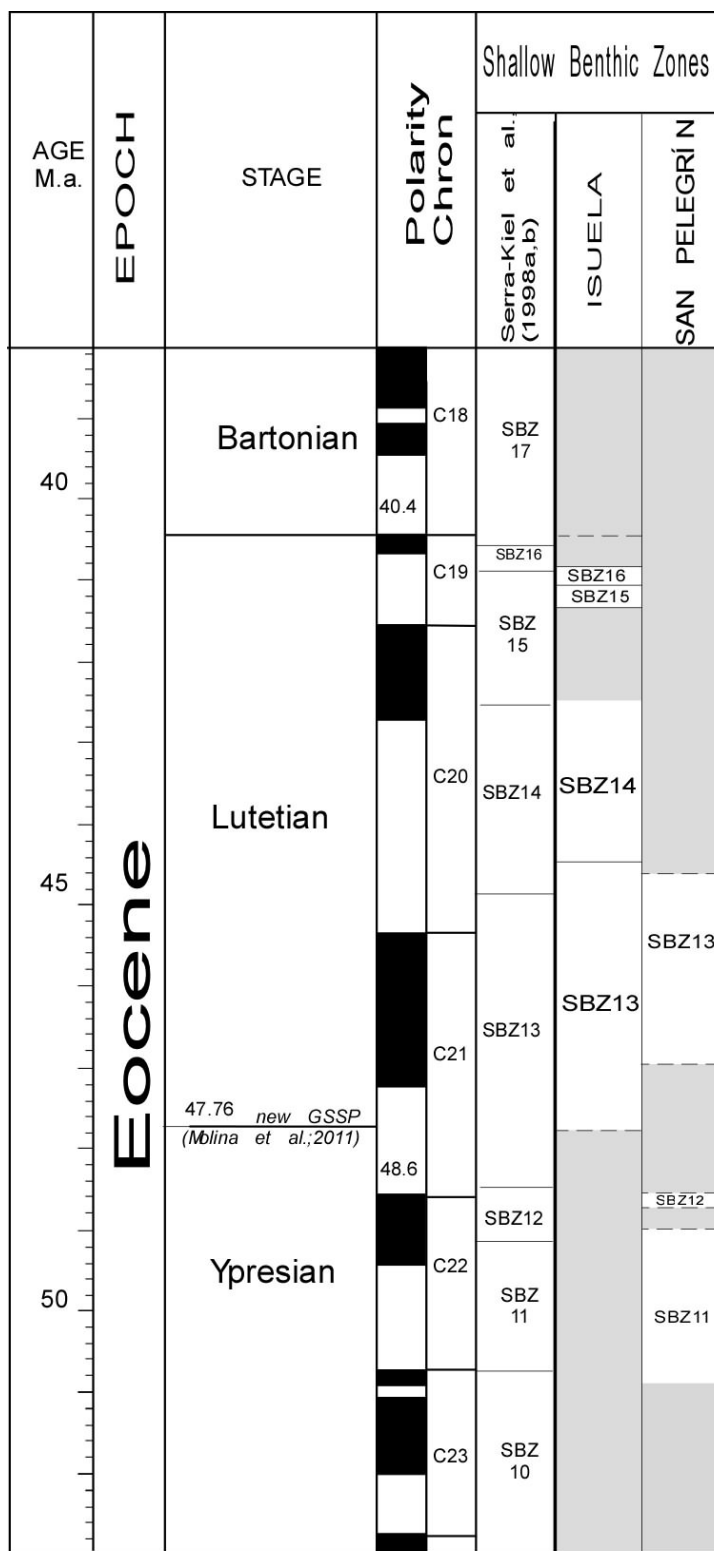
El límite SBZ 14/15 se sitúa dentro del intervalo de tiempo de 41.36 y 42.45 Ma, dentro de los cronos C20n y C19n. Por último, la parte superior de SBZ 15 puede ser situada con precisión en 41,12 Ma (C19r). En cuanto a la base de SBZ11 se sitúa dentro del cron C23n y se estima una edad aproximada de 50.9Ma o más antigua (Figura 5).

5.4 Geometría y cinemática de las rotaciones de eje vertical

El estudio complementario de 64 estaciones paleomagnéticas (780 muestras analizadas), además de los datos provenientes de la discretización de los perfiles magnetoestratigráficos realizados computan un total de 75 estaciones de control de rotación (1149 desmagnetizaciones) para el anticlinal del Balzes además de 10 estaciones de control de rotación (197 desmagnetizaciones) para el anticlinal del Pico del Águila.

Todo esto ha permitido:

7) Obtener las magnitudes de rotación en los 85 puntos estudiados para el anticlinal del Balzes y en el sector del Pico del Águila (Figuras 6 y 7 respectivamente).



Granstein et al.; 2004 and modified with Molina et al.; 2011.

Figura 5. Panel de calibración de biozonas de grandes foraminíferos (SBZ Shallow Benthic Zones por sus siglas en inglés) comparadas con la biozonación vigente (Serra-Kiel et al., 1998).

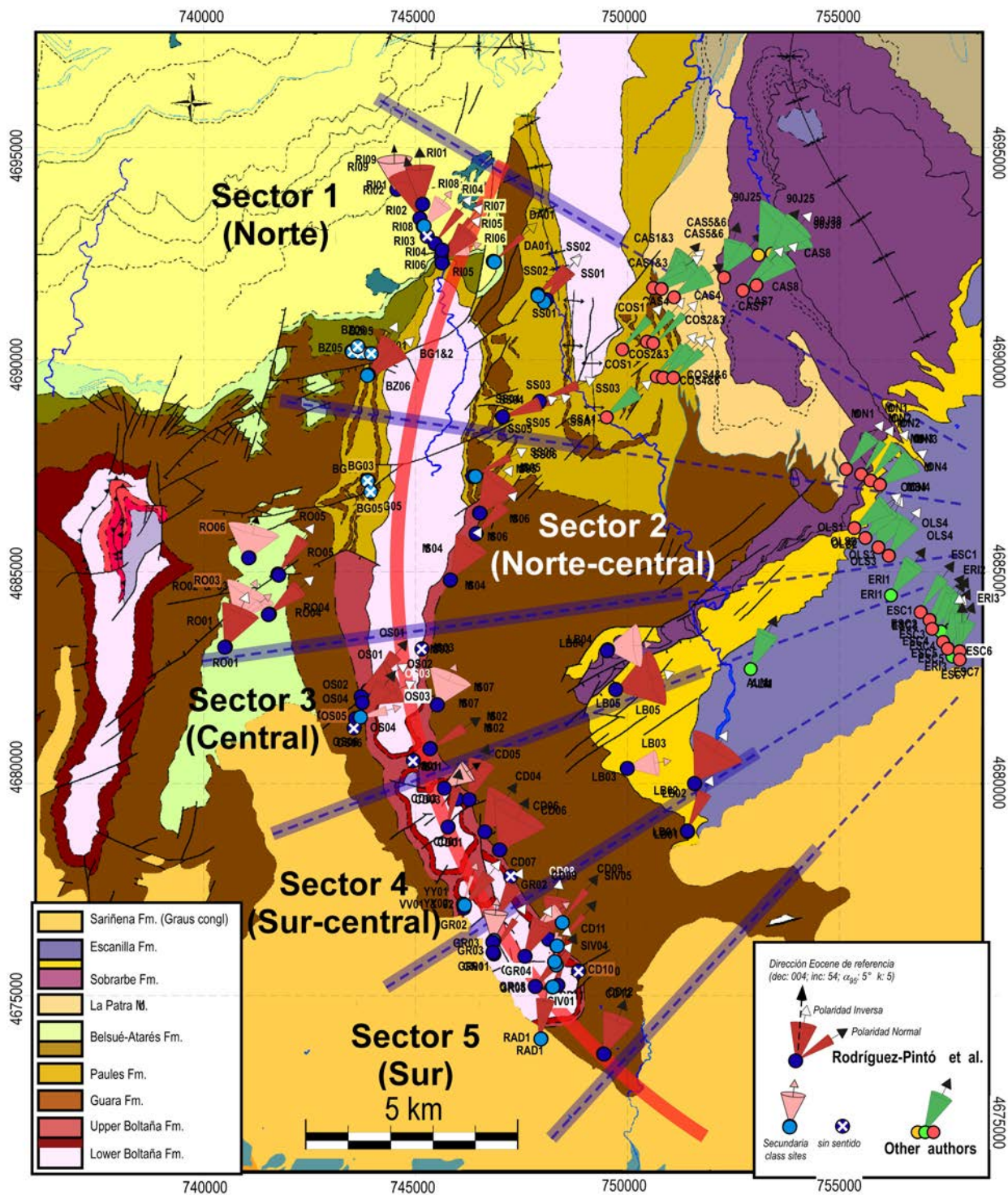


Figura 6. Valores de rotación de eje vertical (estaciones individuales) deducidos en el anticlinal del Balzes (conos). El eje de cada cono representa la rotación de eje vertical y su semi-ángulo apical es el cono de confianza (α_{95}). Los datos están divididos en diferentes sectores pseudo-homogéneos cada 12-17° de semi-arco de la estructura.

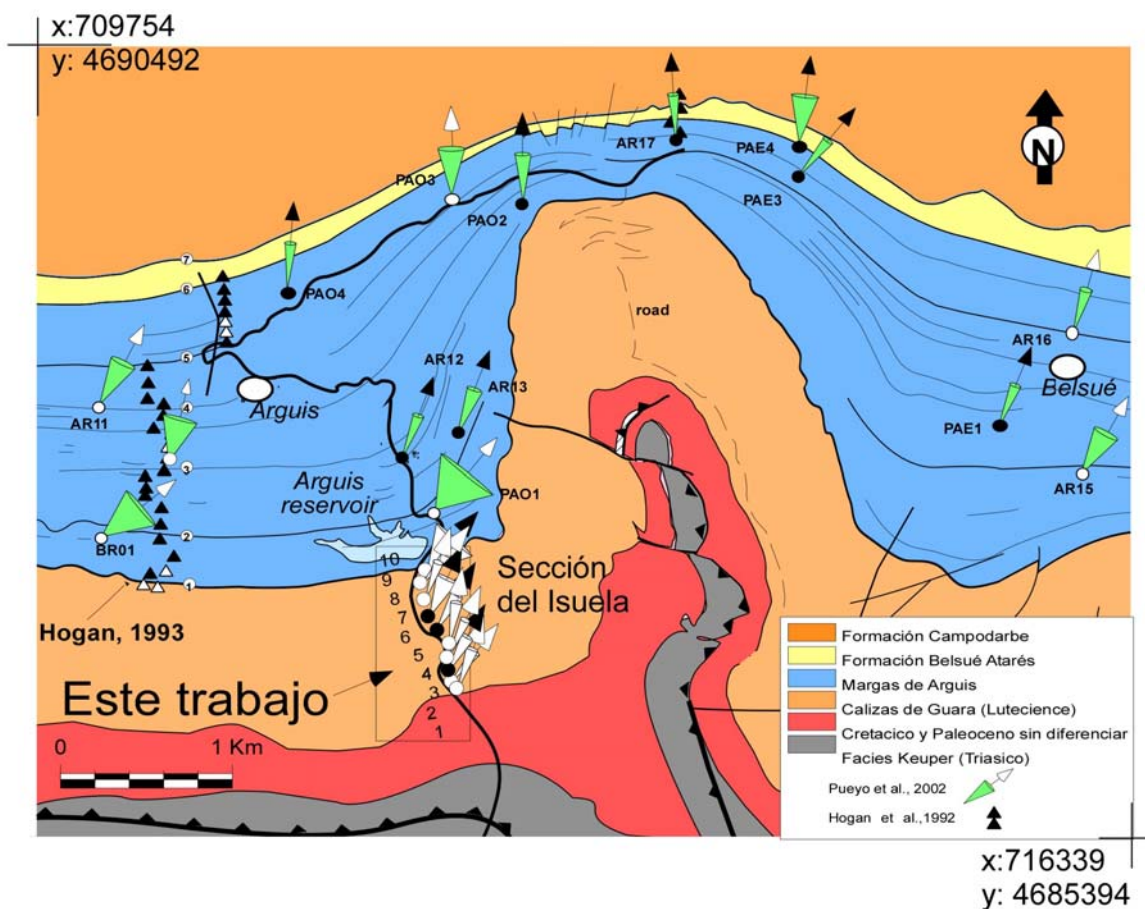


Figura 7. Mapa simplificado del anticlinal del Pico del Águila con la localización de estaciones paleomagnéticas de Hogan et al. (1993) y datos de estaciones de rotación de Pueyo et al., (2002); tomado del mapa geológico Millán Garrido (1996), modificado por Pueyo et al. (2002).

