



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

27-11-2019

Máster Geología: Técnicas y Aplicaciones

Trabajo de Fin de Máster

Análisis de la ciclicidad y de las relaciones tectónica/sedimentación en el grupo Enciso (Cuenca de Cameros)

Víctor Val Alcubierre

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Tutores: Arsenio Muñoz y Carlos Liesa

Índice

Resumen	2
1. Introducción.....	4
1.1. Situación geográfica	4
1.2. Situación geológica	5
1.3. Objetivos	8
1.4. Metodología	8
2. Resultados	9
2.1. Estratigrafía y sedimentología	9
2.2. Correlación estratigráfica.....	15
2.3. Estructuras de deformación	17
2.3.1 Fallas normales sin-sedimentarias de escala cartográfica.....	18
2.3.2. Fallas sinsedimentarias de escala métrica a decamétrica.....	19
2.3.3. Slumps	25
2.3.4. Niveles deformados (sismitas)	28
2.3.5. Diques e inyecciones de arena de Munilla (metro 40).....	32
2.3.6. Huellas de carga	33
2.4. Análisis espectral	37
2.4.1. Las series de tiempo de susceptibilidad magnética	37
2.4.2. Resultados del análisis espectral	38
2.4.3. Interpretación de las periodicidades	41
3. Discusión	45
3.1. La construcción de la escala astrocronológica.....	45
3.2. Relaciones tectónica/sedimentación.....	47
4. Conclusiones	52
5. Bibliografía	53

Resumen

Se ha realizado la correlación y el estudio de la ciclicidad de los perfiles de Munilla (996 m) y Navalsaz (1371 m) levantados en los depósitos sinrift del Grupo Enciso (Cretácico inferior) de la Cuenca de Cameros. Los resultados del análisis espectral de series de tiempo basadas en la susceptibilidad magnética muestran la presencia de ciclos sedimentarios periódicos que superan la banda de confianza del 95%. En base a las relaciones entre estos máximos y su comparación con las relaciones entre las principales frecuencias de los ciclos de Milankovitch, los ciclos sedimentarios de 129 y 118,6 m se correlacionan con el de excentricidad larga (405 ka), el de 43,6 y 38,5 m con el ciclo de excentricidad corta (moda 125 ka), el de 14,3 y 11,8-10,6 m con el ciclo de oblicuidad (37,2 ka) y el de 7-6 y 5 m con las dos modas del ciclo de precesión (22,4-18,2 ka) para los perfiles de Navalsaz y Munilla, respectivamente. A partir de este análisis espectral se ha construido una escala de tiempo astrocronológica flotante que ha permitido calcular un intervalo temporal mínimo para las series estudiadas de ~4,5 Ma (perfil de Navalsaz) y 3,25 Ma (perfil de Munilla). Las variaciones en el espesor de los ciclos sedimentarios y en el índice ponderado de profundidad junto con las estructuras de deformación reconocidas han permitido discriminar los efectos de la señal tectónica (más importante en la parte central y final de la serie), de los de la señal climática, que se hace patente a lo largo de toda el Grupo Enciso.

Palabras clave: Astrocronología, análisis espectral, Cicloestratigrafía, ciclos sedimentarios, Cretácico inferior, Cuenca de Cameros

Abstract

A time series based on magnetic susceptibility has been built from two detailed stratigraphic profiles of the Lower Cretaceous synrift deposits (Enciso Group) in the eastern Cameros Basin: the Munilla (996 m) and the Navalsaz (1,371 m) profiles. The results of the spectral analysis of this time series show the occurrence of periodic sedimentary cycles with maxima in the resulting power spectra that exceed the 95% confidence band. Based on the ratio between these maxima and their comparison with the ratios between the main frequencies of the Milankovitch cycles, the sedimentary cycles of 129 and 118.6 m correlate with that of long orbital eccentricity (405 ka), that of 43.6 and 38.5 m with the short orbital eccentricity cycle (mode 125 ka), the 14.3 and 11.8-10.6 m cycles with obliquity (37.2 ka) and the 7-6 and 5 m cycles with the precession cycles (22.4-18.2 ka) for Navalsaz and Munilla profiles, respectively. Considering the spectral analysis, a floating astrochronological time scale has been constructed allowing us to calculate a minimum time interval registered in the studied series of ~4.5 and 3.25 Ma for Navalsaz and Munilla profiles, respectively. Variations in both, thickness of the sedimentary cycles and weighted depth index next to deformation structures permit to discriminate the tectonic signal in both columns (more evident in the central and final part of the series) of the climatic signal, which is significant throughout all along the Enciso Group.

Keywords: Astrochronology, Cyclostratigraphy, Cameros Basin, Lower Cretaceous, sedimentary cycles, spectral analysis.

1. Introducción

La Cuenca de Cameros es una cuenca extensional invertida, localizada en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (Norte de España). Esta cuenca se formó durante el Rift Mesozoico Ibérico (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y su inversión se produjo durante la orogenia Alpina (Mas et al., 1993, Guimerà et al., 1995 and Salas et al., 2001). La Cuenca de Cameros ha sido objeto de numerosos estudios multidisciplinarios, enfocados principalmente a la reconstrucción de la evolución geológica de la cuenca, donde se han caracterizado con detalle la estructura, estratigrafía, sedimentología y petrología de su relleno sedimentario (*e.g.*, Casas-Sainz, 1993; Guimerà *et al.*, 1995; Mas *et al.*, 1993, 2002; Omodeo-Salé, 2014; Suarez-González, 2015; Hernán 2018). Estos estudios han puesto de manifiesto que la Cuenca de Cameros tiene una evolución tectónica, estratigráfica y térmica muy peculiar y distinta a la de otras cuencas típicas de rift.

El presente trabajo forma parte de una línea de investigación estratigráfica y estructural que consiste en el establecimiento de un marco temporal preciso de series estratigráficas a partir de la aplicación de la Astrocronología, debido a que el reconocimiento en el registro estratigráfico de los ciclos astronómicos permite la construcción de una escala de tiempo astronómico. Con ello, se procederá a conocer el origen y la evolución de la tectónica sinsedimentaria apoyándonos en el estudio de las diferentes estructuras de deformación encontradas en la zona.

1.1. Situación geográfica

El área de estudio de este trabajo se centra en la mitad septentrional de la Península Ibérica, en la parte sur de la comunidad autónoma de La Rioja (Fig. 1A). Dentro de esta área, se han podido dividir dos zonas adyacentes situadas alrededor de dos núcleos urbanos. Una zona en la localidad de Munilla y la otra en las proximidades de Navalsaz, ambas separadas por una distancia de aproximadamente 16 km.

La zona de estudio de Munilla (Fig. 1B), se encuentra administrativamente comprendida en la hoja del mapa topográfico nº 242 (Munilla), mientras que el área de estudio localizada en las proximidades del núcleo Urbano de Navalsaz (Fig. 1C) se encuentra desarrollada en el límite de dos hojas topográficas distintas (nº 280, Enciso y nº 281, Cervera del Río Alhama).

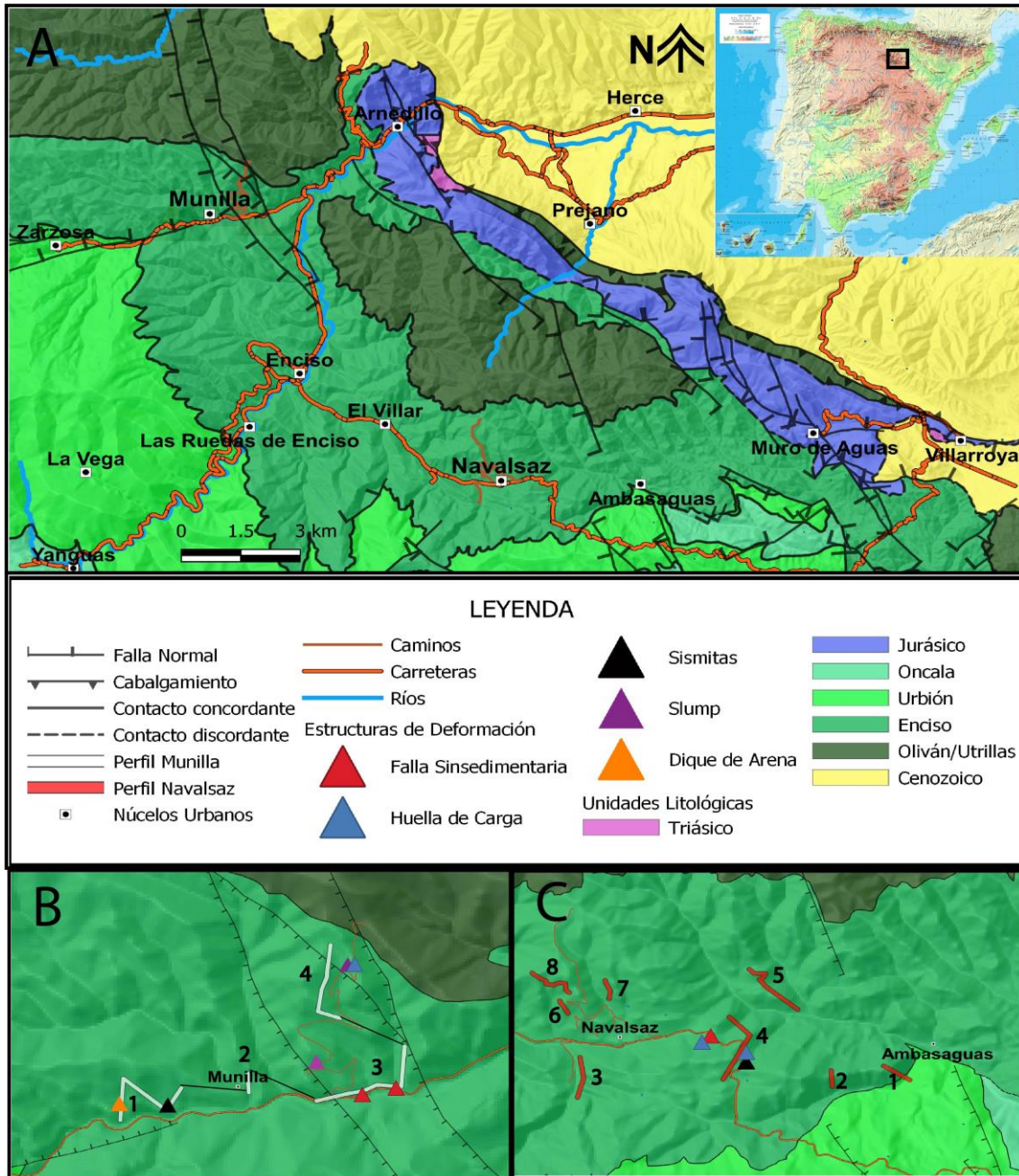


Figura 1: a) Mapa de situación geográfica y geológica de la zona estudiada. b) Detalle de la zona de Munilla. c) Detalle de la zona de Navalsaz.

1.2. Situación geológica

Nuestro trabajo se localiza en la parte más noroccidental de la Cordillera Ibérica, una cadena montañosa que se configuró durante el Cenozoico en las fases compresivas de la orogenia Alpina debido a la inversión tectónica de diversas cuencas sedimentarias mesozoicas conocidas conjuntamente como la Cuenca Ibérica. La Cuenca de Cameros la podemos diferenciar del resto de cuencas Ibéricas debido a la mayor potencia de los sedimentos acumulados (~8000 m)

La Cuenca de Cameros se encuentra dividida en dos sectores bien diferenciados: el sector occidental (Cameros Oeste) y el sector oriental (Cameros Este). Además, se encuentra flanqueada por dos macizos en los que afloran rocas paleozoicas (Macizo de la Demanda al oeste y Macizo del Moncayo al este) y por dos cuencas molásicas terciarias (Cuenca del Ebro hacia el norte y Cuenca de Almazán hacia el sur). Nuestra zona de trabajo se sitúa en el sector oriental, con espesores de sedimentos que alcanzan los 6500 m en el área depocentral, los cuales son progresivamente más modernos hacia el norte generando una geometría en *onlap* sobre el sustrato mesozoico y produciendo así un desplazamiento hacia el norte de los depocentros de cada unidad (Mas et al., 1993). Además, en este sector se encuentran evidencias de metamorfismo de muy bajo grado y escasas estructuras tectónicas (pliegues y cabalgamientos) asociadas generalmente al borde norte de la cuenca.

Se han propuesto varios modelos para explicar la geometría y evolución tectónica de la Cuenca de Cameros. Guiraud y Seguret (1985) explicaron la formación de la cuenca a partir de un gran sinclinal sinsedimentario derivado de la tectónica extensional. Además, exponen que la geometría de la cuenca está relacionada a un proceso de deformación sinsedimentaria debido a un semigraben sobre el basamento generado por la inversión tectónica de una falla normal al inicio del Cretácico. Por otro lado, Casas-Sainz (1992, 1993), Casas-Sainz y Simón Gómez (1992), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998), Casas-Sainz *et al.* (1995) y Mata *et al.* (2001) relacionan la formación de la Cuenca de Cameros con la existencia de una falla lítrica con buzamiento sur que se invierte durante la compresión alpina produciéndose así un desplazamiento máximo hacia la depresión del Ebro de 29 km. Por último, Mas *et al.* (1993, 1997b, 2002, 2003) y Guimerà *et al.* (1995) proponen una hipótesis alternativa a la de Guiraud y Seguret (1985), la cual consideran improbable, en la que proponen que se trata de una cuenca sinclinal formada sobre una rampa con buzamiento sur en una falla horizontal extensiva, diferenciándose de la hipótesis anterior en que la falla se encuentra en el basamento a varios kilómetros de profundidad y no llega a la superficie.

El relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros abarca una edad que comprende desde el Titoniense (Jurásico terminal) hasta el Albiense inferior (Cretácico Inferior). El Jurásico marino culmina con los niveles arrecifales de la Fm. Torrecilla (Alonso y Mas, 1990), por encima del cual aparecen ya los primeros sedimentos continentales, todavía de edad Jurásica, de la Cuenca de Cameros. Esta sedimentación continental fue dividida en

5 grupos litoestratigráficos por Tischer (1966): Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Se trata de un relleno compuesto de sedimentos continentales de litología muy homogénea donde predominan secuencias de areniscas y lutitas en las unidades de origen fluvial (Tera, Oncala en parte, Urbión y Oliván); y de margas y calizas en las unidades de origen lacustre (Oncala y Enciso). Aunque todos los grupos litoestratigráficos presentan un marcado carácter continental, los grupos Oncala y Enciso intercalan episodios esporádicos de influencia marina (Schudack y Schudack, 1989; Gómez-Fernández, 1992; Mas et al, 1993). Por encima de estos depósitos, aparecen las facies Urgon y las formaciones Escucha y Utrillas que constituyen la secuencia post-rift del relleno de la Cuenca de Cameros (Muñoz et al., 1997). Este relleno tuvo lugar durante una etapa extensional, con tasas de subsidencias altas a lo largo de los diferentes grupos litoestratigráficos. Sin embargo, a menor escala se han podido distinguir variaciones en la tasa de subsidencia (Omodeo-Salé, 2014) con aceleraciones y deceleraciones en las distintas secuencias deposicionales.

El Grupo Enciso, estudiado de este trabajo, ha sido datado como Barremiense superior-Aptiense inferior por Mas *et al.* (1993), como Valanginiense-Barremiense por Schudack y Schudack (2009), como Hauteriviense superior-Barremiense por Clemente (2010) y como Barremiense superior-Aptiense superior por Hernán (2018). Este grupo aflora ampliamente en el sector oriental de la Cuenca de Cameros, donde está representado por sedimentos de ambientes lacustres y palustres de carácter mixto carbonatado-siliciclástico (Doublet *et al.*, 2003)., En este sector alcanza entre 1.100 y 1.450 m de espesor máximo (Guiraud y Seguret, 1985) e incluye foraminíferos bentónicos relacionados con incursiones marinas puntuales (Guiraud y Seguret, 1985; Alonso y Mas, 1993; Mas *et al.*, 1993; Suárez-González *et al.*, 2010; Suárez-González, 2015). Recientemente, Angulo y Muñoz (2013) han estudiado las facies sedimentarias del Grupo Enciso en la región de Munilla diferenciado siete facies ligadas a tres subambientes sedimentarios: fluvial, lago siliciclástico con desarrollo de dispositivos deltaicos y dinámica de oleaje y lago carbonatado somero. Hernán (2018), en el sector de Navalsaz-Cornago, diferencia 12 elementos arquitectónicos y a partir de las relaciones existentes entre ellos determina la presencia de nueve facies sedimentarias, todas ellas dentro de ambientes fluviales, deltaicos o lacustres.

En el Grupo Enciso se reconocen secuencias sedimentarias de escala métrica y decamétrica que se repiten a lo largo de la serie dando lugar a una ciclicidad que muchos

autores han asociado a un forzamiento climático de origen orbital (Doublet *et al.*, 2003; Angulo y Muñoz, 2013; Hernán, 2018), aunque otros autores la han relacionado con actividad tectónica (Guiraud y Seguret, 1985; Alonso y Mas, 1993; Mas *et al.*, 1993; Suárez-González *et al.*, 2010).

1.3. Objetivos

Los objetivos que se quieren conseguir en este trabajo son los siguientes: (1) Realizar una correlación, lo más aproximada posible, entre las columnas estratigráficas levantadas por Angulo y Muñoz (2013) en los alrededores de la localidad de Munilla y por Muñoz *et al.*, (en prensa) en las cercanías del municipio de Navalsaz. (2) El análisis espectral de las series de tiempo de susceptibilidad magnética correspondientes a las series de Munilla y Navalsaz para determinar la existencia de ciclos climáticos. (3) La construcción de escalas de tiempo astrocronológicas flotantes de ambas columnas estratigráficas para determinar las tasas de sedimentación. (4) La elaboración de un modelo de evolución paleoclimática a partir del estudio de los depósitos lacustres en el sector de Navalsaz y Munilla. (5) El estudio de la tectónica sinsedimentaria registrada en el Grupo Enciso a partir de la información temporal aportada por la astrocronología.