El anticlinal Balzes se caracteriza por rotaciones de más de 30° en sentido de las agujas del reloj (CW) en promedio, aunque este valor varía según la posición estructural y la cronología de cada estación (Figura 6). Los valores de rotación en el anticlinal del Balzes oscilan entre magnitudes no significativas hasta más de 80° CW. Esta variabilidad en parte se debe al carácter sin-rotacional de los sedimentos y a la forma curvada del anticlinal y su origen.

Los análisis paleomagnéticos llevados a cabo sobre 197 muestras de la serie Luteciense, en las inmediaciones del Pico del Águila (perfil Isuela), ha permitido caracterizar los valores de rotación promedios asociados a esta estructura de dec, inc, α_{95} , k y n: 030, 36, 3 y 65, 148 (Figura 7).

8) Realizar un estudio detallado del origen de la curvatura del anticlinal del Balzes (Figura 8). Los valores de rotación calculados en estaciones individuales en el anticlinal del Balzes oscilan entre 0 y 80° en sentido horario, están relacionados con la variación de orientación del eje del pliegue y revelan la existencia de una curvatura primaria que es acentuada (curvatura secundaria) durante la rotación.

Los materiales depositados durante la etapa de pliegue a un principal evento de deformación durante el Luteciense medio y superior, tal y como esta registrado en la discordancia intraluteciense en el flanco Oeste del anticlinal (Santa Marina de Bagüeste).

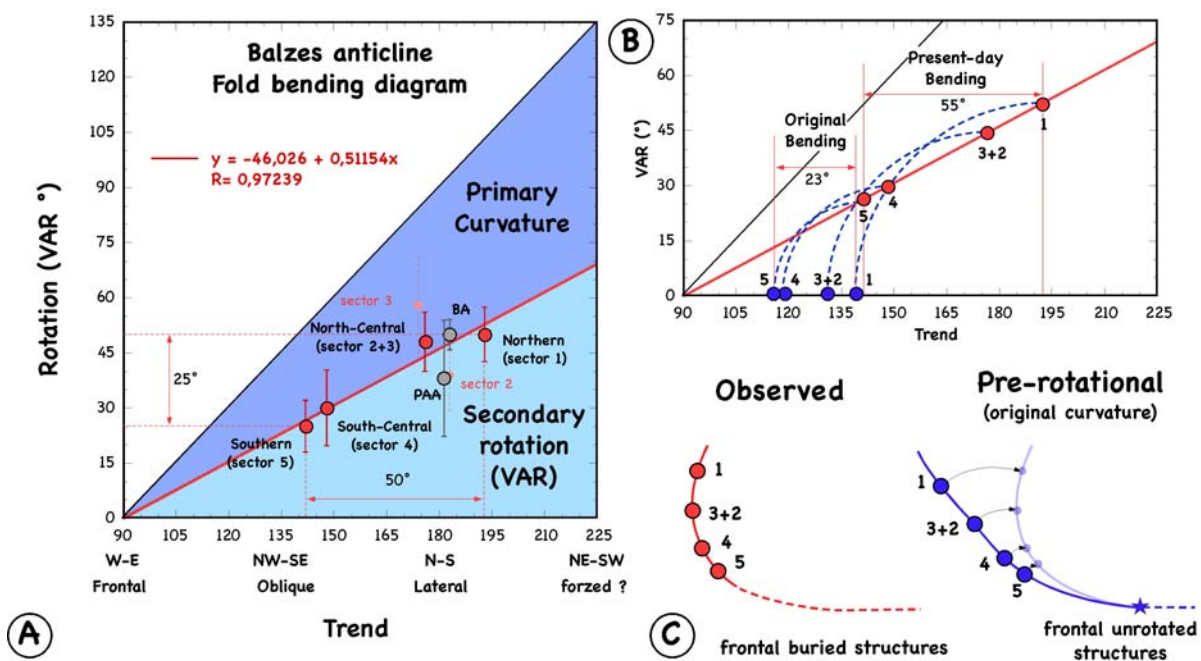


Figura 8. Curvatura del Balzes. A) Diagrama de curvatura del anticlinal, adicionalmente se muestran datos de los anticlinales de Boltaña (Bo) y Pico del Águila (PAA). B) Restitución del rumbo de eje del pliegue a su posición pre-rotacional. C) Esquema simple (vista de planta) del eje del pliegue del anticlinal antes y después de la rotación.

9) Caracterizar las velocidades de rotación del anticlinal del Balzes y estimar las posibles rotaciones acomodadas durante el Luteciense en el Pico del Águila (Figura 9). En el anticlinal del Balzes, los análisis de los sedimentos depositados durante la rotación de la estructura nos permiten obtener la velocidad de rotación del anticlinal (5.2° por millón de años) así como acotar la etapa de rotación Luteciense-Bartoniense, acordes con datos pre-existentes del frente surpirenaico.

En el sector central de las Sierras Exteriores, las diez estaciones (derivadas de la discretización del perfil del Isuela) unidas a los datos preexistentes (Pueyo, 2002), precisan la datación del inicio de la actividad rotacional en el entorno del Pico del Águila (sector Central de las Sierras Exteriores) y se estima que comienza en el Eoceno, durante el depósito de las calizas de Guara (2° por M.a.), si bien se acelera durante el depósito de las margas de Arguis. Si bien, estas deberían ser estudiadas con mayor detalle en la base de las margas Bartonienenses de la Fm. Arguis (Figura 8 y 9).

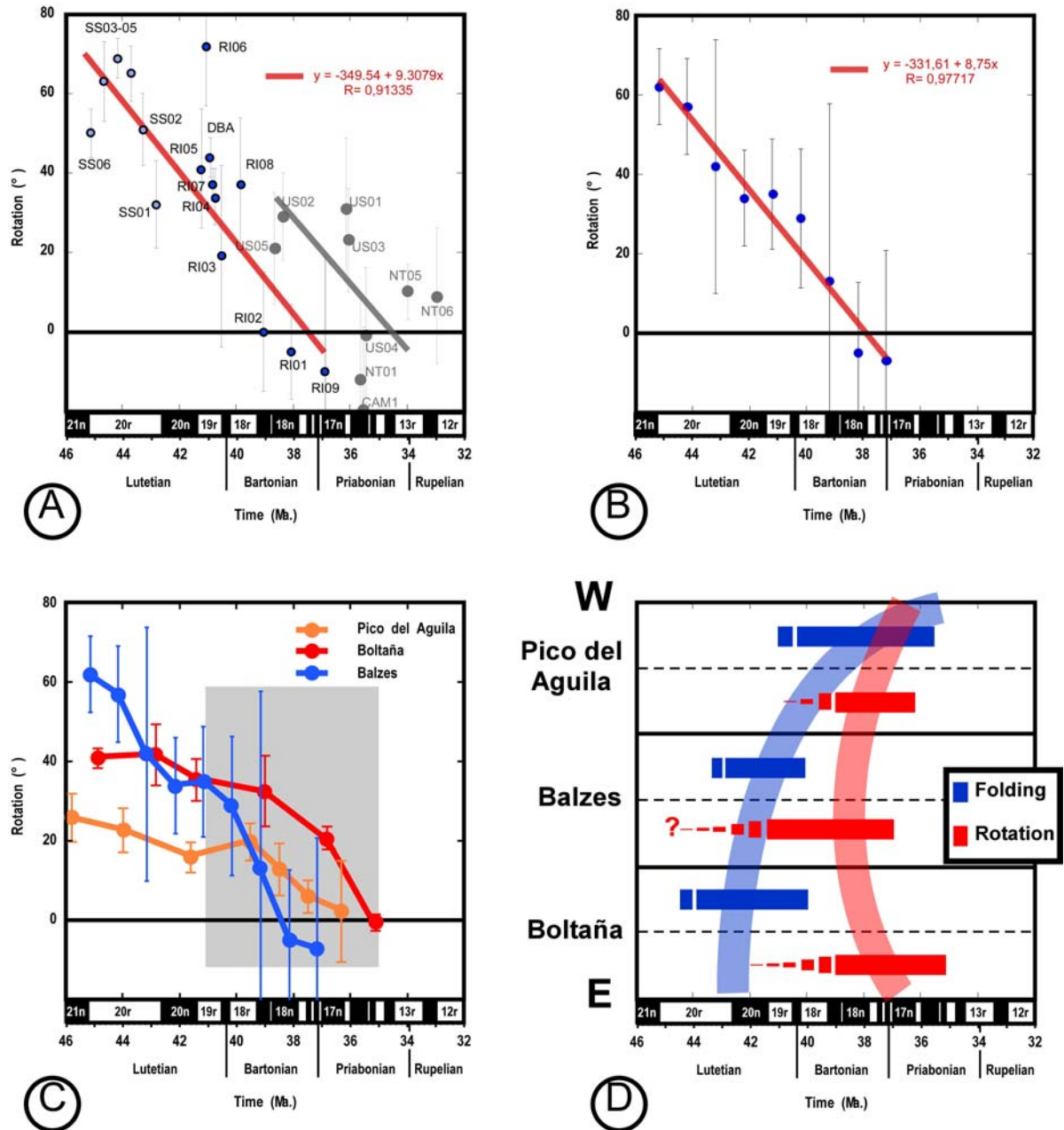
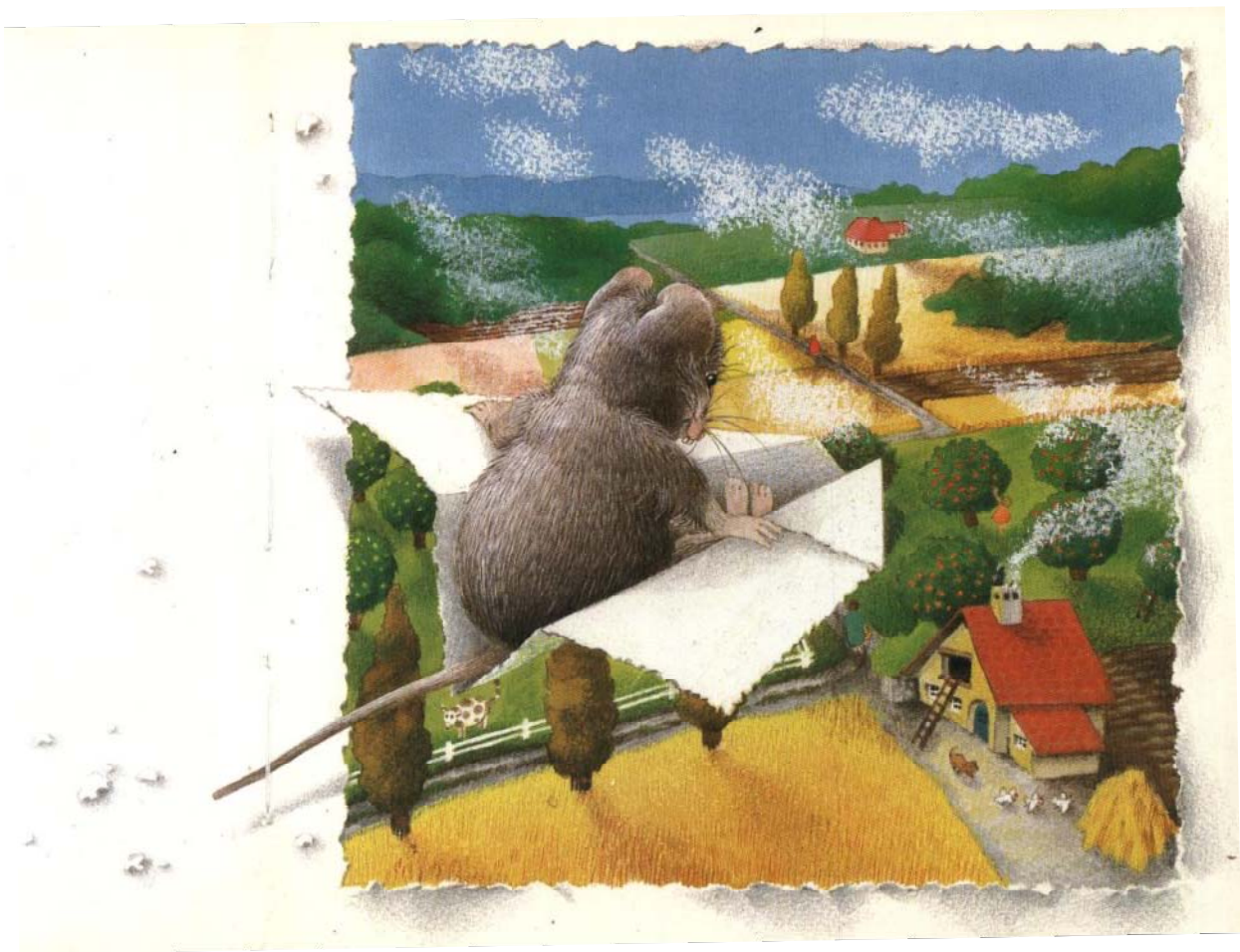


Figura 9. Velocidades de rotación en el anticlinal Balzes. A) Valores de rotación derivados de las estaciones individuales (de acuerdo con el modelo de edad propuesto). Las barras de error son los conos de confianza α_{95} . B) Valores de la media (robusta) obtenidos para intervalos temporales discretos (2-3 Ma). C) comparación con los datos de los anticlinales de Pico del Águila y Boltaña. D) Cuadro sintético de edades de plegamiento y rotación para dichas estructuras en el que se hace patente la divergencia de ambos mecanismos de deformación.