1.4. Metodología

Para poder completar los objetivos propuestos, la metodología seguida ha incluido una recopilación y análisis bibliográfico, en el cual seleccionamos los diferentes artículos científicos, tesis doctorales y fotografías aéreas.

El trabajo de campo ha incluido la medición de la susceptibilidad magnética en la columna estratigráfica de Munilla de Angulo y Muñoz (2013) midiendo cada metro (3 medidas en cada punto para minimizar el error) con el susceptómetro manual KT-20. Asimismo, se fue revisando la columna estratigráfica y reconociendo las estructuras sinsedimentarias presentes en el sector de Munilla y en el de Navalsaz. Una vez localizadas, se procedió a situarlas en la columna estratigráfica, representarlas mediante un boceto en el que se incluían los datos de dirección y buzamiento.

En el trabajo de gabinete se han caracterizado las facies y se han establecido secuencias tipo utilizando la metodología de las cadenas de Markov con los programas integrados en el software PAST (PAleontological STatistics v. 3.2; Hammer *et al.*, 2001). Con los datos de las susceptibilidades de ambas zonas, se han elaborado diferentes series de tiempo que

se han procesado con el programa de análisis espectral Acycle v.1 (Li *et al.*, 2019). La metodología empleada incluye la eliminación de la tendencia (con el modelo LOESS; Cleveland, 1979), el análisis espectral utilizando diferentes técnicas como el método Multi-taper (MTM; Thomson, 1982) y la Transformada Rápida de Fourier (LAH; Kodama y Hinnov, 2015), así como el suavizado de la serie de tiempo con un filtro gaussiano para caracterizar los ciclos de más baja frecuencia.

A partir de las ciclicidades periódicas obtenidas se analizan las relaciones entre ellas para asignarlas a las diferentes frecuencias de Milankovitch, estableciendo una escala de tiempo astrocronológica flotante que servirá para progresar en los objetivos de datar la serie y calcular las tasas de sedimentación.

Una vez obtenidas todas las estructuras más visuales, las representamos gráficamente con el programa Illustrator (versión CC 2018). Así podremos compararlas con el boceto o con la imagen tomada en campo y sacar conclusiones de lo que representa cada estructura gráficamente y su interpretación.

2. Resultados

2.1. Estratigrafía y sedimentología

Para poder realizar este tipo de estudio, se ha partido de dos perfiles estratigráficos detallados con una resolución de 10 cm. El perfil de Navalsaz (fig.2) levantado por Muñoz *et al.*, (en prensa), cuya base se sitúa a unos 600 m al SO de Ambas Aguas (fig.1C), municipio perteneciente a Muro de Aguas (La Rioja) ($42^{\circ}06'58.1''N$, $2^{\circ}10'10.9''O$) y el techo a 700 m al NE de Navalsaz ($42^{\circ}07'41.9''N$, $2^{\circ}13'00.2''O$). La potencia total del perfil es de 1371 metros. El perfil de Munilla (fig.3) levantado y descrito en el trabajo de Angulo y Muñoz (2013), se extiende desde 500 m al Oeste de Munilla (fig.1B), en confluencia de un barranco lateral procedente del NE con el río Manzanares a una cota de 820 m (base) ($42^{\circ}11'14.15''N$, $2^{\circ}18'22.29''O$) hasta 1,7 km al NNE de Munilla, a una cota de 1089 m (techo) ($42^{\circ}12'10.6''N$, $2^{\circ}17'14.38''O$) con una longitud total de 996 m.

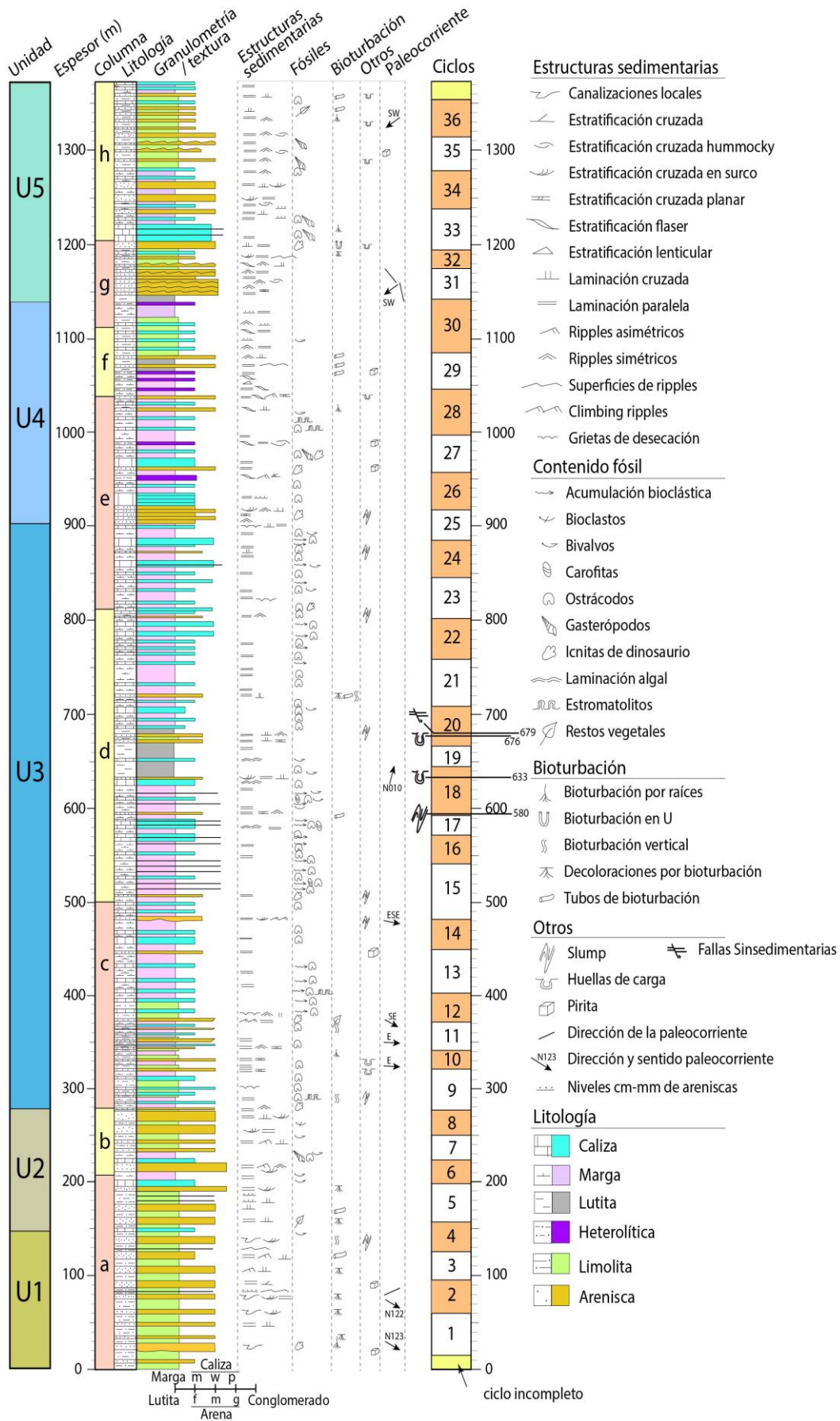


Figura 2: Columna estratigráfica de Navalsaz modificado de Muñoz *et al.* (en prensa).

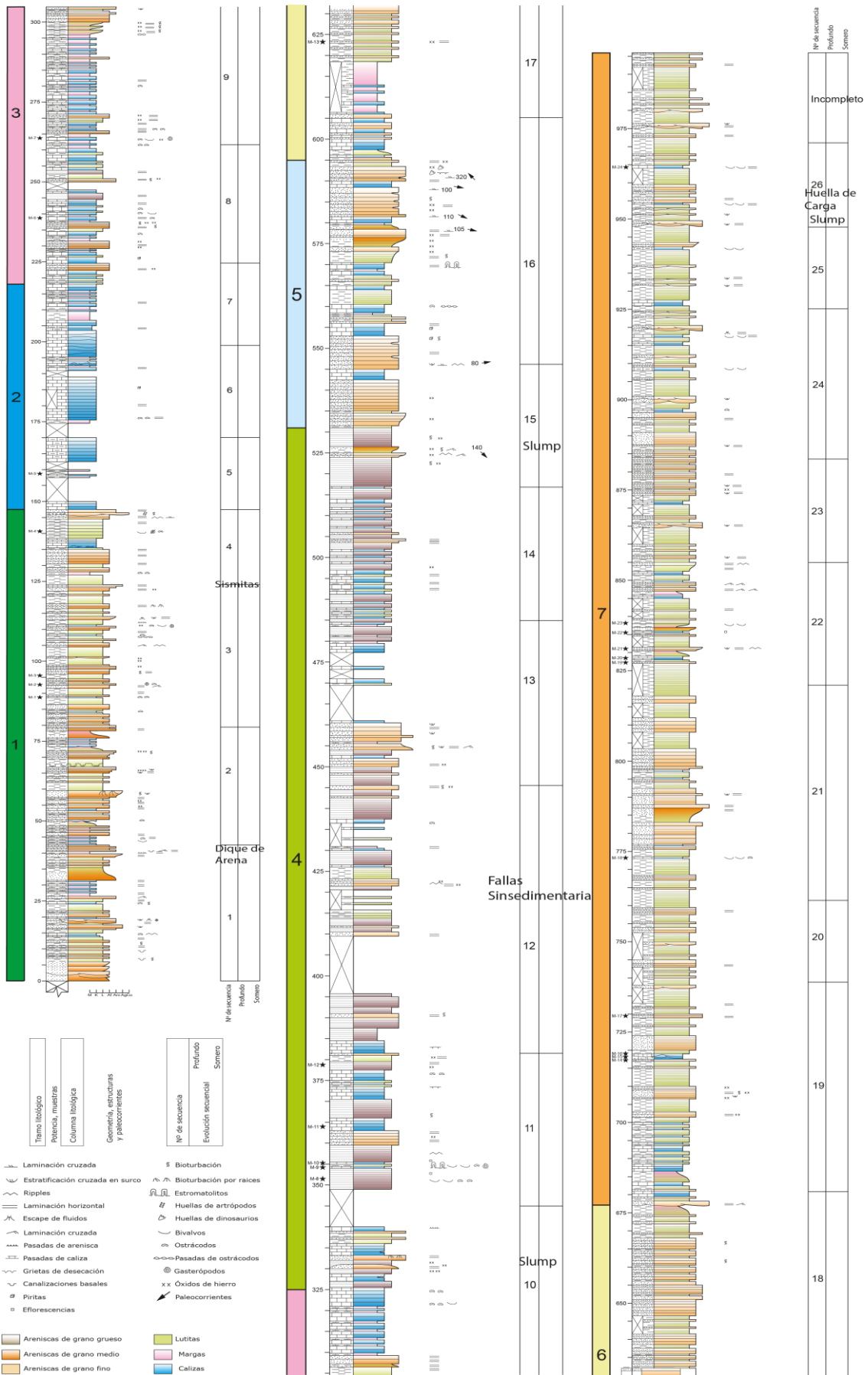


Figura 3: Columna estratigráfica de Munilla (Angulo y Muñoz, 2013).

En la columna estratigráfica de Navalsaz se han podido diferenciar 7 facies (A-G) con la suficiente entidad como para que sus características litológicas, geométricas y estructurales puedan ser la respuesta a una parte o incluso al conjunto de procesos de un medio sedimentario (Tabla I).

FACIES		DESCRIPCIÓN	PROCESOS	
A	Areniscas y limolitas en estratos canaliformes	Alternancia de areniscas y limolitas grises. Las areniscas de grano fino a medio se disponen en estratos lenticulares con base canaliforme integrando paquetes de hasta 2,5 m de espesor. Tienen laminación horizontal y cruzada, <i>ripples</i> y estratificación cruzada en surco. Las limolitas se presentan masivas, en ocasiones con laminación horizontal y hacia techo muestran un aspecto pizarroso.	Canales fluviales	Sistema Fluvial
B	Areniscas y limolitas en estratos tabulares	Alternancia de areniscas y limolitas grises. Las areniscas son de grano fino a grueso. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1,7 m de potencia, formando paquetes de hasta 9 m, a veces con una evolución vertical granodecreciente. Presentan laminación horizontal y cruzada, <i>ripples</i> , estratificación cruzada en surco, óxidos de hierro y piritas. Las limolitas aparecen con textura masiva, en ocasiones laminada, con aspecto pizarroso hacia techo.	Llanura de inundación-Delta	Sistema Fluvial-Delta
C	Limolitas y areniscas en estratos canaliformes y tabulares	Limolitas de color gris-ocre con intercalaciones de areniscas de tonos similares. Las limolitas se disponen en estratos tabulares con un espesor máximo de 2,3 m, formando paquetes que llegan a alcanzar los 5,5 m de potencia. Localmente presentan bioturbación y laminación paralela con intercalaciones de areniscas. Las areniscas son de grano medio. Se disponen en estratos tabulares de potencia decimétrica y en ocasiones alcanzan el metro de espesor.	Delta	Sistema Deltaico
D	Limolitas y calizas	Alternancia de calizas y limolitas grises. Las calizas corresponden a micritas, intramicritas y biomicritas, generalmente <i>mudstone-packstone</i> con ostrácodos, gasterópodos, restos de bivalvos, restos vegetales y algún equinodermo. A techo de los estratos, se pueden observar concentraciones laminadas de ostrácodos. Localmente muestran bioturbación y laminación horizontal. Se disponen en estratos tabulares de hasta 1,8 metros de espesor y se agrupan en paquetes que alcanzan los 4 metros de potencia. Las limolitas son masivas, localmente laminadas. Se disponen en estratos tabulares de potencia centimétrica y decimétrica.	Lago mixto detrítico-carbonatado	Sistema Lacustre
E	Facies Heterolíticas	Alternancia de lutitas de tonos grises y areniscas de color ocre. Las lutitas presentan laminación horizontal mientras que las areniscas, de grano fino, se disponen en estratos irregulares con laminación horizontal. Ambas litologías se disponen en niveles milimétricos, apilados en paquetes de hasta 10 m de espesor. Presentan óxidos de hierro y bioturbación.	Lago con influencia detrítica	
F	Margas grises y calizas	Las margas son masivas, localmente laminadas. De forma ocasional presentan capas de areniscas de grano fino y de calizas grises oscuras con ostrácodos. Se disponen en estratos tabulares de hasta 4, 6 m de espesor. Las calizas son grises de tonos claros y oscuros, con intercalaciones de margas de igual color. Las calizas corresponden a micritas, ocasionalmente féetidas y, raramente, a biomicritas (<i>mudstone-packstone</i>) con ostrácodos, restos de gasterópodos y delgadas capas de ostrácodos y de areniscas de grano fino. Se presentan en estratos tabulares de hasta 1,5 m de espesor y se agrupan formando paquetes de hasta 12 m de potencia con bioturbación, laminación horizontal, óxidos de hierro, piritas y estructuras de escape de fluidos.	Lago con influencia carbonatada	

G	Calizas	Calizas grises, localmente limosas, que corresponden a micritas, intramicritas y biomicritas, generalmente <i>mudstone-packstone</i> , localmente <i>grainstone</i> (biosparitas) con ostrácodos, gasterópodos, bivalvos y algún equinodermo. Además, suelen presentar carofitas. Se disponen en estratos tabulares, a veces con base irregular, de hasta 1,2 m de espesor que se apilan en paquetes de hasta 5 m de potencia. Ocasionalmente presentan laminación horizontal, canalizaciones basales, laminaciones estromatolíticas y grietas de desecación.	Lago con influencia carbonatada
---	---------	---	---------------------------------

Tabla I. Descripción e interpretación de las facies presentes en los materiales del Grupo Enciso (Sección de Navalsaz).

Una vez descritas las diferentes facies observadas, realizamos el análisis de las mismas mediante la metodología de las cadenas de Markov (1971). Con esta metodología podemos observar cómo se relacionan las diferentes facies para poder establecer las secuencias tipo. Para ello hay que realizar el recuento de las veces que una facies pasa a las demás en la columna estratigráfica, teniendo en cuenta también los límites de secuencia (Tabla IIa), por ejemplo, las ocasiones en las que la facies (C) pasa a la facies (A) es un total de 12 veces, por lo que en la columna estratigráfica se sucede ese cambio entre limolitas con intercalación de areniscas (C) y areniscas con intercalación de limolitas en estratos canaliformes (A) un total de 12 veces.

a	LS	A	B	C	D	E	F	G
LS	0	54	24	23	39	59	173	4
A	28	0	63	41	0	0	8	2
B	119	7	0	11	0	0	3	0
C	9	12	57	0	7	1	2	0
D	14	3	1	2	0	0	4	43
E	1	0	33	0	0	0	6	0
F	8	6	5	1	1	0	0	175
G	222	0	2	0	0	0	0	0

Tabla II.a: Matriz con el número de transiciones entre facies del análisis de las facies del Grupo Enciso mediante cadenas de Markov. Las transiciones representativas se señalan en tonos verdes.

En la Tabla IIb se muestran las probabilidades de transición entre facies. Las transiciones más probables son aquellas que tienen un valor más elevado y no son válidas las que tengan un valor próximo o igual a 0.

b	LS	A	B	C	D	E	F	G
LS	0	0,1436	0,0638	0,0611	0,1037	0,1569	0,4601	0,01063
A	0,1971	0	0,4436	0,288	0	0	0,056	0,0148
B	0,85	0,05	0	0,07857	0	0	0,02143	0
C	0,1023	0,1205	0,6636	0	0,07955	0,01136	0,02273	0
D	0,209	0,04478	0,01493	0,02985	0	0	0,0597	0,6418
E	0,025	0	0,825	0	0	0	0,15	0
F	0,04082	0,03061	0,02551	0,005102	0,005102	0	0	0,8929
G	0,991	0	0,008929	0	0	0,15	0	0

Tabla II.b: Matriz con los resultados (probabilidad de transición entre facies) del análisis de las facies del Grupo Enciso mediante cadenas de Markov. Las transiciones representativas se señalan en tonos verdes.

A partir de esta matriz se ha construido el diagrama de flujo (fig.4) donde se incluyen todas las transiciones posibles entre facies. Del análisis de este diagrama se deduce que es imposible integrar todas las facies en una única secuencia tipo que permita caracterizar el medio sedimentario, por lo que se han establecido las siguientes (Fig. 5):

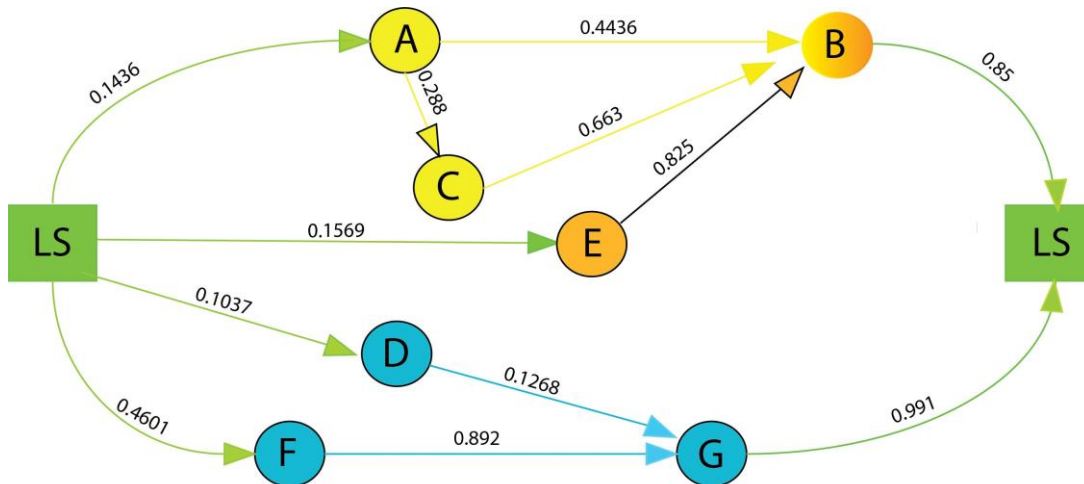


Figura 4: Diagrama de flujo en el que se muestran los resultados de las transiciones más representativas entre facies según el análisis de Markov.

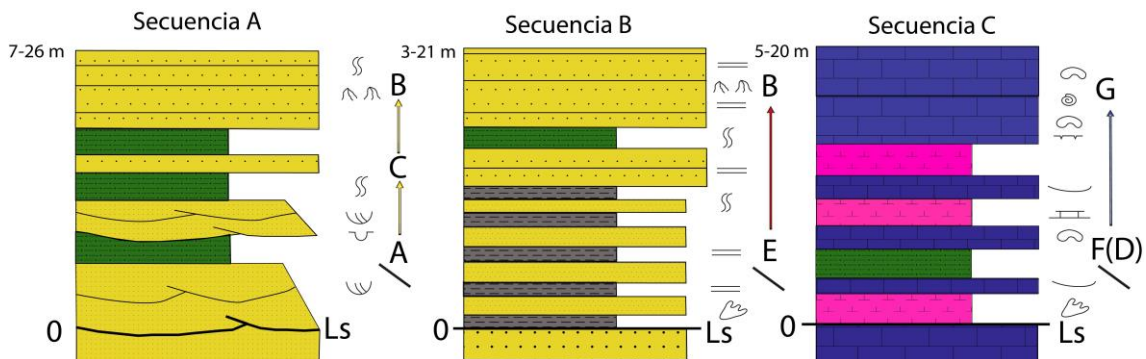


Figura 5: Secuencias tipo diferenciadas. Leyenda: LS: límite de secuencias; a-f: facies de la Tabla I. (Leyenda como en las figuras 2-3).

Secuencia A: Con espesores que oscilan entre los 7 y 26 metros, la secuencia muestra una evolución vertical granocreciente correspondiente a una secuencia fluvial con un término inferior donde aparecen facies de areniscas en estratos canaliformes con intercalaciones de limolitas y un término superior formado por areniscas en estratos tabulares con intercalación de limolitas. El término inferior correspondería al canal y el superior a la llanura de inundación, donde aparecen, en ocasiones, derrames con geometría lobular.

Secuencia B: Con espesores que oscilan entre 3 y 21 metros, se encuentra formada por facies heterolíticas y areniscas en estratos tabulares con intercalación de limolitas. Se interpretan como una progradación deltaica. El límite de secuencia se manifiesta por una rápida profundización.

Secuencia C: Con espesores entre 5 y 20 metros, esta secuencia se encuentra formada por una alternancia de margas, en ocasiones limos, y calizas depositadas en un lago carbonatado. La secuencia tiene generalmente una evolución vertical somerizante. El límite de secuencia viene dado por una rápida profundización correspondiente al paso de calizas a margas.

A partir de la relación vertical de las facies descritas en la tabla I y de su interpretación, se realiza un modelo sedimentológico que se muestra en la figura 6. En este esquema se puede observar la posición relativa de las distintas facies respecto a la línea de costa lacustre. El modelo está integrado por subambientes fluviales distales, representados por canales arenosos y llanuras de inundación lateralmente relacionados con un sistema deltaico en los márgenes de lagos siliciclásticos o carbonatados.

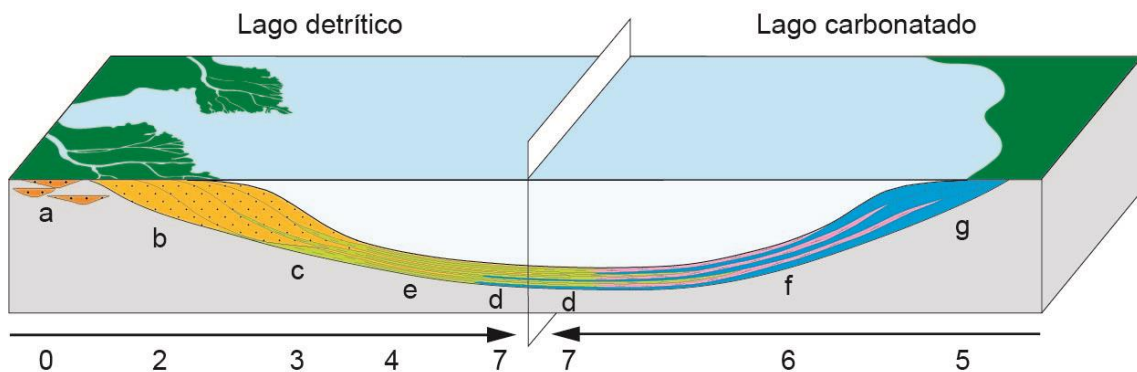


Figura 6: Modificado de Angulo y Muñoz (2013). Modelo de facies y ambientes sedimentarios con las facies que los integran y propuesta de rangos de profundidad para elaborar el índice de profundidad.

2.2. Correlación estratigráfica

Con los datos de la susceptibilidad magnética recogidos en el campo, se ha construido una serie de tiempo para cada perfil. Considerando la coincidencia, al menos parcial, de ambos perfiles se puede realizar una correlación entre ambos mediante el software AnalySeries. En primer lugar, se dibujan las gráficas de la susceptibilidad magnética de cada perfil estratigráfico (Fig.7a y 7b). Estos primeros gráficos nos sirven para conocer el esquema básico de la columna y realizar hipótesis visuales sobre la relación existente entre ambas. A continuación, se realiza una correlación cruzada de las dos columnas

(Fig.7c) donde se observa que en el metro 197 se obtiene el máximo valor de correlación positiva entre ambos perfiles, por lo que será la principal hipótesis a seguir.

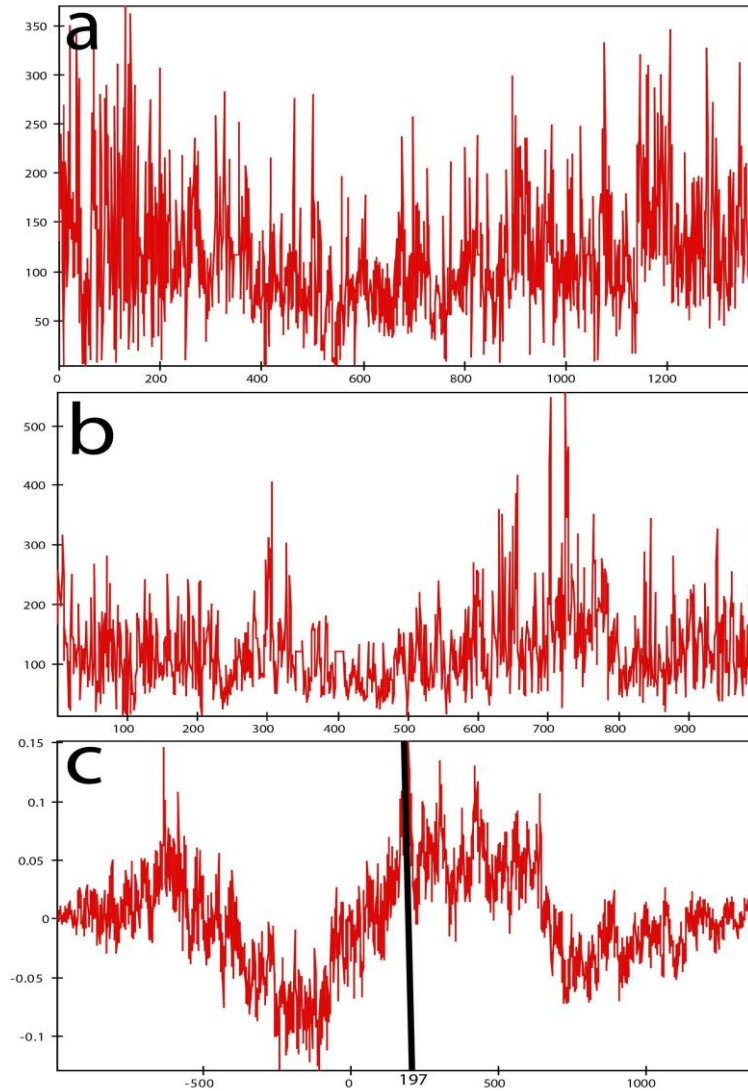


Figura 7: Gráficos de la susceptibilidad magnética. a) Perfil estratigráfico de Munilla; b) Perfil estratigráfico de Navalsaz c) Gráfica de correlación cruzada de la susceptibilidad magnética de los perfiles estratigráficos de Munilla y Navalsaz mediante el *software* AnalySeries.

En la figura 8, se contempla el anclaje correspondiente a la hipótesis de correlación cruzada donde se puede apreciar, a partir de la superposición de las curvas, la idoneidad de la correlación. A partir del gráfico de correlación cruzada se establece que el perfil de Munilla (verde), se correlaciona con el intervalo 197-1193 del perfil de Navalsaz.

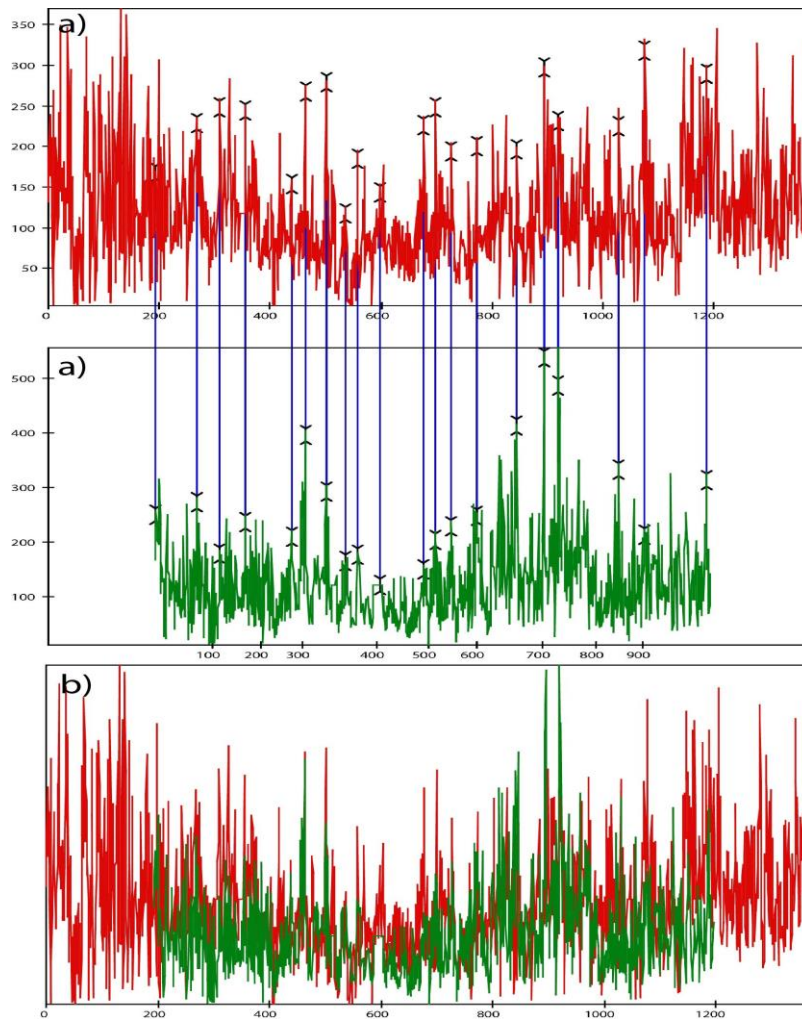


Figura 8: a) Gráficos en los que se representa el anclaje realizado entre los valores de susceptibilidad magnética de las columnas de Navalsaz (rojo) y Munilla (verde). b) Representación de la superposición de las gráficas de susceptibilidad magnética de las columnas de Navalsaz (rojo) y Munilla (verde) a partir del anclaje realizado.

2.3. Estructuras de deformación

Durante el trabajo de campo en los dos afloramientos objeto de estudio, alrededor de la localidad de Munilla y al este del municipio de Navalsaz, se observó que las unidades descritas se hallaban afectadas por abundantes estructuras de deformación. En este caso, la investigación se centró en el reconocimiento y estudio de las deformaciones producidas durante o poco después del depósito de los sedimentos estudiados, es decir, el estudio de la deformación sin-sedimentaria. Entre estas estructuras de deformación destacan fallas normales a diversas escalas (desde escala kilométrica a escala milimétrica-centimétrica), niveles de slumps y estructuras asociadas de escala métrica a decamétrica, capas o niveles centimétricos-decimétricos con intensa deformación (niveles convolucionados), inyecciones y diques de arena y otras estructuras de deformación menores (huellas de carga). Algunas de ellas muestran claras evidencias de haberse producido o estar activas

durante la sedimentación (estructuras sin-sedimentarias) o muy tempranamente tras el depósito de los sedimentos (estructuras en sedimentos blandos).

En los apartados siguientes se describen e interpretan ejemplos significativos de cada uno de estos tipos de estructuras. Vamos a realizar esta descripción empezando por las estructuras de mayor importancia y tamaño hasta las estructuras de menor escala.

2.3.1 Fallas normales sin-sedimentarias de escala cartográfica

Las fallas cartográficas, de escala hectométrica a kilométrica, se reconocen fundamentalmente a partir del análisis de imágenes aéreas de alta resolución. En el trabajo de campo se procedió a la recogida de datos de la falla principal, cuando fue posible, y de direcciones y buzamientos de fallas de menor tamaño situadas cercanas a la zona de la falla mayor.

Al este de la localidad riojana de Navalsaz, se reconoce una de estas fallas cartográficas (Fig. 9). En este sector, la serie estratigráfica estudiada, con un buzamiento suave (25-30°) al norte, está compuesta por tramos de arenisca de gran espesor que alternan con tramos de lutitas y en ocasiones alternancia de finos estratos de limolita. Los tramos competentes de areniscas dan resalte en el relieve que pueden ser seguidos fácilmente en la ortoimagen.

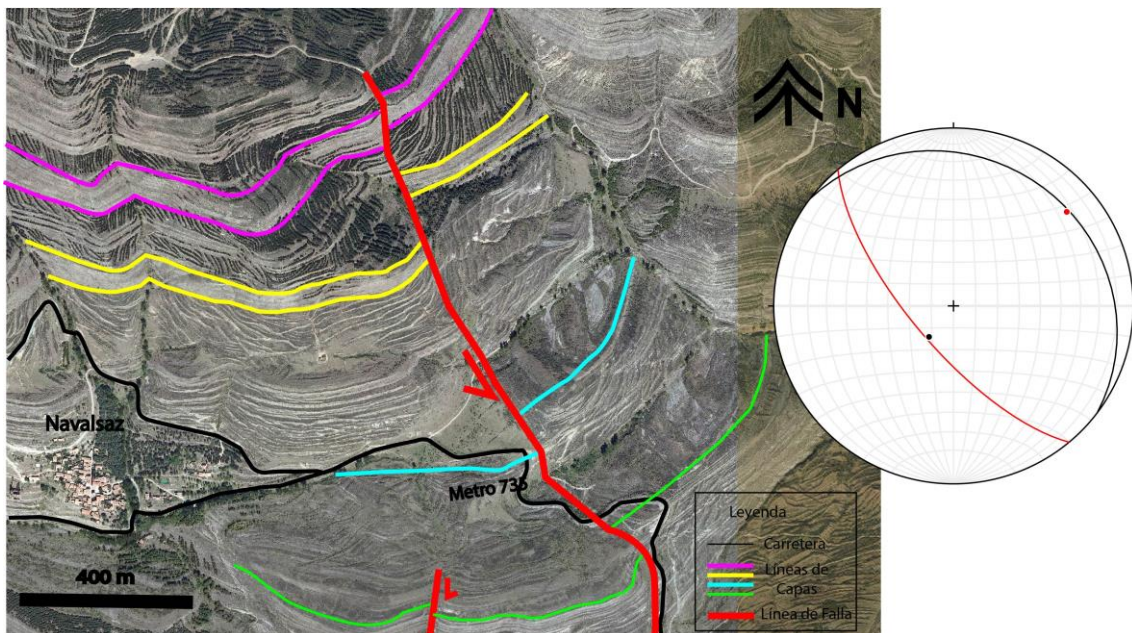


Figura 9: Falla normal sinsedimentaria de escala cartográfica al este de Navalsaz. En la esquina inferior izquierda se encuentra la proyección estereográfica donde se representan los datos de la falla localizada (rojo) y de la dirección de los estratos (negro). Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.