*Historia de la ratita encerrada en un libro.
Por: Monique Felix. Ediciones Maria Di Mase.
Caracas, Venezuela.*

Referencias bibliográficas.

- Adams, C.G. 1962. Alveolina from the Eocene England. *Micropaleontology*, 8, 45-54.
- Alegret, L.; Aurell, M. 2002. Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Cretaceous carbonate platform (western South-Pyrenean Basin, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 226 (1): 25-41.
- Alegret, L.; Aurell, M. 1999. La sedimentación carbonatada en el prepirineo aragonés durante el Cretácico superior. *Estudios Geol.* 55: 237-246.
- Almela A. y Ríos J., 1950a. Mapa Geológico de España 1:50000, serie antigua, hoja 247 (Ayerbe). IGME, Madrid, 50pp. 1 mapa.
- Almela A. y Ríos J., 1950b. Mapa Geológico de España 1:50000, serie antigua, hoja 249 (Alquezar). IGME, Madrid, 58pp. 1 mapa.
- Alonso, J. L.; Teixell, A., 1992. Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds. In: *Thrust tectonics*. McClay, K. R. (editor). Chapman & Hall. London, United Kingdom. Pages 175-180.
- Allerton, S., 1998. Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts: *Tectonophysics*. 299; 1-3, 15-30.
- Allmendinger, R., 2012. Stereonet Program for Mackintosh. V.6.3.3. Freeware. (<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/>)
- Álvares-Marrón J., Pérez-Estaún A., Dañobeitia J., Pulgar J., Martínez-Catalán J., Marcos A., Bastida F., Ayarza Arribas, P., Aller J., Gallart J., González Lodeiro F., Banda E., Comoas M y Córdoba D. 1996. Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics* 264, 153-174.
- Anastasio et al., 2006 (in prep). Geometry and kinematics of a synstectonic detachment fold: the Pico del Aguila anticline
- Anastasio, D. J.; Holl, J. E., 2001. Transverse fold evolution in the External Sierra, southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology* 23; 379-392.
- Anastasio, D.J., 1992. Structural evolution of the external Sierra, Spanish Pyrenees. In: Mitra, S., Fisher, G.W. (Eds.), *The Structural Geology of Fold and Thrust Belts*. Johns Hopkins University Press, pp. 239-251.
- Antolin, B.; Appel, E.; Gloaguen, R.; Dunkl, I.; Ding L.; Montomoli, C.; Liebke, U.; Xu Q., 2010. Paleomagnetic evidence for clockwise rotation and tilting in the eastern Tethyan Himalaya (SE Tibet); implications for the Miocene tectonic evolution of the NE Himalaya. *Tectonophysics*, 493 (1-2) 172-186.
- Archaud F. y Seguret M., 1981. Les structures pirense du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de France). *Bull Soc. Géol. France* (7) XXII-1 51-64.
- Arenas C, Milla'n H, Pardo G, Pocióvi A. 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Res* 13:65-89.
- Arenas C., Pardo G. y Villena J. 1990. Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la depresión del Ebro en el sector de Luesia- Siglos (provincias de Zaragoza y Huesca). *Geogaceta* 8, 92-94.
- Arqued, Y., Almunia, A. y Ortiga, M. 1986. Sedimentación carbonatada de plataforma durante el Cretácico. Superior en el sector oriental del Prepirineo aragonés. XI Congreso Español de Sedimentología. GES Barcelona, Com; resumen de comunicaciones, pág. 14.

- Baby, P., Crouzet, G., Specht, M., Déramond, J., Billote, M., Debroas E. 1988. Rôle des paléostructures albcénomanienennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens. C.R. Ac. Sc. Paris, 306, sér II: 307-313.
- Baceta, J. I.; Pujalte, V.; Dinarès-Turell, J.; Payros, A.; Orue-Etxebarria, X.; Bernaola, G., 2000. The Paleocene/Eocene boundary interval in the Zumaia section (Gipuzkoa, Basque basin): Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol. 13 Núm. 2, pg - 375-391
- Bailey, R. C. and Halls, H. C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics*, 54, 174-182.
- Barberá, X.; Parés, J. M.; Cabrera, L.; Anadón, P., 1994. High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro Basin, NE Spain), *Phys. Herat Planet. Inter.* 85, 181-193.
- Barberá, X.; Cabrera, L.; Marzo, M; Parés, J. M.; Agustí, J., 2001. A complete terrestrial Oligocene magnetobiostratigraphy from the Ebro basin, Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 187, 1-16.
- Barchi, P.; Bonnemaison, M.; Galbrun, B.; Renard, M., 1997. Tercis (Landes, Sud-Ouest France); point stratotype global de la limite Campanien-Maastrichtien; resultats magnetostratigraphiques et premieres donnees sur la nannoflore calcaire. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, vol.168, no.2, pp.133-142.
- Barke, R.; Lamb, S.; MacNiocail, C., 2007. Late Cenozoic bending of the Bolivian Andes: New paleomagnetic and kinematic constraints. *Journal of Geophysical Research*, 112, B01101.
- Barnolas, A., Mochales, T.; Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E.; Serra-Kiel, J.; Gil-Peña I. y Samsó J.M. (in press). Geometry and evolution of the Eocene foreland carbonate margin in South Central Pyrenean Basin: The Boltaña-Balzes transect.
- Barnolas, A.; Samsó J.M^a; Malagón, J.; Gil-Peña, I.; Montes, M. y Rico, M. (in press b).- Mapa geológico y memoria de la Hoja nº 249, Alquezar, del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Barnolas, A. and Pujalte, V. 2004. La Cordillera Pirenaica. In: *Geología de España* (Edited by Vera, J. A.). SGE-IGME, Madrid, 231-338.
- Barnolas, A. and I. Gil Peña. 2001. Estructura secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca de antepaís surpirenaica y su relación con la evolución del orógeno". *Geotemas* 2, 37-41.
- Barnolas, A. and Teixell, A., 1994. Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology* 22, 1107-1110.
- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J. and Zamorano, M., 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Libro-Guía de la excursión nº 1, EUMO Gràfic, Vic, 123.
- Beamud, B.; Garcés, M.; Cabrera, L.; Muñoz, J. A.; Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 501-514.
- Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research*, 23, 309-331. doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00492.x
- Beamud, E.; Hamilton, J.; Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, vol.105, no.4, pp.8121-8145.
- Beaumont C. y Quinlan G. 1994. A geodynamic framework for interpreting cristal scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophysics Journal of Inert.* 116 754-783.

- Beaumont, C.; Muñoz, J. A.; Hamilton, J.; Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, vol.105, no.4, pp.8121-8145.
- Bentham, P. and Burbank, D.W., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. In: *Tertiary basins of Spain*. Edit: Friend, P.F., Dabrio, C.J. Cambridge Univ. Press, 144-152.
- Bentham, P.A., 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Berástegui, X., Losantos, M. y Muñoz, J. 1993. *Tall Geològic del Pirineu Central 1:200.000*. Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Berástegui, X., García-Senz, J.M. y Losantos, M. 1990. Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the lower Cretaceous. *Bull. Soc. Geol. France* (8) vi, 2: 251-264.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: *Geochronology, Times Scale and Global Correlations* (eds W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol). Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication, 54, 129-212.
- Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E., Caballero, F., 2006. Biomagnetostratigraphic analysis of the Gorrondatxe section (Basque Country, Western Pyrenees): Its significance for the definition of the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Neues J. Geol. Paläontol. Abh.* 241(1), 67-109.
- Bingham, C. 1974, An antipodally symmetric distribution on the sphere, *Ann. Statist.*, 2, 1201-1225.
- Boyer, S. 1992. Geometric evidence of synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belt. En: *Thrust Tectonics* (Ed. By K.R. MacClay): 377- 390 Chapman y Hall. London. 447p.
- Brinkmann R. y Logters, H. 1968. Diapirs in western Pyrenees and foreland, Spain. En : *Diapirism and diapirs* (J. Braunstein y G.D. O`Brein, Eds.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 8 275- 292.
- Brunet, M. 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. *Tectonophysics*, 129: 343-354.
- Burbank, D. W.; Puigdefabregas, C.; Muñoz, J. A., 1992a. The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, Northeast Spain. *Geological Society of America Bulletin*. 104; 9, Pages 1101-1120.
- Burbank, D.W.; Vergés, J.; Muñoz, J.A.; Bentham, P., 1992b. Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the South-Central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 3-17az
- Burbank, K. D. W.; Hogan, P.; King, M.; Jolley, Z. J., 1987. Preliminary results of magnetostratigraphic studies in the South Pyrenean foreland basin. *Workshop of paleomagnetism in the Iberian Peninsula*. Servei Geològic de Catalunya. Abstracts, 1-3.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism, Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Boston, Blackwell, 319 p.
- Cámara P, Klimowitz J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios geológicos*, 41: 391-404.
- Cande S. C. and Kent D. V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4), 6093-6095.
- Cande, S. C. y Kent, D. V. 1992, A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B10): 13.917-13.953.
- Canudo J.I.; Compared, F.; Pueyo, E. L., 2010. El primer resto de dinosaurio encontrado en la Sierra de Sto. Domingo. *La Carracla*, núm 28, 12-13. Edited by: Asociación Cultural "Fayanás"- Luesia