La falla principal, tiene al menos 3 km y muestra en cartografía una dirección NNW-SSE y un buzamiento hacia el oeste (obsérvense las uves de su traza en la parte inferior de la imagen). En afloramiento, en torno al nivel estratigráfico azul, se midió la orientación de esta falla normal que tiene dirección NO-SE (N140°E) y un buzamiento de 71° al oeste. En la imagen aérea se observa como las capas del bloque occidental (bloque superior de la falla) están desplazadas hacia abajo (el sur) respecto de las capas del bloque oriental (bloque inferior), lo que indica que se trata de una falla normal con su bloque hundido al oeste.

De sur a norte, es decir desde la base al techo de la serie estratigráfica, se observa una disminución gradual del salto de falla, hasta ser mínimo en el nivel estratigráfico superior (nivel rosa). Sólo existe una aparente discrepancia en el desplazamiento del nivel amarillo, que parece tener un salto mayor que el esperado. Esta aparente discrepancia se debe probablemente al efecto que produce la incisión del barranco que atraviesa la falla en ese punto, que ha producido un mayor retroceso del escarpe de areniscas en el bloque oriental. La disminución gradual del salto ha sido interpretada como resultado de la actuación sin-sedimentaria de la falla normal. De este modo, los niveles estratigráficos inferiores registran un mayor salto porque acumulan el desplazamiento completo de la falla mientras que los superiores registran solo el salto de falla que se produjo tras su depósito. En este contexto, la actividad sin-sedimentaria de la falla resulta en el registro de un mayor espesor de sedimentos en su bloque oeste hundido. El hecho de que los tramos superiores de la serie apenas estén desplazados sugiere que la actividad de la falla debió disminuir y probablemente cesar poco después...

Al oeste se observa otra falla de menor tamaño, es decir, se trata de una falla secundaria antitética que tiene una dirección 10 NE-SO y un buzamiento de 79°. En la imagen aérea se observa como las capas del bloque occidental (bloque superior de la falla) están desplazadas hacia arriba (el norte) respecto de las capas del bloque oriental (bloque inferior), lo que indica que se trata de una falla inversa con su bloque hundido al este.

2.3.2. Fallas sinsedimentarias de escala métrica a decamétrica

Tanto en los afloramientos de Navalsaz como en Munilla se han observado fallas sinsedimentarias de escala métrica a decamétrica y, en ocasiones, tienen asociadas otras estructuras tectónicas sinsedimentarias de menor escala (niveles de sismitas...), completando así un afloramiento diverso. Aquí el objetivo será centrarse en esas

estructuras tectónicas de mayor escala, aunque también localizaremos las estructuras sedimentarias de menor escala situadas en los dos afloramientos que pasamos a detallar.

2.3.2.1. Falla sinsedimentaria en Navalsaz

El afloramiento de fallas sinsedimentarias de escala métrica a decamétrica estudiado en Navalsaz, se encuentra en la carretera de montaña Enciso-Cornago LR-286 en las cercanías de la localidad de Navalsaz (Fig.1). Se sitúa en el metro 679 de la columna estratigráfica de Navalsaz. En este punto la serie estratigráfica se compone de una alternancia de areniscas y limolitas de tonos pardos grisáceos (Fig.10).

Esta falla tiene una dirección NO-SE (N140°E) y buzamiento de 66° N y, asociada a ella encontramos diferentes fallas de menor tamaño con dirección y buzamiento similar que oscila entre 49° y 65° N. En el bloque inferior de la falla, se observan los estratos con mayor claridad, las areniscas tienen potencias decimétricas en la parte superior dando paso a una mayor cantidad de limolitas en la parte inferior las cuales presentan una estratificación horizontal bien marcada interrumpida por las fallas de menor tamaño. La falla marcada en tono rojo puede indicar que está sufriendo un proceso de inversión, dado que parece una falla normal pero los estratos manifiestan una cierta inversión. En dicho bloque, se observan algunas estructuras de carga (tono verde) que se encuentran por debajo de los estratos potentes de arenisca. En el bloque superior, se encuentran los estratos de arenisca desplazados hacia abajo por la falla, aunque aparecen peor conservados debido a que han sufrido diferentes procesos de erosión. En la parte inferior derecha se observan las limolitas en las que hay mayor cantidad de estructuras sedimentarias que no se observan a escala de afloramiento.

Para interpretar este afloramiento, se debe prestar atención al gráfico realizado sobre la figura 10. Como se ha comentado antes, la falla central de mayor tamaño, produce un desplazamiento normal de las capas de grandes dimensiones dado a que en el bloque superior de la falla únicamente se ven las limolitas que aparecen en la parte inferior del bloque superior. Por encima se supone que se encuentran las areniscas de gran potencia. Hacia la parte inferior, sobre esta falla está ocurriendo un proceso de inversión que produce que los estratos de limolita del bloque inferior tengan una orientación diferente ya que son estas capas las únicas que están sufriendo esta inversión y que terminan en la falla normal de menor tamaño. Esta falla junto a la que se sitúa a su izquierda, da evidencia de que se produjeron durante la sedimentación y que más tarde fueron cubiertas

por estratos superiores. A partir de la evidencia sinsedimentaria de las fallas menores, se puede deducir la hipótesis de que la falla mayor central sea también sinsedimentaria, pero no se encuentran evidencias al respecto. La estructura de carga (verde) que se observa debajo de las areniscas en el margen izquierdo puede ser debida a una huella de dinosaurio que ha quedado marcada en las limolitas produciendo una geometría subcircular de entre 5-15 cm.

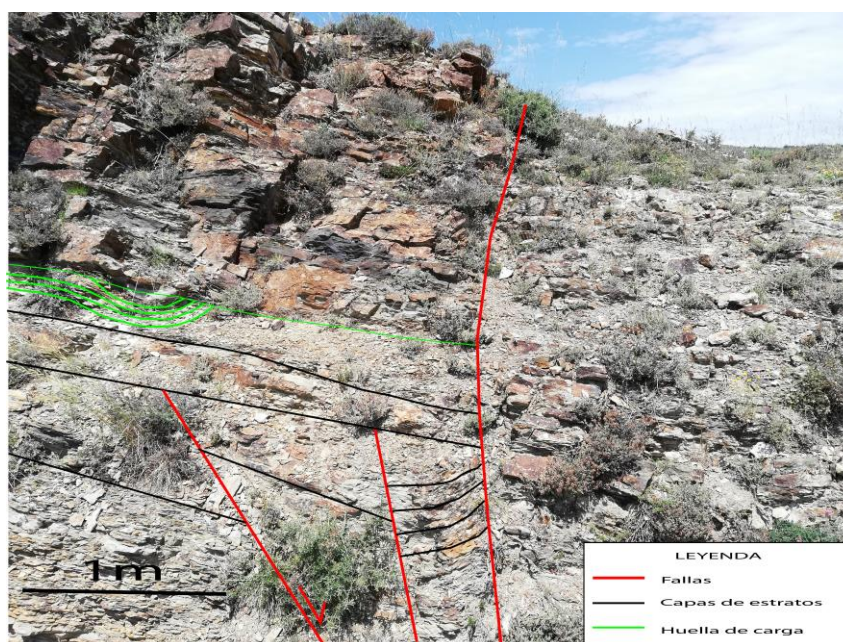


Figura 10: Fallas sinsedimentarias y estructura de deformación en el bloque hundido (afloramiento situado en el metro 679 del perfil estratigráfico de Navalsaz).

2.3.2.2. Fallas sinsedimentarias en Munilla

El afloramiento de fallas sinsedimentarias de Munilla se encuentra en la carretera LR-484, cerca de la localidad riojana de Munilla (Fig. 1). Este afloramiento de potencia métrica está compuesto por areniscas de grano fino y color grisáceo en estratos de potencia decimétrica y por sedimentos limolíticos de tonos pardos y finamente laminados, relacionados con entradas de materiales siliciclásticos al sistema lacustre. Las capas tienen una disposición con un buzamiento general de 25-30° hacia el norte (Fig. 11).

En este afloramiento se reconocen una serie de fallas de escala métrica (en color púrpura) así como una discordancia local (en verde) que separa dos partes bien diferenciadas (Fig. 11). Los estratos de limolitas y areniscas situados en el margen derecho, sobre la discordancia, tienen una estratificación más marcada interrumpida únicamente por la existencia de dos fallas menores que tienen una dirección NO-SE (N150°E) y un

buzamiento de 55° hacia el norte. Estas fallas que se reconocen mejor en el tramo superior de areniscas tienen asociados desplazamientos con sentido normal de escala decimétrica. Las capas de limolitas se disponen en *onlap* sobre la superficie de discordancia. En cuanto al margen izquierdo, por debajo de la discordancia, los estratos de areniscas poseen un mayor espesor, pero la estratificación no está tan definida dado que se encuentran afectados por una mayor cantidad de fallas menores y otras estructuras de carga no reconocibles a escala de afloramiento. Estas fallas tienen direcciones similares a las del margen derecho pero el buzamiento es algo mayor, aproximándose a la verticalidad (78-84° N), y tienen una mayor continuidad vertical. En la figura 11 se muestra la interpretación gráfica realizada del afloramiento. El conjunto de observaciones descritas puede interpretarse como resultado de la actuación de fallas normales sinsedimentarias. Primero y tras el depósito de las capas de areniscas de la parte izquierda del afloramiento, se forman diversas fallas normales, de dirección 270 NO-SE y buzamiento hacia el norte, que rompen los estratos. Estas fallas, especialmente las fallas de mayor continuidad y más próximas entre sí, provocan el hundimiento del bloque norte produciendo probablemente un escarpe en el fondo del lago. No se descarta la existencia de una falla de mayor escala localizada debajo de la discordancia y situada un poco más hacia el norte de las anteriores. Posteriormente, por la propia dinámica del sistema lacustre se produjo una erosión diferencial que eliminó parcialmente las partes superiores de los bloques de falla. Esto produce la degradación del escarpe de la zona de falla anteriormente formado dando lugar a la superficie erosiva (línea verde). A continuación, se fueron depositando nuevos sedimentos (la serie limolítica) de modo que se van disponiendo en *onlap* sobre esa superficie de erosión. Los sedimentos más modernos, en su parte superior vuelven a estar deformados por nuevas fallas con similar dirección, pero con un buzamiento menor que las fallas más antiguas, lo que sugiere que el proceso extensional continúa. El menor buzamiento de estas fallas puede quizás estar relacionado con su despegue en un nivel muy superficial, probablemente los propios sedimentos limolíticos laminados. Durante este periodo, también pudo tener lugar la reactivación de la falla antigua que desplaza ligeramente la superficie de discordancia.

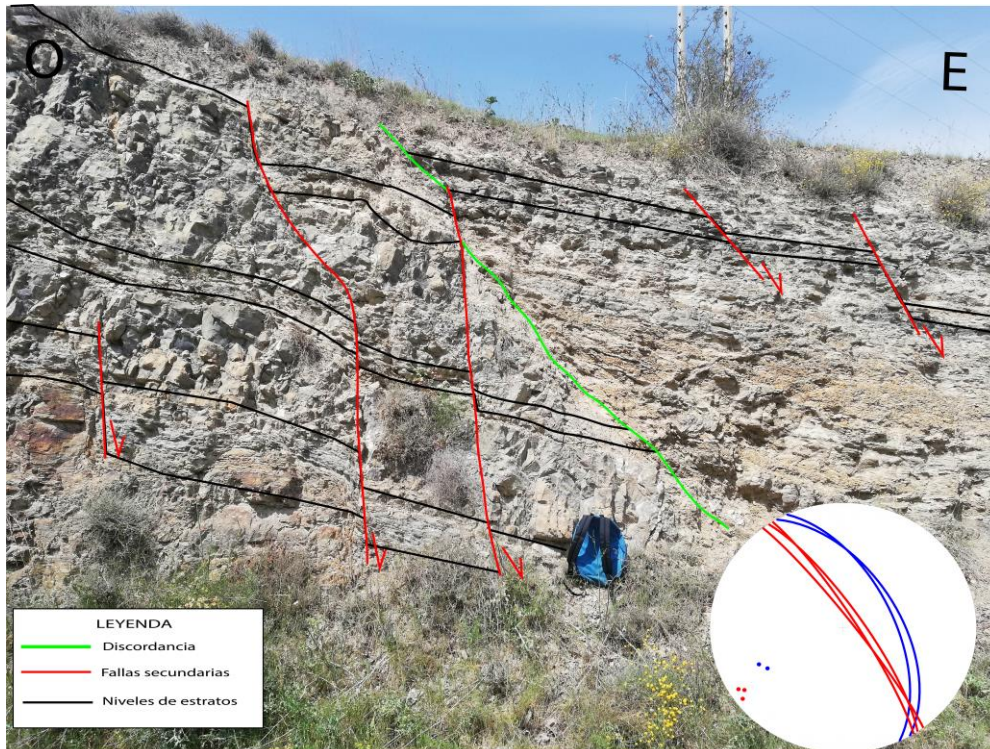


Figura 11. Fallas normales sinsedimentarias y discordancia local en Munilla (afloramiento situado en el metro 420 del perfil estratigráfico de Munilla). En la esquina inferior izquierda se encuentra la proyección estereográfica donde se representan los datos de las fallas localizadas en el bloque izquierdo (rojo) y en el bloque derecho (azul). Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.

2.3.2.3. Fallas normales de bajo ángulo en Munilla

Este afloramiento se localiza en el talud de la carretera LR-484, a 250 metros del núcleo urbano de Munilla (Fig.1). Los materiales afectados por las fallas muestran un suave buzamiento ($<20^\circ$) hacia el norte. Están compuestos por una alternancia de limolitas de tonos grisáceos y areniscas de tonos pardo-grisáceos (Fig.12) dispuestas en estratos con geometría tabular y, en ocasiones, con base irregular (capa en verde). Desde el punto de vista estratigráfico, estos materiales se localizan en torno al metro 355 de la columna de Munilla.

En el afloramiento se pueden observar tres planos de falla de 15-20 cm que deforman los estratos y producen saltos normales, de escala centimétrica, en algunas de las capas (Fig.12). Estas fallas tienen una dirección $N050^\circ E$ y un buzamiento que varía hacia el SE entre los 40° y los 55° . Hacia arriba los planos de falla terminan en un estrato de areniscas (en amarillo) que muestra variaciones de espesor en relación con estas fallas, de modo que se engrosa en los bloques hundidos. Hacia abajo, las fallas van perdiendo buzamiento, haciéndose paralelas a las capas e interconectándose en un nivel de limolitas. En conjunto estas estructuras definen un sistema imbricado de fallas que despegan en un nivel de

despegue muy superficial. En detalle, los planos de fallas están rellenas de un sedimento arenoso de grano fino.

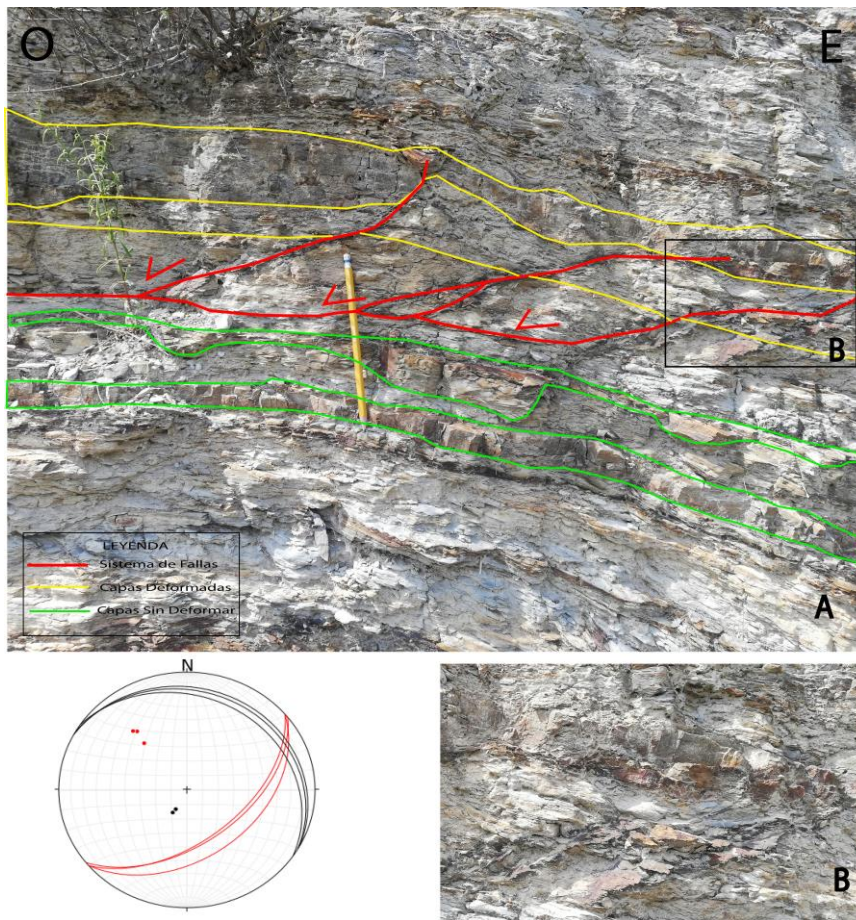


Figura 12: Sistema imbricado de fallas sinsedimentarias despegadas en un nivel muy superficial en el afloramiento de Munilla (metro 335 de la columna estratigráfica de Munilla). En la esquina inferior izquierda se encuentra la proyección estereográfica donde se representan los datos de las fallas localizadas (rojo) y la dirección de los estratos (negro). Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.