- Canudo, J.I., Malagón, J., Meléndez, A., Millán, H., Molina, E. and Navarro, J.J. 1991. Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras Exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, 9, 81-84.
- Canudo, J. I. 1990. Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno del Prepirineo oscense en el sector de Arguis. Ph. D. thesis, University of Zaragoza, 435
- Canudo, J.I., 1988. Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno del Prepirineo oscense en el sector de Arguis. PhD Thesis. Universidad de Zaragoza, 435 p.
- Canudo, J.I., Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J. and Sucunza, M. 1988. Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène moyen a l'Oligocène inférieur. *Revue de Micropaléontologie*, 31(1), 15-29.
- Capote R., Muñoz J., Simón, J., Liesa C. y Arlegui L. 2002. Alpine tectonics: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 385-397.
- Casas, A. M.; Soto, R.; Gonzalez, A.; Villalaín, J. J., 2006. Folded onlap geometries: implications for recognition of syn-sedimentary folds. *Journal of Structural Geology* 27 (9) 1644–1657.
- Casas, A. M.; Pardo, G., 2004. Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Oloron. In: *Itinerarios geológicos por Aragón* (Edited by Colombo, F.; Liesa, C. L.; Meléndez, G.; Pocovi, A.; Sancho, C.; Soria A. R.), Geo Guías (Sociedad Geológica de España), 1, 63-96 (ISBN: 84-930160-2-0).
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. and Adam, C.R., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 65-78.
- Cascella, A.; Dinarés-Turell, J., 2009. Integrated calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy from the uppermost marine Eocene deposits of the southeastern Pyrenean foreland basin: evidences for marine Priabonian deposition. *Geologica Vol 7* . 281- 296
- Castelltort, S.; Pochat, S.; Van den Driessche, J., 2004. How reliable are growth strata in interpreting short-term (10 s to 100 s ka) growth structures kinematics?. *C. R. Geoscience* 336, 151–158.
- Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F. and Eschard, R. 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain), *Basin Res.* 15, 527-551.
- Caus, E. 1976. Alguns macroforaminífers del Biarritzià català. *Butlletí del Institut Català d'Història Natural*, 40 (1), 23-29.
- Caus, E. 1979. *Fabularia roselli* n. sp. et *Pseudolacazina* n. gen., foraminifères de l'Éocène Moyen du Nord-Est de l'Espagne. *Geobios*, 12 (1), 29-45.
- Chery J., Vilotte J. y Daignières M., 1991. Thermomechanical evolution of a thinned continental lithosphere under compression: implications for the Pyrenees. *Jour. Geophys. Res.* 96, B3: 4385-4412.
- Choukroune, P. and ECORS team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1): 23-39.
- Choukroune, P.; Seguret, M., 1973. Presentation d'une carte structurale des Pyrenees Reunion *Annuelle des Sciences de la Terre*. Pages 133.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 143-158.
- Clarke SM, Burley SD, Williams GD, Richards AJ, Meredith D & Egan S. 2005., *Integrated 4D modelling of sedimentary basin architecture and hydrocarbon migration*. Sp. Pub. Geol Soc. Lond. In press.
- Colom, G. 1975. *Geología de Mallorca*. Instituto de Estudios Baleáricos, C.S.I.C., 297

- Comas, M. J.; Goy, A.; Meléndez, G.; Millán, H.; Navarro J. J.; Pocoví, A., 1989. Caracterización bioestratigráfica del Lías en San Felices (Extremo occidental de las Sierras Exteriores; Prepirineo). Cuadernos de Geología Ibérica, 13: 175-184.
- Comas –Rengifo, M., Goy A., Meléndez G., Millán H., Navaroo J., Pocoví A., 1989. Caracterización bioestratigráfica del Lías de San Felices (Prepirineo Meridionales, extremo occidental de las Sierras Exteriores). Cuad. Geol. Ibérica 13, 175- 184.
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Cabrera, L., Beamud, E., (2010). The Bartonian-Priabonian marine record of the Eastern South Pyrenean Foreland Basin (NE Spain): A new calibration of the larger foraminifers and calcareous nannofossil biozonation. *Geologica Acta*.
- Costa E.. 2011a. Paleogene Chronostratigraphy of the Southeast margin of the Ebro basin: Biochronological and tectonosedimentary evolution implications.
- Costa, E.; Garcés, M.; Sáez, A.; Cabrera, L.; López-Blanco, M., 2011b. The age of the “Grande Coupure” mammal turnover: New constraints from the Eocene–Oligocene record of the Eastern Ebro Basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 301, 97–107
- Costa, E., Garcés, M., López-Blanco, M., Beamud, B., Gómez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., 2009. Closing and continentalization of the South Pyrenees foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints. *Basin Research*, 22 (6), 904-917.
- Costa, E.; Gómez-Paccard, M.; López-Blanco, M.; Garcés, M.; Beamud, E.; Larrasoaña, J.C.; Cabrera, L., 2008. Eocene-Oligocene magnetostratigraphy from the central part of the SE margin of the Ebro. *Geotemas* 10, 2008 ISSN: 1567-5172
- Crusafont M., Renzi M. y Clavell E., 1968. Les grans traits d'une coupure Crétacé – Paléocène – Éocène au sud des Pyrénées. *Mém. BRGM* 58, 591- 596.
- Crusafont M. y Rosell J. 1966. Primera datación de los tramos superiores del Eoceno continental de la cuenca de Ager (provincial de Lérida). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 79, 341-353.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. and ECORS team, 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. In: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France* (A. Mascle, Ed.). *Eur. Ass. Petr. Geosci. Spec. Publ.* 4, Springer-Verlag, 199-208.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, E. and Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57: 88-100.
- Dahlstrom, C., 1969. Balanced cross-sections. *Can. Jour. Earth Planet. Sci.*, 6 743-757.
- Dalloni, M. 1910. Étude géologique des Pyrénées de l'Aragón. *Ann. Fac. Sc. De Marseille*, XIX, 436pp.
- De Federico A. 1981. La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Aínsa. PhD Thesis. *Publicaciones de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona*, 12. 271 pp.
- Delacotte, O.; Renard, M.; Laj, C.; Perch-Nielsen, K.; Premoli-Silva, I.; Clauer, S., 1985. Magnetostratigraphie et biostratigraphie du passage Crétacé-Tertiaire de la coupe de Bidart (Pyrenées Atlantiques). *Geologie de la France*, vol.3, pp.243-254.
- Dinarès-Turell, J.; Baceta, J.; Bernaola, G.; Orue-Etxebarria, X.; Pujalte, V., 2007. Closing the Mid-Paleocene gap: toward a complete astronomically calibrated Paleocene Epoch at Zumaia (Basque Basin, W Pyrenees). *Eos Trans. AGU*, 88(23), Jt. Assem. Suppl., Abstract GP52A-02.
- Dinarès, J.; Baceta, J. I.; Pujalte, V.; Orue-Etxebarria, X.; Bernaola, G.; Lorito, S., 2003. Untangling the Palaeocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Palaeocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 216, 483-500.
- Dinarès, J.; Baceta, J. I.; Pujalte, V.; Orue-Etxebarria, X.; Bernaola, G., 2002. Magnetostratigraphic and cyclostratigraphic calibration of a prospective Palaeocene/ Eocene stratotype at Zumaia (Basque Basin, northern Spain). *Terra Nova*. 14; 5, Pages 371-378.

- Dinarès-Turell, J., 1992a. Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 462 pp.
- Dinarès-Turell, J., McClelland, E. & Santanach, P., 1992b. Contrasting Rotations within Thrust Sheets and Kinematics of Thrust-Tectonics as derived from Palaeomagnetic data: an example from the southern Pyrenees. In: K. R. McClay (Ed.), Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 255-265.
- Dinarès-Turell J. and McClelland, E., 1991. A cautionary tale for palaeomagnetists; a spurious apparent single component remanence due to overlap of blocking-temperature spectra of two components. *Geophysical Research Letters*. 18; 7, Pages 1297-1300.
- Dizer, A. 1965. Sur quelques Alvéolines de l'Éocène de Turquie. *Revue de Micropaléontologie*, 7, 265-279.
- Drobne, K. 1977. Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 99, 175
- Drobne, K. 1988. Elements structuraux et répartition stratigraphique des grands Miliolidés de la famille des Fabulariidae. Vol. Spéc., *Revue de Paléobiologie*, 2 (2), 643-661.
- Duermeijer, C.E.; Nyst, M.; Meijer, P. Th.; Langereis, C.G.; Spakman, W., 2000. Neogene evolution of the Aegean arc: paleomagnetic and geodetic evidence for a rapid and young rotation phase. *Earth and Planetary Science Letters* 176 (3–4) 509–525.
- ECORS Pyrenees Team (P. Choukroune, M. Daignières, J. Déramond, J.R. Grasso, A. Hirn, J.N., Marthelot, M. Mattauer, M. Séguret, B. Damotte, F. Roure, M. Cazes, G. Torreilles, A. Villien, F. Mediavila, A. Vauthier, E. Banda, J.M. Fontboté, J. Gallart, P. Santanach, E. Suriñach, Barnolas, A., J. del Valle, J.L. Plata, X. Berástegui, J.A. Muñoz, C. Puigdefábregas, A. López-Arroyo, M. Rivero, A. Arrieta, P. Cámara, A. Garrido and J. Rodríguez de Pedro). 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* (ISSN: 0148-0227), 508 - 511.
- Elredge, S.; Bachtadse, V.; Van der Voo, R., 1985. Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics*, 119, 153-179.
- Escandell, B. and Colom, G. 1962. Una revisión del Nummulítico Mallorquín. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 66, 73-142.
- Farrell SG., Williams GD., and Atkinson CD., 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain. *Journ. Geol. Soc. of London*, 144: 907-914.
- Fernández-Bellón, O., 2004. Reconstruction of geological structures in 3D. An example from the Southern Pyrenees. Ph.D Thesis. Universitat de Barcelona. 321 p.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbués, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa Basin, Pyrenees, Spain). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88(8), 1049–1068.
- Fernandez, O.; Beamud, B.; Muñoz, J. A. ; Dinarès, J.; Poblet, J., 2003. Distribución de las rotaciones paleomagnéticas en los anticlinales de Boltaña y Añisclo (Pirineos Centrales). *Resúmenes del MAGIBER II- Coimbra*.
- Fisher, R. A. 1953. Dispersion on a sphere, *Proceedings of the Royal Society, London, Ser. A* 217, 295-305.
- Fitzgerald, P. G.; Muñoz, J. A.; Coney, P. J.; Baldwin, S. L, 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implication for the tectonic evolution of a collisional orogen., *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 173, 157-170.
- Fontboté, J., Muñoz, J. y Santanach, P. 1986. On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern part of the belt. *Tectonophysics*, 129: 291-301.

- Galbrun, B., Gardin, S., 2004. New chronostratigraphy of the Cretaceous-Paleogene boundary interval at Bidart (France). *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 19- 32.
- Galbrun, B. 1997. Did the European dinosaurs disappear before the K-T event? Magnetostratigraphic evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 569-579.
- Galbrun, B.; Feist, M.; Colombo, F.; Rocchia, R.; Tamabareau, Y., 1993. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager Basin, Province of Lerida, Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 102, 41-52.
- Gallart, J., Banda, E, Daignières, M. 1981. Crustal structure of the Paleozoic axial zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean zone. *Annales of Geophysics*, 37 (3)457-480.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. and Cloetingh, S. 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7), 2347.
- García-Lobón, J.L., Pueyo, E.L., Klimowitz, J.P. et al. (in alphabetical order: Alcolea, M., Arbués, P., Arche, A., Aurell, M., Baceta, J.I., Bastante, R., Bausá, J., Bello, D.A., Cortés, A.L., Escalante, S., Gratacós, O., Hermida, E., Juez, F.J., Larrasoaña, J.C., Mencos, J., Morante, M., Muñoz, J.A., Murelaga, X., Pardos, M., Roca, E., Ruíz, G., 2010. Selección y caracterización de áreas y estructuras favorables para el almacenamiento geológico de CO₂ en España, v. II-1 Cadena Pirenaica y Cuenca del Ebro – Geología (Atlas, 200 p.): Instituto Geológico y Minero de España.
- García-Senz, J., 2002. Cuenca extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversión. PhD Thesis. Universidad de Barcelona, 310 pp.
- Garfunkel, Z., 1988. Regional deformation by block traslation and rotation, In: *Paleomagnetic rotations and continental deformation* (C. Kissel, C. Laj, Eds.), Nato ASI Ser. 254, 181-208.
- Garrido-Megías A., 1968. Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca Graus-Tremp, Pirineo Central, Boltaña kinematics provincia de Huesca). *Acta Geol. Hispánica*, v. 3 (2), p. 39 43.
- Garrido-Megías, A., 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central. Ph.D Thesis. Universidad de Granada. 395 p.
- Garrido-Gil, J. A. ; Jurado, M. J., 1998. Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro–Balaguer anticline, southern Pyrenees. *Tectonophysics* 293; 3-4, 141-155.
- Gil J. y Jurado M. 1998. Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro–Balaguer anticline, southern Pyrenees. *Tectonophysics* 293 141–155.
- Golberg. J.M., Maluski, H. and Leyreloup, A.F., 1986. Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics*, 129, 275-290.
- Gong Z., Van Hinsbergen D.J.J, Vissers, R; Dekkers M. 2009. Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin—New constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation *Tectonophysics* 473, 312–323
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G. 2004. *A geologic time scale 2004*. Cambridge, Cambridge University Press, 589
- Graham., J.W., 1949. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J. Geophys. Res.*, 54, 131-167.
- Halim, N., J. P. Cogné, V. Courtillot, and Y. Chen; 1996. Apparent synfolding magnetization as a result of overlap of pre- and post-folding magnetizations, *Geophys. Res. Lett.*, 23(24), 3523-3526, doi:10.1029/96GL03254.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophys. J.R. Astron. Sot.*, 45: 297-304.