Lo más significativo que se puede observar en este afloramiento es que la zona de fallas conectadas, que producen una mínima deformación dúctil de los estratos, produce cambios de espesor en el estrato superior de areniscas. El cambio de espesor sugiere que las fallas estuvieron activas, al menos, durante el tiempo de depósito de ese nivel de areniscas, por lo que la deformación se produjo poco después del depósito de los sedimentos y por tanto aun sin consolidar. El relleno de sedimento arenoso de grano fino reconocido en los planos de falla puede estar causado por el propio proceso de deformación de sedimentos blandos. En estos casos, la deformación no se concentra sobre un plano discreto, sino que se distribuye sobre una zona más amplia de sedimento en la que se producen modificaciones texturales. La geometría de esta zona de falla se puede interpretar como asociado directamente con una tectónica extensional sin-sedimentaria

que se reconoce también a pequeña escala. No obstante, y dado la pequeña profundidad del nivel de despegue (< 20 cm desde la superficie), esta estructura también podría representar una deformación local superficial asociada a la desestabilización del sedimento aún sin consolidar, por ejemplo, representar la zona de arranque de un incipiente slump.

2.3.3. Slumps

Los pliegues de tipo slump en los materiales estudiados no son muy frecuentes, pero se han reconocido algunas estructuras que pueden ser interpretadas como tal.

2.3.3.1. Slump Munilla 1 (metro 525)

Este afloramiento se encuentra en un camino secundario que nace en las cercanías de la localidad de Munilla y que se dirige al norte hacia diferentes yacimientos de huellas de dinosaurios (Fig.1). Sedimentariamente se encuentra compuesto por dos litologías (Fig.13); en la parte superior del afloramiento predominan las areniscas de tonos grises con un tamaño de grano fino-medio y estratos de espesor decimétrico y en la parte inferior se observan mayormente limolitas de tonos parduscos con intercalación de areniscas grisáceas de potencia centimétrica. Este tramo litológico se sitúa aproximadamente en torno al metro 525 de la columna de Munilla.

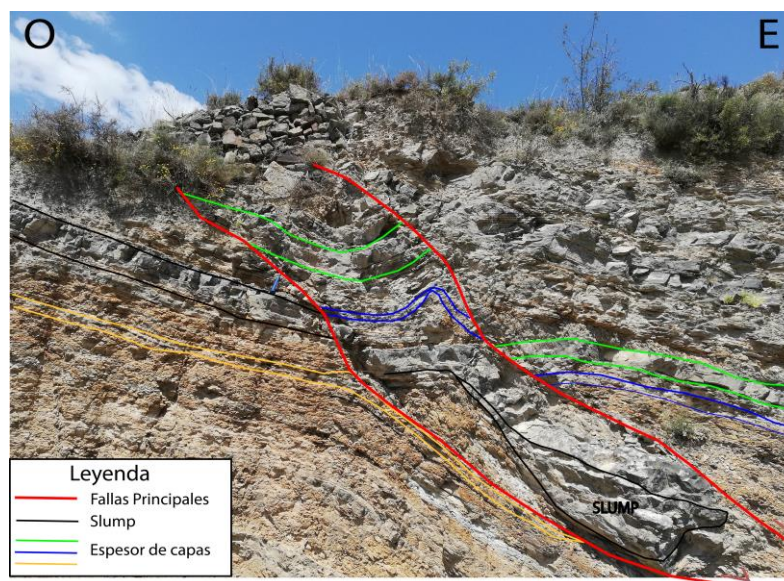


Figura 13: Slump de escala métrica a decamétrica en Munilla (situado en el metro 525 del perfil). Se reconoce tanto las fallas normales propias de la zona de arranque como la falla basal del deslizamiento y el pliegue volcado (vergente hacia la derecha) en la zona de cabecera.

Este afloramiento de espesor decimétrico, se encuentra deformado por una estructura principal que se observa en el centro de la figura (13) y que se identifica como un slump. Este slump se encuentra limitado por dos fallas marcadas en tonos rojos con una dirección y buzamiento de 170, 68° E y divide el afloramiento en dos partes. En la parte inferior se denota una mayor presencia de limolitas las cuales se encuentran a su vez afectadas por pequeñas fallas que no se observan a escala de afloramiento y tienen una dirección similar a las fallas principales, pero buzamientos menores entorno a los 55°. En la parte superior se encuentra mayor contenido de sedimento arenoso, el cual presenta una mayor deformación en la zona centro la cual va disminuyendo hacia el este.

Para poder interpretar este afloramiento se debe partir de las limolitas situadas en la parte inferior del afloramiento. Estas limolitas como se ha comentado anteriormente se encuentran prácticamente intactas dado que solo se encuentran deformadas por fallas de pequeño tamaño que desplazan los estratos centimetricamente. Sobre estas limolitas aparece una falla de mayor tamaño que produce el despegue de un slump durante el depósito de los sedimentos que se encuentran por encima de las limolitas. Por lo que este slump es sinsedimentario y nos indica que, durante este periodo, había condiciones de alta actividad tectónica. Este slump tiene poco recorrido siendo tapizado por una falla con buzamiento similar a la que originó el slump y a partir de la cual se vuelven a depositar los estratos de forma continua sin aparentar apenas deformación.

2.3.3.2. Slump Munilla 2 (metro 950)

Este afloramiento que aparece en la figura 14, se encuentra localizado a 1,7 kilómetros al NE de la localidad de Munilla (Fig.1). La sedimentología observada aquí, es generalmente arenítica con alguna intercalación de pequeños estratos de limolita. Las areniscas, de tonos grisáceos, tienen un tamaño de grano fino-medio y una geometría irregular debido a que se encuentra muy deformada.

Este afloramiento cuyo espesor varía entre 80 cm y 1,30 m, se encuentra deformado por varias estructuras tectónicas. La estructura principal del afloramiento es el pliegue que se observa en el centro de la figura 14, este pliegue además está afectado principalmente por un cabalgamiento (rojo) que lo deforma generando un slump con dirección y buzamiento de 280/40° NO-SE y por diversas fallas menores (verde). Por debajo del pliegue, aparecen diversos estratos deformados adquiriendo geometrías lobuladas cuyo espesor varía entre 2 y 5 cm de diámetro, dando al estrato una geometría cóncavo-convexa. En la parte

superior aparecen de nuevo fallas normales (verde) con dirección y buzamiento diferente a las que se ubican junto al pliegue (20/80° NE-SO) provocando una mínima deformación en las capas superiores.

Para interpretar este afloramiento, se debe visualizar con detenimiento la figura 14 en la cual se encuentra interpretado. Este afloramiento se puede dividir en varias fases: En primer lugar, se produce el depósito de los estratos que se encuentran entre las líneas amarilla y negra, el cual posteriormente se ve afectado por deformaciones de carga que se explican relacionándose con morfologías combadas, es decir, en la interfase entre estratos se observan ondulaciones de morfología semiesférica con la parte convexa dirigida hacia muro. Esto es debido a que la viscosidad dinámica del estrato superior es menor que la del inferior, por lo que el nivel superior licuefactado tiene mayor movilidad y se desplaza gravitacionalmente hacia el inferior Alfaro et al. (2000). En segundo lugar, entre las líneas negras, se sedimentan los estratos que se ven afectados en primer lugar por fuerzas compresionales dando lugar a un pliegue el cual se deforma a su vez por un cabalgamiento produciendo así un slump. En tercer y último lugar, se produce el depósito del resto del afloramiento mientras se produce la deformación del mismo por fallas normales que modifican de nuevo el pliegue y los estratos que se encuentran por encima de él.

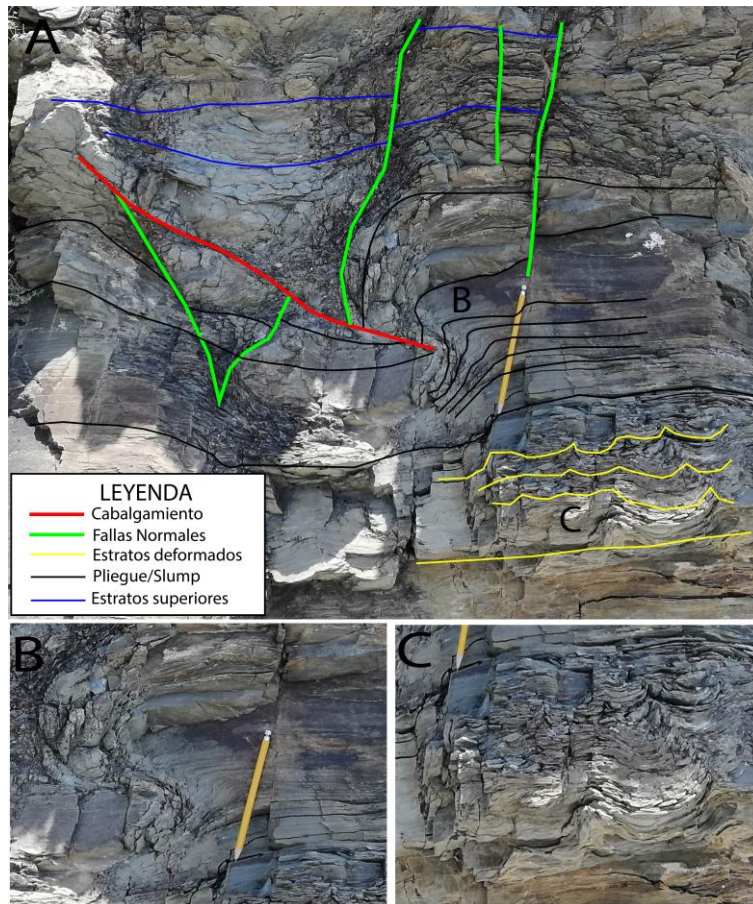


Figura 14: Slump de escala decimétrica a métrica en Munilla (situado en el metro 950 del perfil). Se reconoce tanto las fallas normales propias de la zona de arranque como la falla basal del deslizamiento y el pliegue volcado (vergente hacia la derecha) en la zona de cabecera.

2.3.4. Niveles deformados (sismitas)

En este tipo de estructuras se han incluido una serie de niveles con deformaciones que afectan únicamente a una parte reducida de la serie estratigráfica, normalmente menos de 20-30 cm, pero que se caracterizan por su gran continuidad lateral en el afloramiento, superando normalmente varias decenas de metros. Estos niveles deformados (con laminación convolucionada) han sido interpretados como sismitas y se encuentran con relativa abundancia a lo largo de las dos columnas estratigráficas estudiadas. Aunque aquí sólo vamos a mostrar a modo de ejemplo algunos de ellos, todos los niveles deformados aparecen localizados en las correspondientes columnas estratigráficas.

2.3.4.1. Nivel de sismitas Navalsaz 1 (metro 598)

Este nivel de deformación está localizado debajo de la carretera de montaña LR-286 que conecta Muro de Aguas y Navalsaz, en el punto kilométrico 10 (Fig.1). Se encuentra en la parte inferior de un paquete de 3 m de espesor de areniscas de grano medio y fino y

tonos grisáceos compuesto por estratos centimétricos a decimétricos con geometría tabular (Fig.15a). Desde el punto de vista estratigráfico, este nivel se sitúa aproximadamente en el metro 598 de la columna Navalsaz.

El nivel deformado tiene un espesor de menos de 10 cm de altura y una continuidad lateral mínima de unos 20 m (toda la longitud del afloramiento) (Fig.15a). La sucesión sedimentaria deformada está compuesta (de base a techo) por areniscas de grano fino y muy fino con laminación paralela (en azul en la Fig.15c) y areniscas de grano medio también laminadas (en rojo; Fig.15c). Las estructuras están caracterizadas porque el término superior pierde su continuidad y forma cuerpos de morfología redondeada (almohadillada) aislados en el techo del término inferior. Las láminas en estas almohadillas están giradas definiendo pliegues sinclinales amplios de 5 a 15 cm de anchura. Los pliegues son normalmente asimétricos mostrando una clara vergencia hacia el este. Entre estas estructuras sinclinales el término inferior muestra estrechos anticlinales, definidos por la propia laminación, aunque ésta muchas veces no está presente en las partes más altas de la estructura. Tanto los anticlinales como los sinclinales (almohadillas) están cortados por una superficie erosiva (en negro; Fig.15c), que trunca la laminación interna de las almohadillas, sobre la cual aparece una nueva sucesión de areniscas de grano fino-medio con laminación paralela y sin deformación.

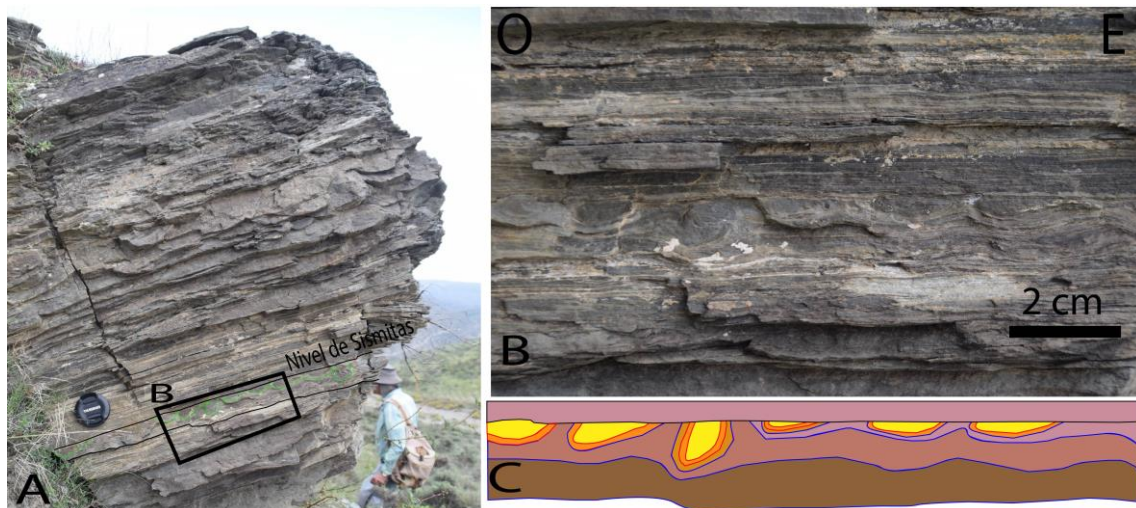


Figura 15 (a) Nivel de sismitas reconocido en el metro 598 del perfil de Navalsaz. (b) Foto de detalle y (c) esquema del nivel de deformación.

Las estructuras descritas son muy similares a, y se han interpretado como, las estructuras *ball-and-pillow* de Potter y Pettijohn (1963) o las estructuras almohadilladas de Alfaro et al. (2000). Siguiendo a Alfaro et al. (2000), estas estructuras se interpretan como el resultado de una deformación por carga en un sistema sedimentario inicial con un

gradiente de densidad invertido. Esto es, tras la sedimentación de ambos términos se produce la desestabilización del sedimento y los materiales superiores (más densos) bajan por gravedad y penetran en el material menos denso infrayacente. La vergencia de las estructuras se debe probablemente a que, además de un gradiente de densidad invertido, existen esfuerzos de cizalla que pudieron estar asociados a la propia pendiente deposicional o producidos por flujos sedimentarios o corrientes. Estos flujos pudieron ser también responsables de la posterior erosión de las estructuras, tras la cual tiene lugar la sedimentación. La formación del nivel de deformación se produce por tanto con anterioridad al proceso erosivo y puede caracterizarse como una estructura de deformación sin-sedimentario que afecto a sedimentos blandos (sin consolidar).

Consideramos que el mecanismo disparador que generó las estructuras descritas fue probablemente un movimiento sísmico por lo que el nivel deformado es considerado como un *sismita* (*sensu* Seilacher, 1969), aunque tampoco se puede descartar de inicio que fuera la propia dinámica del medio sedimentario. Esta asunción está basada en que (i) la estructura de deformación se produjo en un momento de alta actividad tectónica extensional de la cuenca de Cameros, como lo sugieren el conjunto de estructuras previamente descritas, (ii) la gran continuidad lateral del nivel deformado y (iii) la no existencia de otros niveles deformados en el cuerpo sedimentario en el que aparece. A este respecto, la gran similitud de facies reconocida en dicho cuerpo sedimentario (Fig.15b) sugiere probablemente que representa el depósito bajo las mismas o muy parecidas condiciones de sedimentación. No obstante, a pesar de que se han observado en dicho cuerpo numerosos casos con areniscas de grano fino debajo de areniscas de grano grueso (es decir, sistemas de gradientes de densidad invertido) no se han reconocido otros niveles o estructuras de deformación, lo que sugiere que el medio sedimentario no debió ser el mecanismo disparador del nivel de deformación observado.

2.3.4.2. Nivel de *sismitas* Munilla (metro 145)

Este nivel de *sismitas* se encuentra localizado cerca de un barranco a 50 metros al oeste del término municipal de Munilla, en una zona cercana a la carretera (Fig. 1). Este afloramiento está compuesto por areniscas de tonos ocres grisáceos de grano fino-medio y geometrías generalmente tabulares con intercalación de limolitas de tonos grises con laminación horizontal. Desde el punto de vista estratigráfico, el nivel se sitúa aproximadamente en el metro 145 de la columna de Munilla

El nivel deformado tiene un espesor que varía entre los 10 y 30 cm de anchura y una continuidad lateral aproximada de unos 35 metros (fig. 16). Las estructuras están caracterizadas porque el término superior pierde su continuidad y forma cuerpos de morfología redondeada (almohadillada) aislados en el techo del término inferior

En el afloramiento aparecen dos niveles de sismitas delimitados por las líneas rojas, representados por estructuras almohadilladas con geometrías de flash and dishes, con tamaños que oscilan entre 10 y 30 cm de anchura. La morfología de estos cuerpos aislados es subsférica o almohadillada, aunque en muchos casos es posible observar la estructura externa de estas disponiéndose concéntrica y paralelamente al borde externo. El afloramiento se encuentra afectado por derrumbe de ladera que cubre el estrato principal de sismitas, habiendo producido como se observa en la parte inferior izquierda de la figura 16a la caída de un tramo de estrato donde se encontraba el nivel de sismitas. Las láminas de estas almohadillas no se encuentran muy giradas por lo que los pliegues sinclinales son muy amplios entre 10 y 25 cm de anchura. Los pliegues observados aquí son asimétricos, pero no muestran una clara vergencia. Entre los sinclinales que se forman en el término inferior, se muestran estrechos anticlinales (5-8 cm), definidos por la propia laminación, aunque ésta muchas veces no está presente en las partes más altas de la estructura. Estos pliegues son cortados en la parte superior del estrato por una superficie erosiva (en negro; Fig.16d), que trunca la laminación interna de las almohadillas, sobre la cual aparece una nueva sucesión de areniscas de grano fino-medio con laminación paralela y sin deformación.

Al igual que lo que ocurre en el nivel de sismitas observado en Navalsaz, las estructuras observadas en este afloramiento se interpretan como el resultado de una deformación por carga en un sistema sedimentario inicial con un gradiente de densidad invertido Alfaro et al. (2000). Esto es, tras la sedimentación de ambos términos se produce la desestabilización del sedimento y los materiales superiores (más densos) bajan por gravedad y penetran en el material menos denso infrayacente. La erosión posterior de las estructuras pudo ser debida a los flujos que produjeron las estructuras. Con esto se quiere explicar que el depósito es anterior a la erosión por lo que la deformación es sinsedimentaria afectando por lo tanto a sedimentos blandos no consolidados.

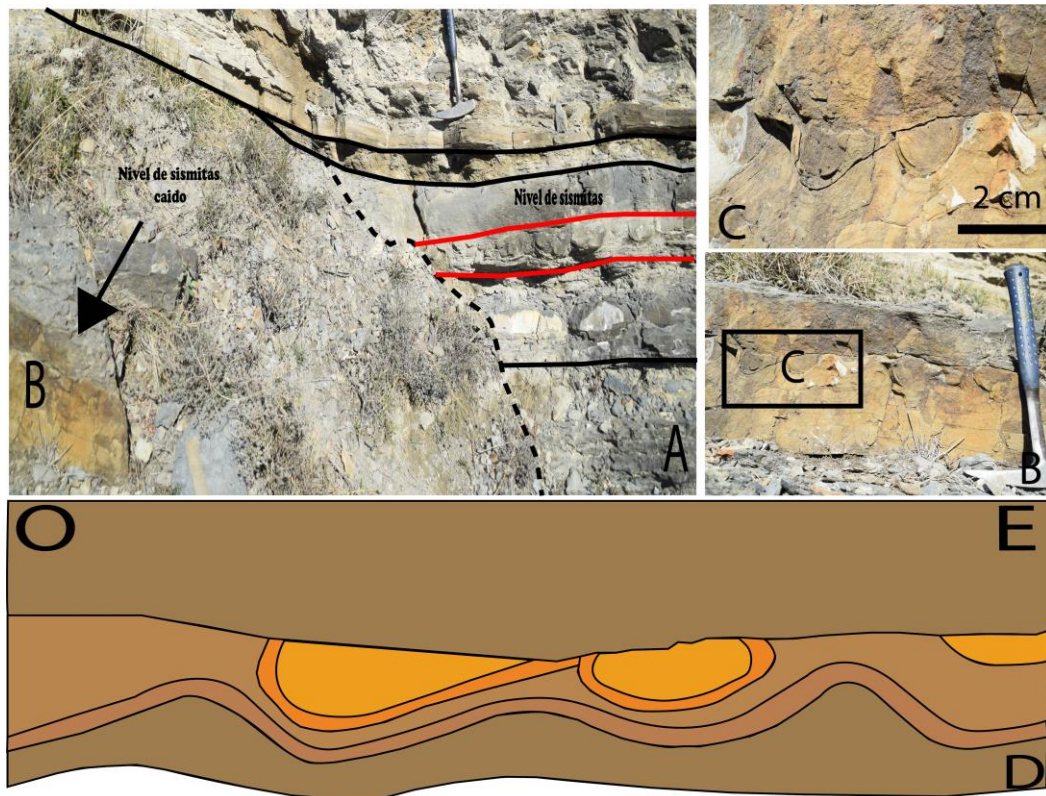


Figura 16. (a) Niveles de sismitas reconocido en el metro 145 del perfil de Munilla. (b) Foto de detalle de una del nivel de sismitas representado. (c) Foto de detalles de una zona del nivel de sismitas y (d) esquema del nivel de deformación.

2.3.5. Diques e inyecciones de arena de Munilla (metro 40)

Este nivel se encuentra localizado al oeste del término municipal de Munilla, en una zona cercana a la carretera (Fig. 1). Este afloramiento está compuesto por areniscas de tonos ocre grisáceos de grano fino-medio y geometrías generalmente tabulares con intercalación de calizas grisáceas. Desde el punto de vista estratigráfico, el nivel se sitúa aproximadamente en el metro 40 de la columna de Munilla

Los diques de arena tienen en algún caso más de 30 cm de desarrollo vertical y 10 cm de grosor con colapsos laterales asociados al desplazamiento de arena hacia niveles inferiores. Los diques doblan las capas del encajante hacia techo, indicando claramente la dirección ascendente del material arenoso (Fig. 17). El encajante son calizas tabulares y el conjunto de ambas capas está limitado a muro y a techo por las calizas tabulares.

Las deformaciones observadas en este afloramiento por diques de arena, son debidas por características de deformaciones producidas por licuefacción asociadas a fenómenos sísmicos (Li *et al.*, 1996). Estas deformaciones, como se ha explicado anteriormente, están limitadas tanto a muro como a techo por calizas tabulares no deformadas, lo que nos

indica la inexistencia de los efectos de elevación brusca del nivel freático, que, de haber existido, hubiera generado distorsiones en las capas calcáreas. Como tampoco se observan cuerpos sedimentarios en los niveles superiores, también se pueden descartar las cargas bruscas. Por lo tanto, lo más probable, es que el motivo que haya ocasionado estas deformaciones por intrusiones de arena es el factor sísmico.

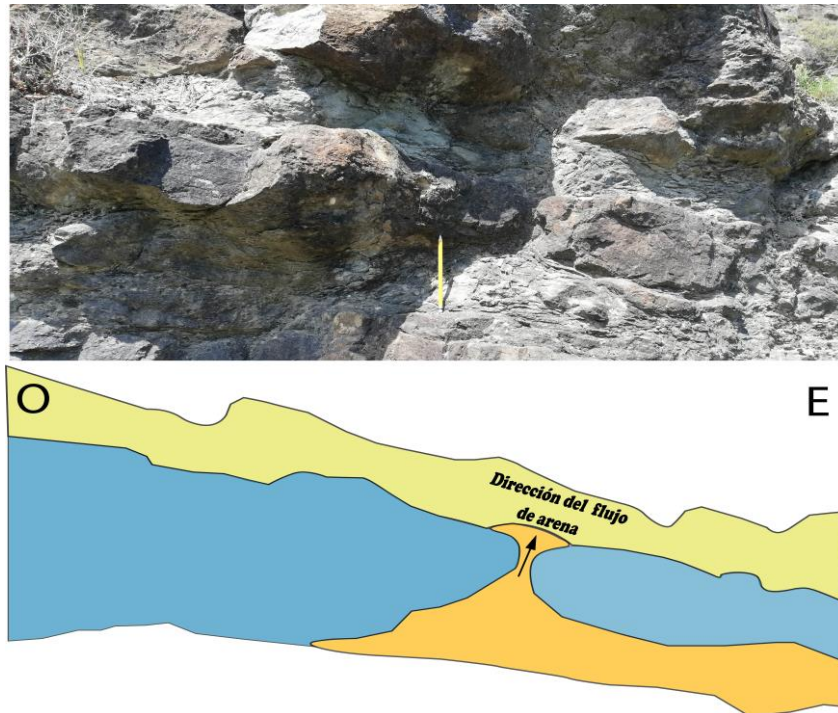


Figura 17: Dique de arena localizado en el metro 40 del perfil estratigráfico de Munilla.

2.3.6. Huellas de carga

En el desarrollo del trabajo se han reconocido otras deformaciones en sedimentos blandos que han sido interpretadas huellas de carga. Estas estructuras de deformación aparecen muchas veces aisladas, pero también pueden aparecer agrupadas en un mismo nivel estratigráfico, pero a cierta distancia unas de otras. Estas huellas de carga son estructuras de deformación simple que adoptan diferentes formas geométricas.

2.3.6.1. Huella de carga Navalsaz (metro 676)

Este nivel de deformación se encuentra por encima de la carretera de montaña LR-286, en el punto kilométrico 11 (Fig.1). Se encuentra en la base de un paquete de areniscas de 2,60 m de espesor de grano fino-medio y tonos pardos compuesto por estratos centimétricos a decimétricos con geometría de canal y a techo de unas limolitas grisáceas con laminación horizontal (Fig.18). Desde el punto de vista estratigráfico, este nivel se sitúa aproximadamente en el metro 676 de la columna Navalsaz.

En esta imagen se observa un nódulo contiguo que tiene un nivel inferior limolítico. Esta deformación tiene un espesor que oscila entre los 60 cm y 1,70 m y consta de varios niveles. El primer nivel, que tiene un espesor de 60 cm, está compuesto por un sustrato limolítico de tonos blanquecinos con intercalación de finos niveles de areniscas rojizas de grano fino. Este nivel presenta una estratificación poco marcada que varía entre horizontal y subhorizontal que a techo se torna dentada. El segundo nivel, encuadrado entre la línea azul y negra, está compuesto por un estrato centimétrico de areniscas con tonos pardo rojizos. En este nivel, se observa en la parte izquierda una zona de fallas paralelas que despegan del nivel limolítico inferior. Además, se observa como el estrato se encuentra deformado por las huellas de carga que se encuentra en la parte superior. En el tercer y último nivel los diferentes estratos, se encuentran dispuestos discontinuamente y las estructuras de deformación tienen una geometría subcircular cuyo diámetro varía entre 5 y 20 cm dando formas cóncava-convexa y un contacto basal neto pero irregular. A techo, se localizan un estrato de areniscas con una geometría más tabular que limita la deformación.

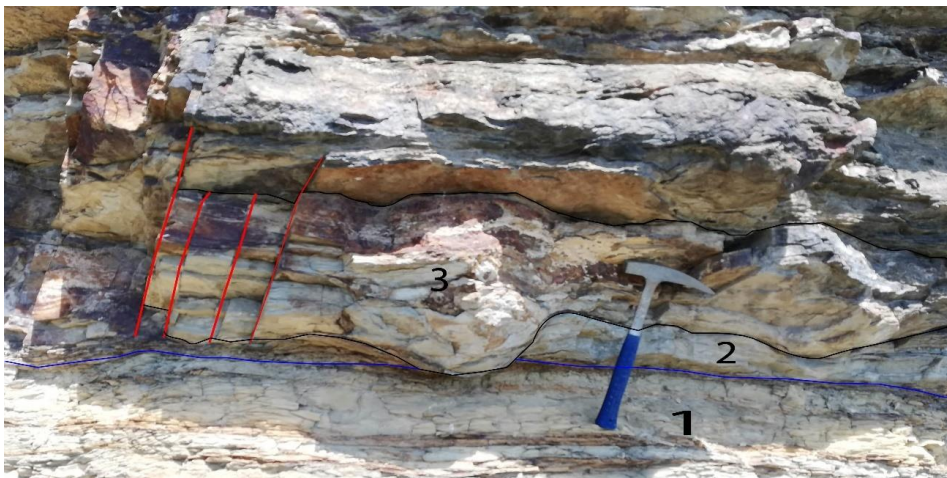


Figura 18: Huella de carga interpretada en el metro 676 de la columna de Navalsaz.

La interpretación se puede explicar en diferentes pasos. En primer lugar, se produce el depósito de las limolitas basales sobre las que no se produce deformación. En segundo lugar, se deposita el primer nivel de areniscas, el cual más tarde se deforma debido principalmente a pisadas de dinosaurio, distinguidas por su gran tamaño en comparación con los gradientes de densidad existentes en la sucesión sedimentaria, por la geometría de la huella de carga y por encontrarse aisladas en el estrato, y posteriormente a actividad tectónica que produce la aparición de fracturas en el margen izquierdo de la figura. Las pisadas de dinosaurio, podrían ser debidas a un único individuo dado que se encuentran

próximas entre sí. En último lugar se vuelven a depositar areniscas que rellenan las pisadas de dinosaurio y que no se encuentran deformadas por ninguna estructura.

2.3.6.2. Huellas de carga 2: Metro 633 de Navalsaz

Este afloramiento se encuentra situado debajo de la carretera que conecta Muro de Aguas y Navalsaz, hacia el kilómetro 10 (Fig. 1). Se encuentra compuesto por dos niveles sedimentarios, un nivel inferior limolítico de tonos grisáceos, en el que no se observa la geometría de forma clara y un nivel superior arenoso con un tamaño de grano medio y una geometría tabular de tonos ocre. Desde el punto de vista estratigráfico, este nivel se sitúa aproximadamente en el metro 633 de la columna estratigráfica de Munilla.

En la figura 19 aparecen estructuras de deformación entre los niveles de arenisca y limolita, que se corresponden a huellas de carga arenosas depositadas sobre el sedimento limolítico. Estas huellas de carga tienen geometría subcircular dando lugar a formas cóncavo-convexas en el techo de las limolitas. No sobrepasan los 15 cm de diámetro, pero llegan a alcanzar los 65 cm de longitud.



Figura 19: Huella de carga localizada en el metro 633 de Navalsaz.

Las estructuras de carga son correlacionables en todo el afloramiento y no tienen por encima ningún cuerpo sedimentario que pudiese haber generado sobrecargas. El sedimento se encuentra bien laminado por encima de las estructuras observadas, por lo que puede descartarse la hipótesis de un origen debido a sistemas de fuerzas dirigidas asociadas a cargas bruscas de origen sedimentario. La existencia de facies fluviales indica

la presencia de agua en el sistema, pudiendo haberse producido fenómenos de fluidificación o licuefacción (Carrillo y Gisbert, 1979). Habría dos posibilidades para su interpretación: una elevación brusca del nivel freático o vibración sísmica. Las aquí descritas, se han formado por la licuefacción de sedimentos con un gradiente de densidad invertido, es decir, una unidad sedimentaria de mayor densidad se apoya sobre otra de menor densidad. Cuando los sedimentos con esta inestabilidad gravitacional (sensu Allen, 1982; Owen, 1987) pierden su resistencia a la cizalla por licuefacción se produce un reajuste gravitacional en la interfase entre las dos unidades de distinta densidad. La ondulación de la interfase de las unidades de diferente densidad puede variar desde muy suave formándose estructuras de carga poco perceptibles, hasta muy acentuadas. Los mecanismos que pueden causar la licuefacción pueden ser ligados a la propia dinámica del ambiente sedimentario (sedimentación súbita) o mecanismos externos al ambiente sedimentario (terremotos) siendo estos últimos los más probables en esta ocasión.

2.3.6.3. Huella de carga 3 (metro 955; columna de Munilla)

Este afloramiento se encuentra a 1,7 kilómetros al NE de la localidad de Munilla (Fig.1); para acceder a él se necesita subir un camino que nace al final del pueblo y que asciende hacia los yacimientos de huellas de dinosaurio. Este afloramiento está compuesto por areniscas de tonos blanco-grisáceos en estratos centimétricos generalmente tabulares, aunque dispuestos irregularmente, y limolitas de tonos grisáceos con disposición irregular (Fig.20). Se corresponde aproximadamente con el metro 955 de la columna estratigráfica de Munilla.

Como se puede ver en la figura 20, además de la estructura de carga, que destaca en la parte central, existen un gran número de fracturas. La huella de carga tiene un espesor que varía desde 20 cm hasta 30 cm cuya base adopta una forma subcircular que deforma las capas de areniscas inferiores en el límite con las limolitas. Así adquiere una geometría cóncavo-convexa que es trastocada por un sistema de fallas. Las fallas principales, que tienen una dirección 330 NO-SE y buzamiento de 73° S, están localizadas en los límites de la huella de carga anteriormente descrita formando una estructura tipo graben (Fig.20). Aparecen asimismo fracturas más pequeñas en la parte superior del estrato con una dirección y buzamiento similares.

Las estructuras descritas en este afloramiento se interpretan atendiendo a los siguientes procesos. En primer lugar, se sedimentan las limolitas y los niveles inferiores (25-30 cm)

de areniscas y limolitas que parecen terminar hacia la izquierda en la fotografía. A continuación, se produce la huella de carga que deforma las areniscas y el contacto con las limolitas inferiores. La geometría de la huella de carga, al encontrarse aislada en el nivel estratigráfico y su relativo gran tamaño en relación con los posibles gradientes de densidad existentes en la sucesión sedimentaria deformada sugieren que esta estructura de deformación se puede corresponder con una pisada de dinosaurio. Posteriormente se vuelven a depositar estratos de arenisca que sellan la huella de carga. Por último, se producen las fracturas y fallas normales relacionadas con una etapa extensional. Si atendemos a la relación espacial y geométrica que guardan, las fracturas y fallas probablemente se nuclearon en la propia anisotropía que produjo la huella de carga.



Figura 20: Huella de carga con asociación de fallas normales situada en el metro 955 de Munilla.

2.4. Análisis espectral

2.4.1. Las series de tiempo de susceptibilidad magnética

Con los datos recogidos en el campo tanto en la zona de Navalsaz como de Munilla se han construido series de tiempo correspondientes a la susceptibilidad magnética. En ambas columnas se tomó un dato cada metro por lo que las series de tiempo constan de 1371 y 996 datos respectivamente. Uno de los principales objetivos de este estudio es

poner de manifiesto los ciclos de alta y baja frecuencia que hayan quedado registrados durante la sedimentación, principalmente lacustre, del Grupo Enciso.

2.4.2. Resultados del análisis espectral

El análisis espectral se ha realizado para las dos series de tiempo completas, pero debido a que en el espectro general aparecen muchos picos que se pueden interpretar como el resultado de cambios en la tasa de sedimentación también se ha trabajado con intervalos discretos de las series para analizar las variaciones de la ciclicidad a lo largo de las mismas. Ambas columnas se han dividido, para su análisis, en tres partes iguales. La columna estratigráfica de Navalsaz (1371 m) se fracciona en tramos de 457 metros y el perfil estratigráfico de Munilla (996 m) en tramos de 332 metros.