- Hardy, S.; Poblet, J.; McClay, K. and Waltham, D., 1996. Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures. Special publication of the Geological Society, 99, 265-282.
- Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; an example from the Jura arc. *J. Struct. Geol.* 21, 1089-1101.
- Hirst, 1983. J. Oligomiocene alluvial systems in the northern Ebro basin, Huesca Province, Spain. Unpublished PhD Thesis, University of Cambridge. 247pp.
- Hirst, J., Nichols G., 1986. Thrust tectonic controls on the Miocene alluvial distribution patterns, Southwestern Pyrenees. En: Allen P., y Homewood P., (ed.). *Foreland basins IAS. Spec. pub.*, 8, 247-258.
- Hnat, J.S.; van der Pluijm, B.A.; Van der Voo, R.; Thomas, W.A., 2008 et al., Differential displacement and rotation in thrust fronts: A magnetic, calcite twinning and palinspastic study of the Jones Valley thrust, Alabama, US Appalachians. *Journal of Structural Geology*, 30 (6) 725-738.
- Hnat, J.S.; van der Pluijm, B.A.; Van der Voo, R., 2009. Remagnetization in the Tennessee Salient, Southern Appalachians, USA; constraints on the timing of deformation. *Tectonophysics*, 474 (3-4) 709-722.
- Hillebrandt A. von 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alltertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NW-Spanien) und ein vergleich mit anderen Tethys gebieten. *Bayer. Akad. Wiss. Math.-nat. Abh.*, 123 p.
- Heward, A.P. 1978. Alluvial fan sequence and mega-sequence models: with examples from Westphalian D–Stephanian B coalfields, northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A. Hogan, P.J. 1993. Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain. Ph. D. thesis, University of Southern California, 219.
- Hogan, P.J. and Burbank D.W. 1996. Evolution of the Jaca piggyback basin and emergence of the External Sierra, southern Pyrenees. In: *Tertiary basins of Spain* (eds P.F., Friend and C.J. Dabrio). Cambridge University Press, *World and Regional Geology*, E11, 153-160.
- Hogan, P.J. 1993. Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the southwestern Pyrenean foreland basin, northern Spain. PhD Thesis, University of Southern California, Los Angeles.
- Holl, J. E.; Anastasio, D. J., 1995. Kinematics around a large-scale oblique ramp, southern Pyrenees, Spain. *Tectonics*. 14; 6, Pages 1368-1379.
- Holl, J. E.; Anastasio, D. J., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. *Geology (Boulder)*. 21; 3, Pages 271-274.
- Hottinger, L. and Drobne, K. 1988. Alveolines tertiaires: quelques problèmes liés à la conception de l'espèce. *Vol. Spéc. Revue de Paléobiologie*, 2, 665-681.
- Hottinger, L. 1974. Alveolinids, Cretaceous-Tertiary larger Foraminifera. *Esso Production Research-European Laboratories, A. Schudel & Co. AG. Riehen/Basle*, 84 p., 106 pls.
- Hottinger, L. 1960. *Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. Mémoires suisses de Paléontologie*, 75, 243
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62: 699-718.
- Kodama, K. P., Anastasio, D. J., Newton, M. L., Pares, J. M. and Hinnov, L. A. 2010. High resolution rock magnetic cyclostratigraphy in an Eocene flysch, Spanish Pyrenees. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 22 p. doi: Q0AA07.
- Kramow, A. N., 1958. Paleomagnetism and stratigraphic correlation, *Gostoptechizdat, Leningrad.* (traducción inglesa de Lojkin, A. J. y Irving, E.; *Geophys. Depart. Australian National University*, 1960. Kapellos C. and Schaub H., 1975. Zur Korrelation von Biozonierungen mit Grossforaminifera und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen. *Eclogae geologicae Helveticae* 66, 687-737.

- Labauze, P.; Mutti, E. Séguret, M., Rosell, J., 1983. Megaturbidites carbonates du bassin turbiditique de l'eocene inferieur et moyen sud-pyreneen "Carbonate megaturbidites in the lower and middle Eocene turbidite basin of South Pyrenees". Bulletin de la Societe Geologique de France. 25; 6, Pages 927-941.
- Laj, C.; Kissel, C., 1988. Palaeomagnetic Rotations and Continental Deformation. NATO Science Series: C: Mathematical & Physical Sciences, Vol 254. Kluwer Academic Publishers (United States), 540 pp. ISBN: 9780792300069.
- Lanaja, J. M., 1987. Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. (Inst.Geol.Mine.España Ed.). 465 pp., 17 mapas.
- Larrasoaña, J.C., Gonzalvo, C., Molina, E., Monechi, S., Ortiz, S. and Tori, F., Tosquella, J. 2008. Integrated magnetobiochronology of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): Implications for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Lethaia*, 41(4), 395-415. 10.1111/j.1502-3931.2008.00096.x
- Larrasoaña, J. C.; Murelaga, X.; Garcés, M., 2006. Magnetobiochronology of Lower Miocene (Ramblian) continental sediments from the Tudela Formation (western Ebro basin, Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 243, 409-423
- Larrasoaña, J. C., Pueyo, E. L. and Parés, J. M. 2004. An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of the Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. In: *Magnetic fabrics: Methods and applications* (eds F. Martín-Hernández and A. Hirt). Geological Society of London, Special Publication, 238, 127-144.
- Larrasoaña, J.C., Parés, J.M. and Pueyo, E.L. 2003a. Stable Eocene magnetization carried by magnetite and magnetic iron sulphides in marine marls (Pamplona-Arguis Formation, southern Pyrenees, N Spain), *Studia Geophysica Geodetica*, 47, 237-254, doi: 10.1023/A:1023770106613.
- Larrasoaña, J. C., Parés, J. M., Millán, H., del Valle, J. & Pueyo, E. L. 2003b. Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: the Pamplona fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics*, 22 (6) doi: 10.1029/2002TC001446.
- Ledo, J., C. Ayala, J. Pous, P. Queralt, A. Marcuello, and J. A. Muñoz (2000), New geophysical constraints on the deep structure of the Pyrenees, *Geophys. Res. Lett.*, 27(7), 1037–1040, doi:10.1029/1999GL011005.
- Leymerie A., 1865. Note sur l'etage garumnien. Bulletin of soc. Géol. France (2), XXII:362.
- Le Callonnec, L.; Gardin, S.; Galbrun, B.; Renard, M.; Bellier, J. P.; Razin, P., 1997. Donnees nouvelles sur le Campanien superieur de la serie de la baie de Loya (Pyrenees-Atlantiques, France); biostratigraphie et magnetostratigraphie. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, vol.325, no.5, pp.351-357.
- Liesa, C.L., 2000. Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Iberica y el NE peninsular. Unpublished Ph.D. Thesis. University of Zaragoza.
- Lobato A., Meléndez, 1988. Análisis de las facies carbonatadas del Cretácico superior en el sector de Arguis- Belsué (provincia de Huesca). II Congreso Geológico de España, 1: 99-102.
- López, M. A.; Pueyo, E. L. ; Sussman, A. J.; Oliva, B.; Larrasoaña, J. C.; Beamud, B.; Soto, R.; Garcés, M.; Gil-Peña, I.; Almar, Y.; Fernández, O.; Vidal, O., 2006. The Pyrenean paleomagnetic database. IV reunion del grupo MAGIBER (Vigo).
- López, M. A. ; C. Oliván, B. Oliva, E. L. Pueyo and the GeoKin3DPyr working group 2008. Pyrenean Paleomagnetic databases. *Geotemas* 10, 1219 – 1222.
- Lowrie, W. 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- Lloyd, M.J. 1994. Sediment provenance studies in the Pyrenean foreland basin, Aragon, Spain. Unpublished PhD thesis, University of Cambridge, Cambridge, 325 pp.

- Lloyd, M.J., Nichols, G.J and Friend, P.F. 1998. Alluvial fan evolution at thrust fronts: the Oligo-Miocene of the southern Pyrenees. *J. Sed. Res.*, 68, 869–878.
- Lunsen, H.A. van, 1970. Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, province of Huesca : (with special reference to compartmentation of the Flysch basin). PhD tesis , Universiteit Utrecht, 119p.
- Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monechi, S., Ogg, J.G., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A. and Schmitz, B. 2004. The paleogene period. In: *A Geologic Time Scale* (eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, and A. Smith). Cambridge University Press, 384-408.
- Luzón, A, 2005. Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology* 177, 19–39
- Maffione, M.; Speranza, F.; Faccenna, C.; Rossello, E., 2010. Paleomagnetic evidence for a pre-early Eocene (nearly equal 50 Ma) bending of the Patagonian orocline (Tierra del Fuego, Argentina); paleogeographic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 289 (1-2)273-286.
- Mallada, L. 1878. Geología de la provincia de Huesca. Mem. Com. Mapa geol. De España, Madrid, 439p.
- Martínez-Peña, M.B., Casas-Sainz A.M., 2003. Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (Southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 92: 99-113. DOI 10.1007/s00531-002-0283-x
- Martínez Peña, B.; Casas, A. y Millán, H. 1995. Palaeostress associated with thrust sheet emplacement and related folding in the southern central Pyrenees, Huesca, Spain. *Journal of the Geological Society*, 152: 353-364.
- Martínez Peña, M.B. Millán, H. and Pocoví, A. 1992. Láminas cabalgantes del sector central del Pirineo meridional (Provincia de Huesca). III Congreso Geológico de España, Sipsios2. 130-139.
- Martínez Peña, M.B. 1991. La estructura del límite occidental de la unidad surpirenaica central. Unpublished PhD Thesis. Universidad de Zaragoza. 380 pp.
- Martínez Peña, M.B. and Pocoví, A., 1988. El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23 (2), 81- 94.
- Marton, E.; Zampieri, D.; Kazmer, M.; Dunkl, I.; Frisch, W., 2011. New Paleocene-Eocene paleomagnetic results from the foreland of the Southern Alps confirm decoupling of stable Adria from the African Plate. *Tectonophysics*, 504 (1-4) 89-99.
- Mary, C.; Moreau, M. G.; Orue-Etxebarria, X.; Apellaniz, E.; Courtillot, V., 1991. Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the Cretaceous/Tertiary Sopelana section (Basque country). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106, 133-150.
- Mason D., Milles P., 1984. Mosozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. *Marine Geology*, 23. 81-94.
- Mattei M., Petrocelli V., Lacava D., Schiattarella M., 2004. Geodynamic implications of Pleistocene ultra-rapid vertical-axis rotations in the Southern Apennine (Italy). *Geology*, 32 (9); 789–792.
- Mattei, M.; Cifelli, F.; D'Agostino, N., 2007. The evolution of the Calabrian Arc; evidence from paleomagnetic and GPS observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 263 (3-4) 259-274.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes; a review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. In: *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. Edited by: McClay, Ken R. AAPG Memoir, vol.82, pp.131-156, 2004
- Marshak, S., M.S. Wilkerson, and A.T. Hsui (1992), Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models, in *Thrust Tectonics*, edited by K.R. McClay, pp. 83-93, Chapman & Hall, London.