Los resultados obtenidos mediante el método Multi-Taper (MTM) se muestran en la figura 21, donde se reconocen los diferentes máximos de potencia que sobrepasan la banda de confianza de 95%. Algunos de estos máximos se encuentran situados en frecuencias próximas, definiendo así una franja de frecuencias. Se puede observar que en ambas columnas estratigráficas, la franja de frecuencias más baja (F1) únicamente se encuentra representada en el espectro correspondiente a la totalidad de la columna, ya que en los tramos parciales, debido a su escaso espesor, no aparecen los ciclos más largos.

En la tabla IIIa, se observan los resultados del análisis espectral de los 1371 m del perfil de Navalsaz, los cuales se han dividido como en la figura 21 en 4 franjas principales. Además, también se encuentran los ciclos representativos de las diferentes periodicidades, destacando en negrita los ciclos principales.

En el perfil de Munilla, al igual que en el de Navalsaz, se observan frecuencias relativamente próximas que se definen conjuntamente en franjas de frecuencia. En la tabla IIIb, a diferencia de lo que ocurre en Navalsaz, se representan 5 franjas de frecuencia.

Con la Transformada Rápida de Fourier (LAH), se han obtenido unos resultados que se observan en los gráficos en 2D y 3D de la figura 22. En estos gráficos se pueden visualizar las diferentes periodicidades con la ventaja de analizar su continuidad y desarrollo a lo largo del perfil estratigráfico.

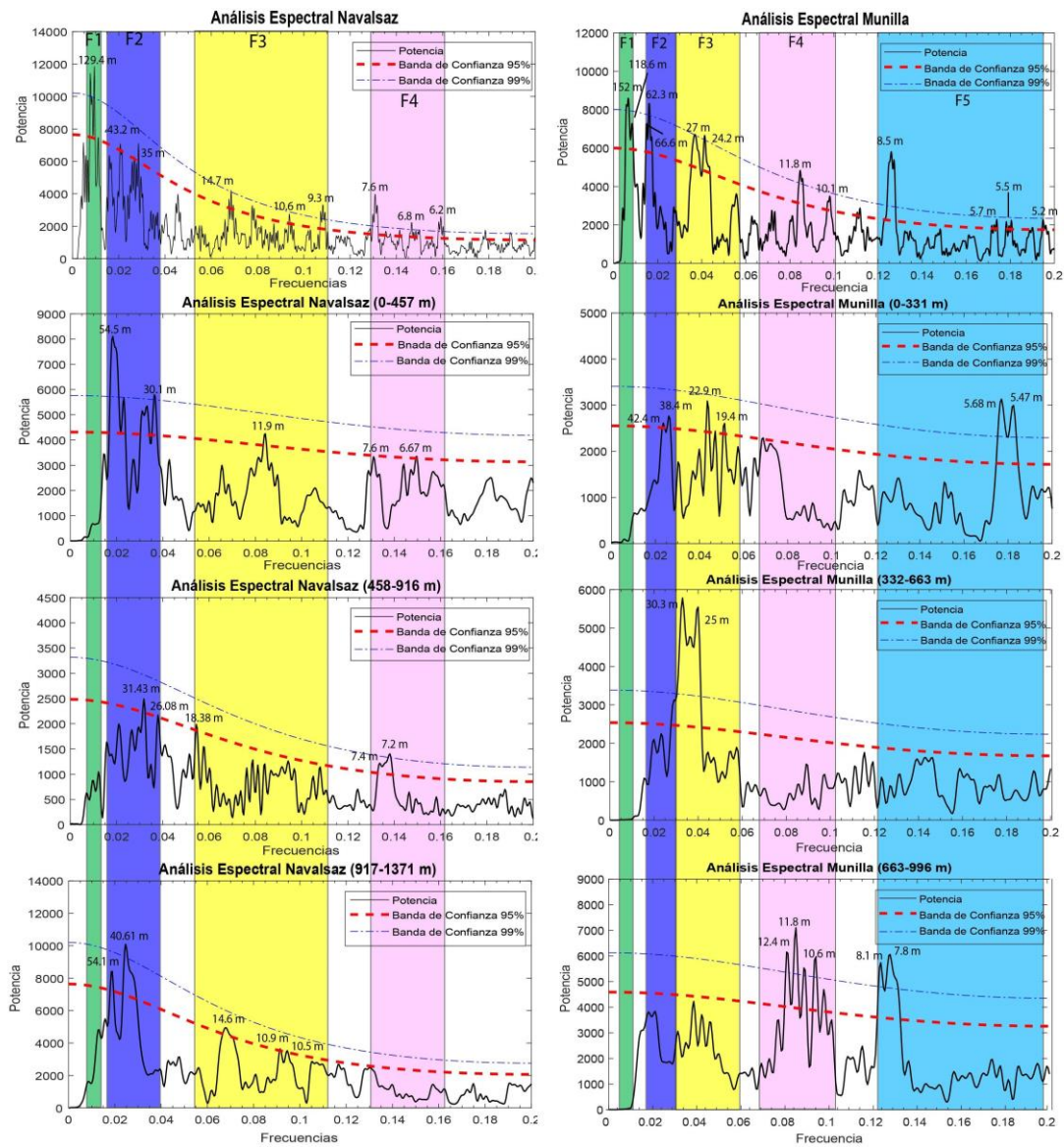


Figura 21: Resultados del análisis espectral con la susceptibilidad magnética de las columnas estratigráficas de Navalsaz y Munilla respectivamente.

En la serie estratigráfica levantada en los alrededores de la localidad de Munilla, los máximos más representativos por su continuidad y desarrollo son los que tienen la frecuencia más baja, es decir, los ciclos de 152 m y 118,6 m. En menor medida, aparecen bien desarrollados en la parte alta (0-150 m) y baja (600-900 m) del perfil, los ciclos que oscilan entre 67,5 y 56,6 m. En la zona media del perfil (300 a 750 metros) los ciclos con periodicidades que oscilan entre 34,6 m y 24,2 m y con menor continuidad y desarrollo los máximos de 11,8 m y 10,1 m que aparecen en el tramo final de la serie (600-996 m). En los extremos del perfil, se pueden reconocer, puntualmente, los máximos con periodicidades de 5,1-8,9 m.

Análisis espectral Navalsaz (Frecuencias)				
Franja de frecuencias	F1	F2	F3	F4
Perfil Completo	(0,0077-0,011)	(0,02-0,028)	(0,067-0,109)	(0,13-0,159)
1º Tramo (0-457 m)		(0,018-0,036)	0,083	(0,13-0,149)
2º Tramo (458-916 m)		(0,031-0,0388)	0,0544	(0,133-0,138)
3º Tramo (916-1371 m)		(0,018-0,024)	(0,068-0,949)	
Análisis espectral Navalsaz (Ciclos)				
Franja de frecuencias	F1	F2	F3	F4
Perfil Completo	129,4 ; 105,5 m	43,2 ; 35 m	14,7; 10,6; 9,3 m	7,5-6,2 m
1º Tramo (0-457 m)		54,5 ; 30,1 m	11,9 m	7,6; 6,67 m
2º Tramo (458-916 m)		31,43 ; 26,08 m	18,38 m	7,4; 7,2 m
3º Tramo (916-1371 m)		54,1; 40,61 m	14,6 ; 10,9; 10,5 m	

Tabla IIIa: Franjas principales y ciclos correspondientes calculados para el perfil estratigráfico de Navalsaz

Análisis espectral Munilla (Frecuencias)					
Franja de frecuencias	F1	F2	F3	F4	F5
Perfil Completo	(0,0065-0,008)	(0,015-0,016)	(0,037-0,041)	(0,084-0,098)	(0,11-0,195)
1º Tramo (0-332 m)		(0,023-0,0259)	(0,043-0,051)		(0,175-0,182)
2º Tramo (333-664 m)			(0,032-0,04)		
3º Tramo (665-996 m)				(0,08-0,097)	(0,123-0,127)
Análisis espectral Munilla (Ciclos)					
Franja de frecuencias	F1	F2	F3	F4	F5
Perfil Completo	152; 118,6 m	66,6; 62,3 m	27; 24,2 m	11,8 ; 10,1 m	8,5-5,1 m
1º Tramo (0-332 m)		42,4; 38,5 m	22,9 ; 19,4 m		5,68; 5,41 m
2º Tramo (333-664 m)			30,3 ; 25 m		
3º Tramo (665-996 m)				12,4; 11,8 ; 10,6 m	8,09 ; 7,8 m

Tabla IIIb: Franjas principales y ciclos correspondientes calculados para el perfil estratigráfico de Munilla

En el perfil estratigráfico estudiado en las cercanías del municipio de Navalsaz, los ciclos más representativos se suceden, al igual que en el perfil de Munilla, en las frecuencias más bajas, en este caso con periodicidades de 129,4 m y en menor medida 105,5 m. En la parte superior (0-600 m) se encuentran bien desarrollados los máximos con periodicidades de 35 m y con menor continuidad el ciclo de 48,3 m. En la primera parte del perfil (0-300 m) se observan con menor importancia relativa y peor desarrollados los máximos encuadrados en las franjas 3 y 4, es decir, los ciclos de 14,7 m; 10,6 m; 7,6 y 6,8 m.

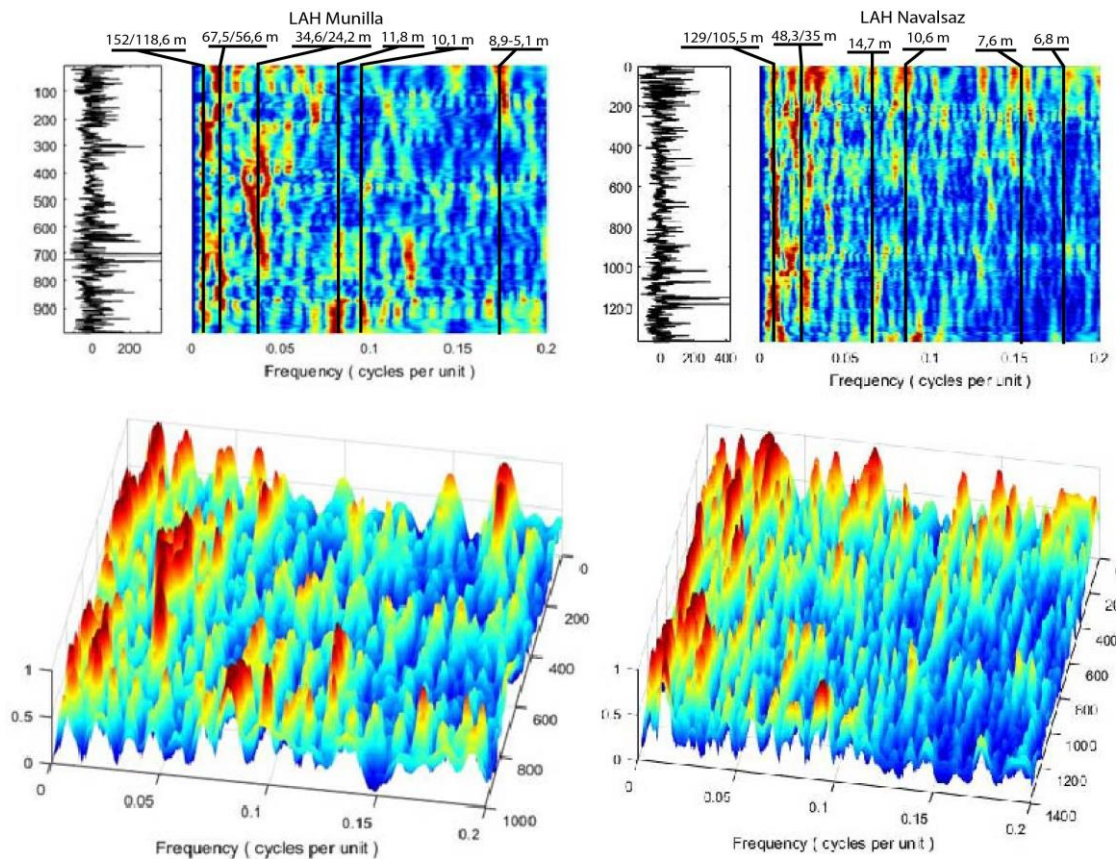


Figura 22: Resultados obtenidos mediante el análisis de la transformada rápida de Fourier tanto en 2D como en 3D de los perfiles estratigráficos de Munilla y Navalsaz respectivamente.

2.4.3. Interpretación de las periodicidades

Una vez agrupadas las frecuencias representativas identificadas con los diferentes métodos utilizados, se puede destacar que algunas periodicidades han sido reconocidas en todos los métodos empleados. Por un lado, en el perfil estratigráfico de Munilla, las periodicidades se encuentran bien desarrolladas y son continuas a lo largo del perfil son: 118,6 m; 38,5 m; 11,8 m; 10,6 m y alrededor de 5 m. En el caso del perfil estratigráfico de Navalsaz, se han señalado las periodicidades de 129 m; 43,2 m; 14,3 m; 10,6 m y alrededor de 6 m como las más mejor definidas.

Como se ha comentado antes, las periodicidades aparecen generalmente en franjas de frecuencia, por lo que asociadas a los ciclos principales se suelen encontrar otras periodicidades con valores muy próximos que se denominan subordinadas. Los valores numéricos de estas periodicidades se muestran también en las tablas IIIa y b.

Las duplicidades observadas podrían interpretarse como resultado del registro de las diferentes modas de un mismo ciclo (por ejemplo, las dos modas características del ciclo de excentricidad corta o del de precesión; Milankovitch, 1941). También pueden estar

representando el mismo proceso cíclico, estando influenciada la variación de su valor por otros factores de control de la ciclicidad, como por ejemplo cambios en la tasa de sedimentación (Weedon, 2003). En el análisis de ciclicidad realizado, la serie de datos representa un registro del dominio de espesores (o *depth domain record* siguiendo a Strasser *et al.*, 2006), de modo que se ha asumido que la tasa de sedimentación ha sido constante. Ahora bien, esta tasa pudo haber variado a lo largo del tiempo controlada, por ejemplo, por las variaciones en la subsidencia asociadas a la actividad de fallas normales en esta cuenca extensional.

La presencia de diferentes periodicidades, para el mismo intervalo de tiempo, que se observa en el espectro LAH (Fig.22) parece indicar que la duplicidad en periodicidades se debe a que, en algunos casos, se han registrado las diferentes modas de los ciclos, aunque no se puede descartar tampoco la otra posibilidad.

Con todo, los máximos que se repiten en todos los métodos se interpretan como las periodicidades obtenidas del análisis espectral de las series de tiempo de la susceptibilidad magnética de los perfiles de Munilla y Navalsaz, siendo las periodicidades principales probablemente las que representan las modas mejor registradas de los distintos ciclos astronómicos (excentricidad, oblicuidad y precesión) en estas series.

En la Tabla IV se muestran los máximos y las relaciones existentes entre las principales frecuencias de Milankovitch (1941) que hemos calculado para el intervalo 125-134 Ma (Cretácico inferior) mediante MTM (Li *et al.*, 2019) a partir de las curvas de excentricidad, oblicuidad y precesión de Laskar *et al.* (2011), y en las Tablas Va y Vb, las relaciones existentes entre las periodicidades obtenidas en el análisis espectral Multi-Taper a partir de nuestra serie de tiempo

		Excentricidad			Oblicuidad	Precesión	
		Larga	Corta				
Tiempo (ka)	1200	405	125	95	37,2	22,4	18,2
1200	1	2,96	9,6	12,63	32,26	53,57	65,93
405		1	3,24	4,26	10,89	18,08	22,25
125			1	1,32	3,36	5,58	6,87
95				1	2,55	4,24	5,22
37,2					1	1,66	2,04
22,4						1	1,23
18,2							1

Tabla IV: Relaciones entre los ciclos de Milankovitch calculados para el Cretácico inferior (-134 a -125 Ma) a partir de los valores de insolación de Laskar *et al.* (2011)

Como se ha indicado, el análisis comparativo de estos valores es la herramienta fundamental para identificar y correlacionar los ciclos encontrados en nuestro análisis con las frecuencias de Milankovitch. Los valores numéricos obtenidos permiten esta correlación con un alto grado de fiabilidad, aunque el análisis comparativo permite plantear dos posibles alternativas en la interpretación:

Alternativa Munilla 1					
		Excentricidad			Oblicuidad
		Larga	Corta		
Periodicidad (m)	118,6	38,5	11,8	10,6	5,5
	118,6	1	3,08	10,1	11,2
	38,5		1	3,3	3,6
	11,8			1,0	1,1
	10,6				1,0
	5,5				1,0
Alternativa Munilla 2					
		Excentricidad		Oblicuidad	Precesión
		Larga	Corta		
Periodicidad (m)	118,6	42,4	38,5	11,8	5,5
	118,6	1	2,80	3,08	10,05
	42,4		1,00	1,10	3,59
	38,5			1,00	3,26
	11,8				1,00
	5,5				1,00

Tabla V.a: Relaciones entre los máximos obtenidos en el análisis espectral (Acycle MTM) de la serie de tiempo de susceptibilidad magnética de la columna de Munilla.

Alternativa Munilla 1: Que el ciclo subordinado de 42,4 m (en combinación con el principal de 38,5 m) corresponda al ciclo de excentricidad larga (405 ka) mientras que el ciclo de 118,6 m corresponda al periodo de modulación de amplitud larga del ciclo de oblicuidad (1,2 Ma). De acuerdo con esta interpretación los ciclos de 10,6 y 11,8 m representarían las dos modas del ciclo de excentricidad corta (125 y 95 ka) y los ciclos de 7-5 m corresponderían a las diferentes modas del ciclo de oblicuidad (33-37 ka).