- Marzo, M., Nijman, W., Puigdefàbregas, C. 1988. Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology* 35, 719-738.
- McCaig, A. M., McClelland, E., 1992. Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts. In: *Thrust Tectonics*, (Ed. by K.R. McClay), pp. 209-216, Chapman y Hall Eds., London. 447 pp.
- McElhinny, M.W., 1964. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 8, 338-340.
- McElroy, R., 1990. Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain. Unpublished PhD thesis, University of Cambridge. 175 pp.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161-172.
- McFadden, P. L. and Lowes, F. J., 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 67 (1), 19-33.
- McFadden, P. L., 1977. Comments on "A least squared method to find a remanence direction from converging remagnetization circles" by H. C. Halls. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 48, 549-550.
- Meigs, A. J., 1997. Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. *Journal of Structural Geology*, 19 (3-4), 481-502.
- Meigs, A. J.; Vergés, J.; Burbank, D.W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 108, 12, 1608-1625 pp.
- Mey, P. H. W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. and Hartevelt, J.J.A. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 221-228.
- Millán Garrido, H., 2006. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Colección de Estudios Altoaragoneses, 53, 396 pp ISBN: 84-8127-165-9 Instituto de Estudios Altoaragoneses (Huesca).
- Millán, H., Pueyo, E. L., Aurell, M., Luzón, A., Oliva-Urcia, B., Martínez-Peña, M. B. and Pocoví, A., 2000. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España* 13(2), 279-300.
- Millán, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Ph.D thesis, University of Zaragoza. 330 p.
- Millán, H.; Pocoví, A.; Casas, A., 1995a. El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: sistemas imbricados y pliegues de despegue. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 8 (1-2). 73-90.
- Millán, H., Pueyo, Pares, J. and Pocoví A. 1995b. Evolution of synsedimentary structures as derived from palaeomagnetic data: an example from the External Sierras, Southern Pyrenees, Spain. *European Union of Geosciences VIII meeting. Terra Nova*, vol 7 268p.
- Millán H., Den Bezemer T., Vergés J., Zoetemeijer R., Cloething S., Marzo, M., Muñoz J., Roca, E., Cirés J. 1995c. Paleo-elevation and EET evolution at mountain ranges: inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12 917-928.
- Millán, H., Aurell, M. and Meléndez, A. 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Pre-Pirinean External Sierras (Spain); a case of study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, 41, 1001-1024.
- Mochales, T.; Pueyo, E.L.; Casas, A.M.; Barnolas, A. (in review). Restoring paleomagnetic data in complex superposed folding settings: the Boltaña anticline (Southern Pyrenees). *Geologica Acta*.
- Mochales, T.; Casas, A.M.; Pueyo, E.L.; Barnolas, A.; 2012a. Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 35, 2-16.

- Mochales, T.; Barnolas, A.; Pueyo, E. L.; Casas, A.M.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; J. Ramajo, 2012b. Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (Southern Pyrenees). *Geological Society of American Bulletin*, 124 (7-8), 1229-1250.
- Mochales, T. 2011. Chronostratigraphy, vertical-axis rotations and AMS of the Boltaña anticline (Southern Pyrenees); kinematic implications. PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 222 pp.
- Mochales, T.; Pueyo, E. L.; Casas, A. M.; Barnolas, A., 2008. Cinemática rotacional del anticlinal del Boltaña (Pirineo Central) durante el Luteciense. *Geotemas*, 10, 1179-1182.
- Molina, E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., Dinarès-Turell J., Hardenbol J., Heilmann-Clausen C., Larrasoaña, J., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortíz, S., Orue-Etxebarria X., Payros A., Pujalte, V., Rodríguez-Tovar, F., Tori F., Tosquella, J. and Uchman, A., 2011. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain . *Episodes* 34, 86-108.
- Montanari, L. 1964. *Alveolina obtusa*, nuova specie nel Luteziano. *Rivista Italiana di Paleontología*, 70 (3), 547-552.
- Montes, M. J. 2002. Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno de la Cuenca de Jaca (Sinclinorio del Guarga). Unpublished PhD Thesis Universitat de Barcelona. 365 pp.
- Moretti, I.; Lepage, F.; Guiton, M., 2005. KINE3D: A new 3D restoration method based on a mixed approach linking geometry and geomechanics. *Oils & Gas Science and Technology (Rev IFP)*, 60, 1-12.
- Morrish, A.H. 1994. *Canted antiferromagnetism: hematite*. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore. 208 p.
- Mullender, T.A.T., van Velzen, A.J. and Dekkers, M.J. (1993). Continuous drift correction and separate identification of ferromagnetic and paramagnetic contributions in thermomagnetic runs. *Geophys. J. Int.*, 114, 663-672.
- Muñoz A, Arenas C, Gonzalez A, Luzon A, Pardo G, Villena J. Ebro Basin (Northeastern Spain). 2002. In: Gibbons W, Moreno T, editors. *Geology of Spain*. London Geological Society; p. 301– 9.
- Muñoz, J. A., McClay, K., Poblet, J. 1994. Synchronous extension and contraction in frontal thrust sheets of the Pyrenees. *Geology*. 22. 921-924.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: *Thrust Tectonic* (Ed. by K.R. McClay. 235-246.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Vergés, J., 1986. Thrust sequences in the Spanish eastern Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 8, 399-405.
- Mutti, E., Séguret, M. and Sgavetti, M., 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees. *American Association of Petroleum Geologists Mediterranean Basins Conference, Nice. Field Trip Guidebook 7*, 169 p.
- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R. and Zamorano, M., 1985. Stratigraphy and Facies Characteristics of the Eocene Hecho Group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees. *Excursion Guidebook of I.A.S. 6th. European Regional Meeting. Excursion No. 12*, p. 519-576.
- Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences . *Provenance of arenites*, D. Riedel Publ. Comp. Dordrecht, 65-93.
- Nichols, G.J. 1987a. Structural controls on fluvial distributary systems – the Luna System, northern Spain. In: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Eds F.G. Ethridge, R.M. Florez and M.D. Harvey), Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Spec. Publ., 39, 269–277.
- Nichols, G.J. 1987b. Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. *Geol. Magazine*, 124, 121–133.
- Nijman W. y Nio S. 1975. The Eocene Montañana delta (Trempe-Graus basin provinces of Lérida y Huesca, southern Pyrenees, N Spain). *IAS 9th. Intern. Congres. Part B, Nice*, 56p.

- Norris, D.K. and Black, R.F., 1961. Application of palaeomagnetism to thrust mechanics. *Nature* (London). 192; 4806, Pages 933-935.
- Oliva-Urcia, B.; Casas, A. M.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A. 2012. Structural and paleomagnetic evidence for non-rotational kinematics in the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees). *Geologica Acta*, 10 (1), 1-22.
- Oliva-Urcia, B.; Casas, A.M.; Pueyo, E. L.; Román-Berdiel, T. , Geissman, J.W. 2010. Paleomagnetic evidence for dextral strike-slip motion in the Pyrenees during the Alpine convergence (Mauléon basin, France). *Tectonophysics*, 494; 165 - 179.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Larrasoaña, J.C., 2008. Magnetic reorientation induced by pressure solution: A potential mechanism for orogenic-scale remagnetizations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265: 525 – 534.
- Oliva-Urcia, B. and Pueyo, E.L., 2007a. Gradient of shortening and vertical-axis rotations in the Southern Pyrenees (Spain), insights from a synthesis of paleomagnetic data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2): 105-118.
- Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., 2007b. Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees). *Tectonics*, 26, TC4014, doi:10.1029/2006TC001955.
- Oliva-Urcia, B. 2004. Geometría y cinemática rotacional en las Sierras Interiores y Zona Axial (sector de Bielsa) a partir del análisis estructural y paleomagnético. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 290pp.
- Olivet J., Bonnin J., Beuzart P., y Azuende J. 1984. Cinématique de l'Atlantique nord central. Centre national pour l'exploitation des océans, Rapports scientifiques et techniques, 54, 108p.
- Oms, O.; Dinarés Turell, J.; Vicens, E.; Estrada, R.; Vila, B.; Galobart, A.; Bravo, M.A., 2007. Integrated stratigraphy from the Vallcebre Basin (southeastern Pyrenees, Spain): New insights on the continental Cretaceous–Tertiary transition in southwest Europe . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 255. 35-47.
- Oms, O.; Dinarès-Turell, J.; Remacha, E., 2003. Magnetic stratigraphy from deep clastic turbidites: an example from the Eocene Hecho group (southern Pyrenees). *Studia Geophysica Geodetica*, 47, 275-288.
- Ortíz, S., Gonzalvo, C., Molina, E., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Vandenberghe, N., and Zeelmaekers, E., 2008. Palaeoenvironmental turnover across the Ypresian-Lutetian transition at the Agost section, southeastern Spain: in search of a marker event to define the Stratotype for the base of the Lutetian Stage. *Marine Micropaleontology* 69, 297-313.
- Ortíz, S., Alegret, L., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. and Molina, E., 2011. Distribution patterns of benthic foraminifera across the Ypresian- Lutetian Gorrondatxe section, Northern Spain: response to sedimentary disturbance. *Marine Micropaleontology* 78, 1-13.
- Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E. and Caballero, F. 2006, The Ypresian/Lutetian boundary at the Gorrondatxe beach section (Basque Country, W Pyrenees). *Climate and Biota of the Early Paleogene 2006. Mid Conference Field Excursion Guidebook*, Bilbao. 36.
- Parés, J. M., Dinarès, J., 1993. Magnetic fabric in two sedimentary rock types from the Southern Pyrenees. *J. Geomag. Geoelectr.* 45, 193–205.
- Pascual, J. O.; Pares, J. M.; Garcés, M., 1992a. Magnetoestratigrafía y bioestratigrafía del Eoceno inferior; sección de Campo (provincia de Huesca). In: *Actas del Congreso Latinoamericano de Geología*. 8; Pages 164-169. 1992a.
- Pascual, O.; Parés, J. M.; Langereis, C. G.; Zijderveld, J. D. A., 1992b. Magnetoestratigraphy and rock magnetism of the Ilerdian stratotype at Tremp, Spain. *Phys. Earth Plan. Int.*, 74, 139-157.
- Pascual, J. O.; Samsó, J. M.; Tosquella, J.; Pares, J. M.; Serra-Kiel, J., 1991. Magnetoestratigrafía y bioestratigrafía del estratotipo del Ilerdiense (Tremp, Lleida). In: *I congreso del Grupo Español*

- del Terciario. Colombo, F.; Ramos-Guerrero, E.; Riera, S. (Eds). I Congreso del Grupo Español del Terciario (Vic). Pages 244-247.
- Payros, A., Dinarès-Turell, J., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. and Tosquella, J., 2011. On the age of the Early/Middle Eocene boundary and other related events: cyclostratigraphic refinements from the Pyrenean Otsakar section and the Lutetian GSSP. *Geological Magazine* 148, 442-460.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Apellaniz, E., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., and Caballero, F., 2009a. Characterization and astronomically calibrated age of the first occurrence of *Turborotalia frontosa* in the Gorrondatxe section, a prospective Lutetian GSSP: implications for the Eocene time scale. *Lethaia* 42, 255-264.
- Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X. and Pujalte, V., 2009b. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280, 313-332.
- Payros, A., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J. and Apellaniz, E., 2007. Reassessment of the Early–Middle Eocene biomagnetostratigraphy based on evidence from the Gorrondatxe section (Basque Country, western Pyrenees). *Lethaia* 40, 183–195.
- Payros, A.; Pujalte, V. y Orue-Etxebarria, X. 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona basin. *Sedimentary Geology*, 125, 165-194.
- Pedreira, D., J. A. Pulgar, J. Gallart, and J. Díaz 2003. Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia), *J. Geophys. Res.*, 108, 2204, doi:10.1029/2001JB001667.
- Pereda-Suberbiola, X.; Canudo, J.I.; Cruzado-Caballero, P.; Barco, J.L.; López-Martínez, N.; Oms, O.; Ruiz-Omeñaca, J.I., 2009. The last hadrosaurid dinosaurs of Europe: A new lambeosaurine from the Uppermost Cretaceous of Aren (Huesca, Spain). *C. R. Palevol (Systematic palaeontology-Vertebrate palaeontology)* 8, 559–572
- Pérez-Rivarés, F.J.; Garcés, M.; Arenas, C.; Pardo, G., 2004. Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (central Ebro basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geologica Acta*, Vol.2, N°3, 2004, 221-234.
- Pérez-Rivarés, F.J.; Garcés, M.; Arenas, C.; Pardo, G., 2002. Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 210-225.
- Pérez-Rodríguez, I.; Lees, J.A.; Larrasoaña, J.C.; Arz, J.A.; Arenillas, I., 2012. Planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy of the uppermost Campanian and Maastrichtian at Zumaia, northern Spain. *Cretaceous Research* 37, 100-126.
- Poblet, J & Lisle, R., 2011. Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. In: Poblet, J. and Lisle, R. (eds.): *Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts*. Geological Society Special Publication, 349: 1-24. ISBN: 978-1-86239-320-2
- Poblet, J., Muñoz, J.A., Travé, A. and Serra-Kiel, J. 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 110 (1), 111-125.
- Poblet, J. and Hardy, S. 1995. Reverse Modeling of detachment folds; application of the Pico del Águila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*. 17, 1707-2724.
- Pocoví, A., Millán, H., Navarro J., Martínez M. 1990b. Rasgos estructurales de la sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Pre-pirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta* 8 36-39.

- Pocoví, A., Millán, H., Pueyo, E. L., Larrasoaña, J. C. and Oliva, B. 2004. Estructura del frente surpirenaico. In: Geología de España (ed. J.A. Vera), Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, 328-330.
- Pocoví, A., 1978. Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida). PhD Thesis.Univ. Barcelona, 218 pp.
- Pueyo, E. L., 2010. Evaluating the paleomagnetic reliability in fold and thrust belt studies. *Trabajos de Geología*, 30 (1), 145 -154.
- Pueyo, E. L., 2008. El paleomagnetismo: fundamento, métodos y aplicaciones al estudio de la Cadena Pirenaica. In: II Seminario del Geoparque del Sobrarbe Investigacion Geológica y Recursos Didácticos (Boltaña). Edited by: Geoparque del Sobrarbe- (Jaume Poc), 9 pp.
- Pueyo, E. L.; Mauritsch, H. J.; Gawlick, H. J.; Scholger, R.; Frisch, W., 2007. New evidence for block and thrust sheet rotations in the central Northern Calcareous Alps deduced from two pervasive remagnetization events. *Tectonics*, 26 (5) TC5011.
- Pueyo, E.L., Bouchez, J.L., Román, M.T. and Gleizes, G., 2005a. Are paramagnetic granites free of ferromagnetism? 10th Scientific Assembly IAGA (Toulouse), Abstracts 01323.
- Pueyo, E.L., Sussman, A.J., Oliva, B., Larrasoaña, J.C., Beamud B., Soto R., Garcés M., Gil-Peña, I., Almar, Y., Fernández, O. and Vidal, O., 2005b. The Pyrenean paleomagnetic database: towards better 3D restoration methods. 10th Scientific Assembly IAGA (Toulouse), Abstracts 01319.
- Pueyo, E. L., Pocoví, A., Millán, H. and Sussman, A. J. 2004. Map-view models for correcting and calculating shortening estimates in rotated thrust fronts using paleomagnetic data. In: *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses* (eds A. J. Sussman and A. B. Weil). Geological Society of America, Special Publication, 383, 57-71.
- Pueyo, E.L., Pocoví, A., Parés, J.M., Millán, H., Larrasoaña, J.C., 2003a. Thrust ramp geometry and spurious rotations of paleomagnetic vectors. *Studia Geophys. Geod.*, 47 (2), 331-357.
- Pueyo, E.L.; Parés, J.M.; Millán, H.; Pocoví, A. 2003b. Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (A case studied in the Southern Pyrenees). In: *Paleomagnetism applied to tectonics; a tribute to Rob Van der Voo*. Edited by: Mac Niocaill, C.; Torsvik-, T. H.; van der Pluijm, B. A. *Tectonophysics* 362 (1-4), 345 – 366.
- Pueyo, E.L.; Millán, H.; Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146, 191 – 208.
- Pueyo, E. L., 2000. Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). PhD thesis, Universidad de Zaragoza. 296 pp.
- Pueyo, E.L.; H. Millán; A. Pocoví and J. M. Parés, 1999. Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas: Datos magnetotectónicos. *Acta Geológica Hispánica*, 32 (3-4), 119-138.
- Pueyo-Morer, E.L.; Millán, H.; Parés, J.M.; Pocoví, A. 1997. Determining folding mechanism by means of AMS data, and an approach to the relation between shortening and magnetic anisotropy (P'): A case study in the Pico del Aguila Anticline (Southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth*, 22(1-2), 195 -201.
- Pujalte, V.; Baceta, J. I.; Dinarès, J.; Orue-Etxebarria, X.; Pares, J. M; Payros, A., 1995. Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque Basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*. 136; 1-2, Pages 17-30.
- Pujalte, V.; Dinarès-Turell, J.; Bernaola, G.; Baceta, J. I.; Payros, A., 2003. A reappraisal of the position of Chron C25n in the Campo section (Huesca province, south-central Pyrenees). *Geogaceta*, 34, 155-158.

- Puigdefàbregas, C., Nijman, W. and Muñoz, J.A., 1991. Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences. *Excursion Guidebook, 4th International Conference on Fluvial Sedimentology*. Barcelona, 176 p.
- Puigdefàbregas, C. and Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173- 203.
- Puigdefàbregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104: 1-188.
- Pujalte, V., Dinares-Turell, J., Bernaola, G., Baceta J.I. and Payros, A., 2003. A reappraisal of the position of Chron C25n in the Campo section (Huesca province, south-central Pyrenees): *Geogaceta*, v. 34, p. 155-158.
- Pulgar J., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*. Vol. 264, Iss. 1-4, 1-19p.
- Ramón, M. J.; Pueyo, E. L.; Oliva, B.; Larrasoaña, J. C.. Virtual directions and planes in paleomagnetism: A global and rapid approach to evaluate the NRM components. *Computers & Geosciences*. (in review).
- Ramón, M.J.; Pueyo, E. L.; Briz, J. L.; Pocoví, A.; Ciria, J. C.; 2012a. Flexural unfolding in 3D using paleomagnetic vectors. *Journal of Structural Geology*, 35; 28-39
- Ramón, M.J.; Pueyo E. L.; Oliva B. Larrasoaña, J. C. 2012b. A global and rapid approach to evaluate the NRM components. *Earth Science Informatics*.
- Ramón, M. J.; E. L. Pueyo, 2008a. Cálculo de direcciones y planos virtuales paleomagnéticas: ejemplos y comparación con otros métodos. *Geotemas*, 10, 1203 - 1206
- Ramón, M.J., Pueyo, E., 2008b. Etapas previas al desarrollo de un método de restitución 3D basado en datos paleomagnéticos: Optimización del cálculo de direcciones y modelización de errores estructurales. I Jornadas de Investigadores en Formación en Ciencias de la Tierra
- Riba, O., Reguant, S. and Villena, J., 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. Libro Jubilar J.M. Ríos: *Geología de España*, IGME.
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Calvín, P.; Sánchez, E.; Ramajo, J.; Ramón, M. J.; Pocoví, A.; Barnolas, A.; Casas, A. M. Rotational kinematics of a curved fold: the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Tectonophysics* (in review)
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Samsó, J. M.; Barnolas, A.; Pocoví, A. 2012a. Lutetian chronostratigraphic calibration based on magnetostratigraphy and shallow benthic zones biostratigraphy at the Isuela section (Southern Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* doi: 10.1016/j.palaeo.2012.03.012
- Rodríguez-Pintó, A., Pueyo, E. L., Barnolas, A., Samsó, J. M., Pocoví, A., Gil-Peña, I., Mochales, T., Serra-Kiel, J., 2012b. Lutetian magnetostratigraphy in the Santa Marina section (Balzes anticline, Southwestern Pyrenees). *Geotemas* 13, p. 367.
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Ramón, M. J.; Oliva-Urcia, B. 2012c. Structural control on overlapped paleomagnetic vectors: A case study in the Balzes anticline (Southern Pyrenees). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, In press.
- Rodríguez -Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Serra-Kiel, J.; Barnolas, A.; Samsó, J. M.; Pocoví, A. 2012d. The Upper Ypresian and Lutetian in the San Pelegrin section (Southwestern Pyrenean Basin): magnetostratigraphy and larger foraminifera correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, In press.
- Rodríguez-Pintó, A.; Ramón, M. J. ; Oliva-Urcia, B. ; Pueyo, E. L. and Pocoví, A. 2011. Errors in Paleomagnetism: structural control on overlapped vectors- mathematical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186 (1- 2), 11-22.

- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., 2010. Paleomagnetic analysis in the Balzez anticline (Southern Pyrenees); Vertical-axis rotations and kinematic implications. *Trabajos de Geología*, 30 (1) 169 - 175
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Barnolas, A., 2008. Cronología de la actividad rotacional en el sector central del frente de cabalgamiento de Sierras Exteriores (Pirineo Occidental). *Geotemas*, 10, 1207 - 1210
- Rodríguez-Pintó, A.; Pueyo, E. L.; Barnolas, A.; Pocoví, A.; Samsó, J. M.; Villalaín, J. J.; Mochales, T.; Gil-Peña, I., 2007. Magnetostratigraphy of Eocene syntectonic sediments in the Balzez anticline (Southern Pyrenees): Laying the foundations for 3d & 4D reconstructions. *Geophysical Research Abstracts* vol 9 (IV-EGU-Wien), EGU2007-A-00958.
- Roperch, P.; Carlotto, V.; Ruffet, G.; Fornari, M., 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, 30 (2) TC2010.
- Roberts, A. P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth Planet. Sci. Lett.* 23 (14), 1813-1816.
- Roggenthen, W. M., 1976. Magnetic stratigraphy of the Paleocene; a comparison between Spain and Italy. In: *Paleomagnetic stratigraphy of pelagic carbonate sediments*. Pialli, G. (editor). *Memorie della Societa Geologica Italiana*. 15; Pages 73-82. 1976.
- Rosenbaum, G.; Lister, G. S.; Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during the Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Cámara, P. and Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41 -50.
- Roy, J.L. and P.L. Lapointe; 1978. Multiphase magnetizations: problems and implications, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16 (1978) 20-37.
- Samsó, J.M., Sanz-López, J. and García-Senz, J. in press. Memoria y hoja nº 248 (Apiés) del Mapa Geológico de España 1: 50.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J. and Travé, A. 1994. Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. In A. Muñoz, A. González and A. Pérez (eds.). *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*, Jaca, 205-208.
- San Miguel, G., Hernández, R., Pueyo, E.L. and the Geokin3DPyr, 2010. Pyrenean Paleomagnetic Database; Concept, state-of-the-art, and web interface design. *Proceedings MAGIBER VI*, (Puigcerda, Gerona) pp 51-54.
- Santolaria, P., 2011. Estructura y estratigrafía del sector de Naval. Trabajo fin de Master, universidad de Zaragoza, 67 pp.
- Saula y Samsó, 1996. Estratigrafía y evolución tectónica de las láminas cabalgantes con sedimentos lutecienses en el manto de las Sierras marginales (Unidad Surpirenaica Central). *Geogaceta* 20 (2) 458-461.
- Schaub, H. 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, v. 104, 236; v. 105 pls. 1-48; v. 106, pls. 49-97.
- Schaub H., 1966. Ueber die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo Ober-Aragonien). *Eclogae geologicae Helvetiae* 59, 355-377.
- Schaub H., 1951. Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenfylsches. *Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft* 68, 222 p.
- Scheepers, P. J. J. and J. D. A. Zijderveld 1992. Stacking in Paleomagnetism: Application to marine sediments with weak NRM, *Geophys. Res. Lett.*, 1914, 1519-1522.
- Schlumberger, M. Ch. 1905. Deuxième note sur les Miliolidées trematophorées. *Bulletin de la Société géologique de France*, 4 (5), 115-134.

- Schmidt, P.W., 1985. Bias in converging great circle methods. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, 427- 432.
- Schmidt, P. W., 1982. Linearity spectrum analysis of multicomponent magnetizations and its application to some igneous rocks from south-eastern Australia. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 70, 647-665.
- Schlumberger, M. Ch. 1905. Deuxième note sur les Miliolidées trematophorées. *Bulletin de la Société géologique de France*, 4 (5), 115-134.
- Schwarz, E.J., 1962. Geology and paleomagnetism of the valley of the Río Aragón Subordan north and east of Oza. PhD Thesis. University of Utrecht. *Estudios Geológicos*, 18, 193-240.
- Séguret, M., 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées - Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Publications USTELA, Montpellier, Série géologie structurale*, 2, 155 p.
- Selzer G., 1948. Geología de las Sierras Surpirenaicas del Alto Aragón. *Geol. De España CSIC, Madrid IV*: 185-231.
- Serra-Kiel, J. et al., (in prep). Recalibración magnetoestratigráfica de las SBZ (Shallow benthic Zones) de macroforaminíferos del Eoceno.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. and Zakrevskaya, E., 1998a. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169 (2), 281-299.
- Serra-Kiel, J., Martín-Martín, M., El Mamoune, B., Martín-Algarra, A., Martín-Pérez, J.A., Tosquella, J., Fernández-Cañadell, C. and Serrano, F. 1998b. Bioestratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética Oriental, SE de España). *Acta Geologica Hispánica*, 31 (1-3), 161-181.
- Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinarés, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M. and Tosquella, J., 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 7 (3-4), p. 273-297.
- Sibuet, J.C.; Srivastava, S. and Manatschal, G.. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 112, B06105.
- Sibuet Jean-Claude, Srivastava Shiri, Manatschal Gianreto 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies - art. no. B06105. *Journal of Geophysical Research (JGR) - Solid earth*, 112(B6), NIL_84-NIL_106, Open Access version : <http://archimer.ifremer.fr/doc/00000/3015/>
- Sibuet Jean-Claude, Srivastava Sp, Spakman W 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics - art. no. B08104. *Journal Of Geophysical Research Solid Earth*, 109(B8), -. Publisher's official version : <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002514> , Open Access version : <http://archimer.ifremer.fr/doc/00000/10837/>
- Simó, A., 1985. Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central). PhD Thesis. Universidad de Barcelona, 326 pp.
- Sirel, E. and Açar, S. 2008. Description and Biostratigraphy of the Thanetian-Bartonian Glomalveolinids and Alveolinids of Turkey. *UCTEA The Chamber of Geological Engineers Publication*, 103, 265 p.
- Soto, R.; Casas-Sainz, A.M. ; Pueyo, E.L., 2006. Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 111 (B10), B10402-B10423
- Soto R., Storti, F., Casas A.M. y Faccenna, C., 2003. Influence of along-strike pre-orogenic sedimentary tapering on the internal architecture of experimental thrust wedges. *Geological Magazine* 140(3), 253-264.
- Soto, R.; Casas, A. M.; Storti, F.; Faccenna, C., 2002. Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics* 350; 215– 235.

- Soto, R.; Casas, A. M., 2001. Geometría y cinemática de las estructuras Norte-Sur de la cuenca de Aínsa. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14 (3-4), 199-211.
- Souquet P., Peybernès B. 1987. Allochtonie des massifs primaires non-pyrénéens des Pyrénées Centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 305 733-739.
- Souquet P., 1986. Els Pirineus (Juràssic). En: *Historia Natural del País Català*, I. Geologia (P. Santanach, Coord.), Enciclopedia Catalana, S. A., Barcelona, I: 307-320.
- Souquet P., Peybernès B., Billote M. y Debros E. 1977. Nouvelle esquisse structurale des Pyrénées. *Publ. Université Paul Sabatier- Toulouse*, 16p.
- Souquet P. 1965. Estructura del macizo de Monte Perdido; sus relaciones con la capa de recubrimiento de Gavarnie (Pirineos). *TRad. C.R.Acad. Sc. Paris*, 260 4358-4361.
- Souriau, A. and Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *Jour. Geophys. Res.* 100 (B9); 18117-18134
- Speranza, F.; Macri, P.; Rio, D.; Fornaciari, E.; Consolaro, C., 2011. Paleomagnetic evidence for a post-1.2 Ma disruption of the Calabria Terrane; consequences of slab breakoff on orogenic wedge tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (5-6) 925-933.
- Srivastava S., Roest W., Kovacs L., Oakey G., Lévesque S., Verhoef J., Macnab R. 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* 184 229-260.
- Stamatikos, J., Hirt, A.M. y Lowrie, W. 1996. The age and timing in the central Appalachians from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*. 108 (7): 815-829.
- Sussman, A. J.; Chase, C. G.; Pueyo, E. L.; Mitra, G.; Weil, A. J. (in press) The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates.. *Lithosphere*
- Taberner, C.; Dinarès-Turell, J. and Docherty, C., 1999. Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 11 (8), 1155-1174.
- Tauxe, L., 2009. *Essentials of paleomagnetism*. University of California Press, La Jolla, California. Web Edition 1.0, pp.512.
- Tauxe, L. & Watson, G. S., 1994. The fold test: an eigen analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, 331-341.
- Tauxe, L.; Klystr, N.; Constable, C., 1991. Bootstrap Statistics for Paleomagnetic Data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B7, Pp. 11,723-11,740.
- Tavani S, Storti F, Fernández O, Muñoz J.A. & Salvini F. 2006. 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28, 695-712.
- Teixell, A. and Muñoz, J.A., 2000. Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. *Rev. Soc. Geol. España*, 13, 2, 251-264.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17, 3, 395-406
- Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London*, 153, 301-310.
- Teixell, A.; García Sansegundo, J., 1995. Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 3, 215-228.
- Teixell, A., 1992. Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica. *Univ. de Barcelona*. 252 pp.
- Teixell, 1990. Alpine thrust at the western termination of the Pyrenean axial zone. *Boletín de la Société Géologique de France*, 8 IV 241-249.

- Thibal, J.; Etchecopar, A.; Pozzi, J.-P.; Barthès, V.; Pocachard, J., 1999. Comparison of magnetic and gamma ray logging for correlations in chronology and lithology: example from the Aquitanian Basin (France). *Geophys. J. Int.*, 137, 839-846.
- Torrens, J., 1990. Maquetas de los perfiles sísmicos de la sierra de Guara en: Estudio Hidrogeológico para la Regulación de la Sierra de Guara. ITGE.
- Torsvik-Briden-Smethurst (1996-2000) Super IAPD software package. <http://www.geodynamics.no/software.htm>
- Tosquilla J. and Serra-Kiel J., 1996. Los Nummulítidos (Nummulites y Assilina) del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica: Sistemática. *Acta Geologica Hispanica* 31 (1-3), 37-159 (Pub. 1998).
- Tosquilla J., 1995. Els Nummulitinae del Paleocè-Eocè Inferior de la Conca Sudpirinenca. PhD Thesis, Barcelona University, 581 p.
- Vacher, P.; Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modeling, seismic images and petrological constraints. *Geophysical Journal International*, vol.145, no.2, pp.460-470.
- Van der Lingen, G.J., 1960. Geology of the Spanish Pyrenees, north of Canfranc, Huesca province. (PhD Thesis, University of Utrecht). *Estudios Geológicos. Inst. Invest. Geol. "Lucas Mallada"*, Madrid, 16, 205-242
- Van der Velde, E.J., 1967. Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrénées, province of Huesca. *Est. Geológicos*, vol. 23, n. 3-4, 163-203.
- Van der Voo, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys, and Iapetus oceans Cambridge University Press, 411pp.
- Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85, 131-142
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, 1-9.
- Vecchio, E., Barattolo, F. and Hottinger, L. 2007. Alveolina horizons in the Trentinara Formation (Southern Apennines, Italy): Stratigraphic and Paleogeographic Implications. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113 (1), 21-42.
- Vergés, J., Fernández, M. and Martínez, A. 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny* (Eds.: Rosenbaum, G. and Lister, G. S.). *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 57-76.
- Vergés, J., and García Senz, J. M., 2001. Mesozoic Evolution and Cenozoic Inversion of the Pyrenean Rift, in Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., and Crasquin-Soleau, S., eds., *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mémoires Muséum National d'Histoire Naturelle*, 186: Paris, p. 187-212.
- Vergés, J.; Marzo, M.; Santaularia, T.; Serra-Kiel, J.; Burbank, D. W.; Muñoz, J. A.; Gimenez-Montsant, J., 1998. Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. In: *Cenozoic foreland basins of Western Europe*. Masclé, A.; Puigdefabregas, C.; Luterbacher, H. P.; Fernandez, M.(Editors). *Geological Society Special Publications*. 134; Pages 107-134.
- Vergés, J.; Millán, H.; Roca, E.; Muñoz, J.A.; Marzo, M.; Cirés, J.; Den Bezemer, T.; Zoetemeijer, R.; Cloething, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine & Petroleum Geology*. 12 (8): 903-915.
- Vidal-Royo, O., Muñoz, J.A., Hardy, S., Koyi, H.A., Cardozo, N., 2012. Integration of modelling techniques in the understanding of the structural evolution of the Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). Accepted in *Geologica Acta*.
- Vidal-Royo, O., Hardy, S., Muñoz, J.A. 2011a. The roles of complex mechanical stratigraphy and syn-kinematic sedimentation in fold development: Insights from discrete-element modelling and application to the Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). In: *Kinematic*

- Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts (Poblet, J. and Lisle, R.J.), Special Publication of the Geological Society of London, vol. 349, 45-60.
- Vidal-Royo, O., Cardozo, N., Muñoz, J., Hardy, S. and Maerten, L. 2011b. Multiple mechanisms driving detachment folding as deduced from 3D reconstruction and geomechanical restoration: The Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). *Basin Research* doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00525.x.
- Vidal-Royo, O. 2010. 3D Reconstruction and Modelling of the Sierras Exteriores Aragonesas (Southern Pyrenees, Spain). Structural Evolution of the Pico del Águila anticline. PHD, Universitat de Barcelona, 387p.
- Vidal-Royo, O., Hardy, S., Muñoz, J.A., 2010. Complex mechanical stratigraphy and syn-kinematic sedimentation in fold development: Insights from Discrete-Element modelling and application to Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). *Geological Society, London, Special Publications* January 1, 2011, v. 349, p. 45-60.
- Vidal-Royo, O., Koyi, H.A., Muñoz, J.A., 2009. Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal décollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain): insights from analogue modeling. *Journal of Structural Geology* (in review).
- Vidal-Royo, O.; Muñoz, J. A.; Koyi, H. A., 2008. 3-D Structural and Analog Modeling Integration Applied to Pico Del Águila Anticline (Sierras Exteriores, Southern Pyrenees). *AAPG Abstracts* #90078.
- Vidal-Royo, O., 2006. 3D Reconstruction of the Pico del Águila anticline (Jaca Basin, External Sierras, Southern Pyrenees). Unpublished MSc report. Dept Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona.
- Vielzeuf y Kornprobst, 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 67. Issue 1. 87-96.
- Villalta J. and Rosell J. 1963. Nota sobre la estratigrafía del Eoceno en el extreme oeste del Valle de Ager (prov. De Lérida). *Estudios Geol.* 19, 137-142.
- Watson, G.S., Enkin, R.J., 1993. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem. *Geophysical Research Letters* 20, 2135–2137.
- Wawrzyniec, T. F.; Ault, A. K.; Geissman, J. W.; Erslev, E. A.; Fankhauser, S. D., 2007. Paleomagnetic dating of fault slip in the Southern Rocky Mountains, USA, and its importance to an integrated Laramide foreland strain field. *Geosphere*, 3 (1) 16-25.
- Weil, A.B.; Yonkee, A.; Sussman, A.J., 2010. Reconstructing the kinematic evolution of curved mountain belts; a paleomagnetic study of Triassic red beds from the Wyoming Salient, Sevier thrust belt, U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, no. 1-2, pp.3-23.
- Weil, A.B., 2006. Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics*, 25, TC3012.
- Weil, A.B. and Sussman, A. J., 2004. Classification of curved orogens based on the timing relationships between structural development and vertical-axis rotations, in *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*, edited by A. J. Sussman and A. B. Weil, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 383, 1–17.
- Weil, A. B.; Van der Voo, R., 2002. The evolution of the paleomagnetic fold test as applied to complex geologic situations, illustrated by a case study from northern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 1223-1235.
- Wilkerson, M.S.; Apotria, T.; Farid, T., 2002. Interpreting the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations; lateral/oblique ramps versus displacement gradients. *Journal of Structural Geology*, vol.24, no.4, pp.593-607.
- Williams, G.D., y Fischer M. 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics* 3 (7). 773-780.

- Williams, G.D., 1985. Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 7: 11-17.
- Woodcock N. H. (1977), Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 1231-1236.
- Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1231–1236.
- Yonkee, A.; Weil, A.B., 2010. Quantifying vertical axis rotation in curved orogens: Correlating multiple data sets with a refined weighted least squares strike test. *Tectonics*, 29, TC3012
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., Guiraud, R. and Stampfli, G.M., 2001. PeriTethyan Platforms: Dynamics of Rifting and Basin Inversion. In: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. Eds.). Peri-Tethys Mem. 6, *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat. (Paris)* (186): 9–49.
- Ziegler, P.A., 1989. Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in the Western and central Europe. In: *Inversion Tectonics* (M.A Cooper, G.D Williams, Eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 44, 63-85.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (Editors), *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.
- Zoetemeijer, R., P. Desegaulx, S. Cloetingh, F. Roure, and I. Moretti 1990. Lithospheric Dynamics and Tectonic-Stratigraphic Evolution of the Ebro Basin, *J. Geophys. Res.*, 95(B3), 2701–2711, doi:10.1029/JB095iB03p02701.