Alternativa Munilla 2: Interpretar el ciclo principal de 38,5m (en combinación con el subordinado de 42,4 m) como el registro del ciclo de excentricidad corta (moda de 125 ka) y el ciclo de 118,6 m como el ciclo de excentricidad larga (405 ka). En este caso, el ciclo de 11,8 m estaría relacionado con el ciclo de oblicuidad y los ciclos de 7-5 m con las diferentes modas del ciclo de precesión.

Ambas alternativas propuestas tienen un carácter válido debido a que encajan aproximadamente con las relaciones entre las periodicidades de Milankovitch para el Cretácico inferior. De acuerdo con la alternativa 1, a partir del ciclo de excentricidad larga

(38,5 m) se puede conocer que la columna de Munilla abarca aproximadamente 11 M.a mientras que la alternativa 2, con el ciclo de excentricidad larga (118,6 m) se ajusta más a los estándares calculados para el grupo Enciso ocupando un tiempo aproximado de 3,5 M.a.

Alternativa Navalsaz 1.1					
		Excentricidad			Oblicuidad
		Larga	Corta		
Periodicidad (m)	129	43,2	14,3	10,7	6,8
129	1	2,99	9,02	12,06	18,97
43,2		1	3,02	4,04	6,35
14,3			1	1,34	2,10
10,7				1	1,57
6,8					1
Alternativa Navalsaz 1.2					
		Excentricidad		Oblicuidad	Precesión
		Larga	Corta		
Periodicidad (m)	129	43,2	31,4	10,7	6,8
129	1	2,99	4,11	12,06	18,97
43,2		1	1,38	4,04	6,35
31,4			1,0	2,93	4,62
10,7				1,00	1,57
6,8					1

Tabla V.b: Relaciones entre los máximos obtenidos en el análisis espectral (Acycle MTM) de la serie de tiempo de susceptibilidad magnética en la columna de Navalsaz.

Alternativa Navalsaz 1: Que el ciclo principal de 43,2 m corresponda al ciclo de excentricidad larga (405 ka) mientras que el ciclo de 129 m corresponda al periodo de modulación de amplitud larga del ciclo de oblicuidad (1,2 Ma). De acuerdo con esta interpretación los ciclos de 14,3 m y 10,7 m representarían la moda del ciclo de excentricidad corta (125-95 ka) y los ciclos de 7-5 m corresponderían a las diferentes modas del ciclo de oblicuidad (33-37 ka).

Alternativa Navalsaz 2: Interpretar el ciclo principal de 43,2 m (en combinación con el subordinado de 31,4 m) como el registro del ciclo de excentricidad corta (moda de 125 ka) y el ciclo de 129 m como el ciclo de excentricidad larga (405 ka). En este caso, el ciclo de 10,7 m estaría relacionado con el ciclo de oblicuidad y los ciclos de 7-5 m con las diferentes modas del ciclo de precesión.

Al igual que en el perfil estratigráfico de Munilla, en Navalsaz (Tabla Vb) ninguna de las dos alternativas ofrece una correlación inequívoca con las frecuencias establecida por Milankovitch (1941), ya que los valores de oblicuidad calculados para la primera alternativa quedan muy lejos de los valores correspondientes a los ciclos de Milankovitch

y en la segunda, el ciclo de 14,3 m no tiene explicación directa ya que su periodicidad está comprendida entre la moda de oblicuidad y la de precesión.

3. Discusión

3.1. La construcción de la escala astrocronológica

Para realizar la escala astrocronológica se debe identificar alguno de los ciclos astronómicos sobre la serie de datos, es decir sobre la columna litológica.

En el análisis cicloestratigráfico de la susceptibilidad magnética del perfil de Navalsaz se han reconocido 9 ciclos que superan la banda de confianza del 95% agrupados en cuatro franjas de frecuencia, mientras que en la columna estratigráfica de Munilla aparecen 12 ciclos que superan dicha banda, agrupados en 5 bandas de frecuencia. La comparación de los resultados de los distintos métodos muestra, por un lado, que algunos ciclos (periodicidades principales) se presentan en ambos métodos utilizados (MTM y LAH), mientras que otros (periodicidades secundarias) únicamente se reconocen en un método o tienen un desarrollo mucho menor y, por otro lado, que cada franja de frecuencias se encuentra compuesta por un ciclo principal y otro, u otros, subordinados.

Las alternativas propuestas para el perfil estratigráfico de Navalsaz, parten de que el ciclo de 43,2 m reconocido en la sucesión litológica se corresponda con el ciclo de excentricidad larga (405 ka) alternativa 1 o con la moda de 125 ka del ciclo de excentricidad corta (alternativa 2). Como se ha explicado anteriormente, ambas alternativas pueden ser válidas por la comparación de valores numéricos (Tabla Vb) aunque la segunda parece ser la correcta debido a varios motivos. En la primera interpretación únicamente se explican de manera correcta cuatro de los ciclos reconocidos (aquellos con periodicidades 129, 43,6, 14,3 y 10,7 m) mientras que la segunda explica cinco de ellos (129, 43,2, 14,3, 10,7 y 6,2 m). Además, la segunda se ajusta más a las periodicidades principales (caso que no ocurre en la primera interpretación) y también que estas representan todos los ciclos de Milankovitch (1941) mientras que el de precesión no se reconoce en la primera interpretación.

Algo similar ocurre en el perfil estratigráfico de Munilla, donde las alternativas propuestas parten de que el ciclo de 38,5 m observado se corresponda con el ciclo de excentricidad larga (405 ka) alternativa 1 o con la moda de 125 ka del ciclo de excentricidad corta (alternativa 2). Al igual que en Navalsaz, ambas propuestas pueden

ser validas por la comparación de valores numéricos (Tabla Va), siendo más factible la segunda alternativa debido a que se ajusta de una manera más precisa a las periodicidades principales y a las que representan todos los ciclos de Milankovitch (1941).

En las columnas estratigráficas de Navalsaz y Munilla, se han reconocido y delimitado los ciclos sedimentarios con espesores situados en torno a 40 metros, es decir, aquellos ciclos que se corresponderían con una de las periodicidades principales (43,2 m y 38,5 m). Se ha escogido esta periodicidad intermedia porque los ciclos de este espesor son más fáciles de reconocer sobre la columna estratigráfica detallada que aquellos de periodicidad mayor o menor. En la columna estratigráfica de Munilla, se han reconocido 26 ciclos a lo largo de los 996 m y se han localizado las diferentes estructuras de deformación descritas anteriormente (Fig.3). Con ello, se puede explicar de una manera más precisa la causa de su formación, relacionada con la tasa de acumulación de los diferentes ciclos. En el caso de la columna de Navalsaz (Fig.2) se reconocieron 36 ciclos completos a lo largo de los 1.371 m de perfil. El espesor de los ciclos no es constante, reconociendo por lo tanto ciclos de menor espesor que la media y ciclos con mayor espesor. Esto se debe generalmente a un descenso o aumento en el espacio de acomodación que se puede explicar a su vez a partir de una menor o mayor subsidencia tectónica de la cuenca y/o de un descenso o subida del nivel de base.

Por otra parte, aplicando ambas interpretaciones el lapso temporal abarcado por la serie estudiada de Navalsaz tiene valores muy distintos (14,58 Ma en la alternativa 1 frente a 4,5 Ma en la alternativa 2) así como para la tasa de sedimentación (94,03 frente a 304,66 m/Ma). En el caso del lapso temporal que abarca la serie estudiada de Munilla, también se han calculado valores muy distintos (10,530 Ma en la alternativa 1 frente a 3,25 Ma en la alternativa 2) así como para la tasa de sedimentación (94,58 frente a 306,46 m/Ma). (Allen y Allen, 2013) señalan que el valor promedio de subsidencia tectónica durante las etapas sinrift de cuencas extensionales se sitúa en torno a 0,2 mm/año (200 m/Ma), valor que se encuentra equidistante de los obtenidos en las dos opciones planteadas. Sin embargo, considerando que dentro del dominio centro-ibérico es la Cuenca de Cameros la que experimentó la tasa de subsidencia más alta (Salas *et al.*, 2001) y que Omodeo-Salé *et al.* (2017) señalan que el intervalo de tiempo entre 129 y 108,7 Ma (durante el cual se deposita parcialmente el Grupo Enciso) está caracterizado por una importante subsidencia tectónica, parece que la alternativa 2, con una tasa de sedimentación de

304,66 m/Ma para el perfil de Navalsaz y de 306,46 m/Ma para el de Munilla, sería más acorde con la dinámica (historia de subsidencia) de la cuenca.

Por otro lado, comparando los resultados de duración de la serie de Navalsaz obtenidos a partir de las dos alternativas propuestas con los valores aportados por otros autores para el Grupo Enciso (5,6 ± 0,4 Ma, Doublet, 2004; 5,7 Ma, Angulo y Muñoz, 2013 y 5,57 Ma, Hernán, 2018), se deduce que la segunda alternativa aquí contemplada (~4,5 Ma en el perfil de Navalsaz y ~3,25 Ma en Munilla) está más próxima a los valores obtenidos por estos autores. Además, la posibilidad de asignar al Grupo Enciso un intervalo temporal de 14,58 Ma (alternativa 1 Navalsaz) y 10,53 (alternativa 1 Munilla) parece poco probable si consideramos la cronoestratigrafía de la Cuenca de Cameros previamente establecida (Mas *et al.*, 2003; Omodeo-Salé *et al.*, 2016) y que su depósito coincide, además, con una etapa de importante subsidencia tectónica regional.

3.2. Relaciones tectónica/sedimentación

En la zona de estudio y su entorno es evidente el desarrollo de una tectónica extensional que se manifiesta, entre otros, por la existencia de fallas normales sinsedimentarias de escala kilométrica y saltos decamétricos a hectométricos, con orientaciones NNO-SSE y NNE-SSO. Para discriminar entre la señal climática y la señal tectónica que ha quedado registrada en los materiales del Grupo Enciso, se han analizado la localización de las estructuras de deformación a lo largo de los perfiles y ciclos y las variaciones de espesor de los diferentes ciclos identificados en la serie estratigráfica.

Los primeros ciclos de la columna estratigráfica de Munilla (fig.3) tienen un gran espesor y sobre ellos aparecen dos estructuras de deformación que podemos relacionar con la mayor actividad tectónica que se registra en esos primeros metros. Conforme avanzamos en la columna, los ciclos de gran espesor aparecen en menor cantidad, localizándose en ellos una de las estructuras de deformación registradas y descritas. Esto indica que la actividad tectónica había descendido pero que tenía periodos de mayor actividad. Hacia el final de la columna, la potencia de los ciclos decrece observándose tres estructuras de deformación en ciclos de reducido espesor. Estas estructuras de deformación pueden ser debidas a picos de aumento de la actividad tectónica que se produjeran durante dichos ciclos de corto espesor, cuya causa podría estar relacionada con terremotos.

En la columna estratigráfica de Navalsaz (Fig.2), se han reconocido 36 ciclos diferentes a lo largo de los 1371 m, en los cuales se han seleccionado una serie de estructuras de

deformación que se han descrito anteriormente, situadas en este caso entre el ciclo 18 y el ciclo 20. Al igual que en Munilla, estas estructuras de deformación, y otras reconocidas en el perfil, se localizan preferentemente en los ciclos de mayor espesor. Al contrario que en Munilla, en esta columna estratigráfica los primeros ciclos tienen menor espesor, a excepción de algún ciclo puntual en el que se observa un ascenso del espacio de acomodación, por lo que en los primeros metros la actividad tectónica se encuentra latente. Conforme ascendemos en la columna, el espesor de los ciclos va aumentando, por ello el ciclo 18 en el cual aparecen dos estructuras de deformación descritas, tiene un espacio de acomodación mayor que los anteriores. En esta zona de la columna la actividad tectónica es mayor produciendo por lo tanto la aparición de dichas estructuras de deformación. En el ciclo 20 se observa un nuevo descenso en el espesor, lo que conlleva un descenso en la actividad tectónica. Aquí aparecen las otras estructuras de deformación descritas para la columna de Navalsaz, cuyo origen puede deberse a picos puntuales de actividad tectónica. Del ciclo 20 hasta el final de la columna se vuelve a reconocer un descenso en el espesor de los ciclos, existiendo al igual que en el tramo inicial algún que otro ciclo con gran espacio de acomodación, por lo que la actividad tectónica disminuye, con aparición irregular de tramos con alta actividad tectónica.

La localización preferente de las estructuras de deformación en los ciclos de mayor espesor sugiere que estas estructuras se formaron durante periodos de mayor subsidencia tectónica. El reparto estratigráfico de estas estructuras, junto con el mayor espesor de los ciclos, ayudan a caracterizar la actividad tectónica predominante en la zona que se distribuye de manera inhomogénea, es decir, con episodios de mayor actividad tectónica (subsidencia) seguidas con otros de menor subsidencia, que pueden estar relacionados con las variaciones en la actividad de la falla principal de la Cuenca de Cameros.

Por otro lado, al representar todos los ciclos la misma duración temporal, su espesor es considerado como un parámetro que depende del espacio de acomodación creado en dicho periodo por subsidencia tectónica, especialmente cuando los sedimentos rellenan todo el espacio de acomodación. La Figura 23 muestra las desviaciones de espesor acumuladas que presenta cada ciclo en relación con el espesor promedio de los ciclos (36,3 m para Navalsaz y 37,3 m para Munilla) calculado para toda la columna siguiendo la metodología establecida por Schwarzacher (2005). Este gráfico permite analizar las variaciones del espacio de acomodación a lo largo del tiempo, de modo que una bajada

en la curva indica que el ciclo tiene un espesor menor que la media y viceversa, una subida en la curva indica un ciclo con mayor espesor que la media.

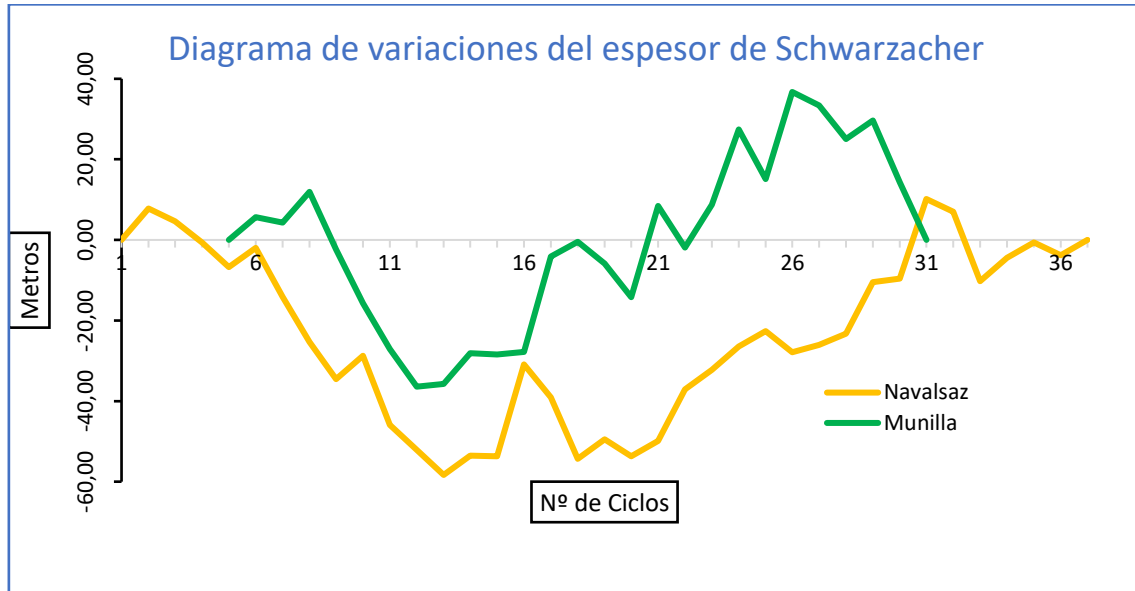


Figura 23: Desviaciones sobre el espesor promedio de los ciclos identificados en el grupo Enciso, siguiendo la metodología de Schwarzacher (2005).

En el gráfico de Navalsaz se diferencia una primera etapa (ciclos 1-11) en el que se produce un descenso continuo del espacio de acomodación (a excepción del ciclo 3 en el que se observa un pequeño aumento puntual de la actividad tectónica). Seguidamente, una segunda etapa (ciclos 12-30) en el que se observa un cambio en la tendencia de la curva produciéndose un aumento en el espacio de acomodación acompañado de algún descenso puntual (ciclos 12, 18 y 21). Finalmente, se produce un descenso en el espacio de acomodación desde el ciclo 31 hasta el techo de la serie.

En el caso del perfil estratigráfico de Munilla, se observa un pequeño aumento del espacio en los dos primeros ciclos, seguido de un descenso gradual entre los ciclos 3 y 7. A partir de este ciclo se produce un aumento continuo del espacio de acomodación (ciclos 8-20) con excepción de los ciclos 13-14, 16 y 19 en los que se representa un descenso puntual. Desde el ciclo 21 hasta el techo de la serie se experimenta un descenso gradual acompañado con un pequeño aumento puntual del espacio de acomodación en el ciclo 23.

A partir de los ciclos identificados, también se ha calculado el índice ponderado de profundidad (Fig. 24) en función de las facies sedimentarias que los integran (rango de profundidad asignado a cada una de ellas) y el espesor de cada una de las facies en cada

ciclo. Se ha realizado sobre la serie de tiempo litológica donde se han promediado anteriormente los valores cada metro. La variación de los índices en el perfil estratigráfico de Navalsaz a lo largo del tiempo muestra como el ambiente sedimentario experimenta un gran ciclo de profundización-somerización. Se denota en primer lugar una profundización entre los ciclos 1 y 22 con algún pico de somerización (ciclos 7-8, 10, 14, 18 y 20) seguido por un segundo tramo entre los ciclos 23 y 36 en el que se produce una somerización gradual que al igual que en el primer tramo tiene picos menores de profundización (ciclos 26, 30 y 32).

En la columna estratigráfica de Munilla, se observa algo similar a lo que ocurre en Navalsaz. La variación del índice de profundidad indica una profundización desde la base de la serie hasta un máximo relativo situado en el ciclo 18. Tras una breve etapa con una acusada somerización, aparece reflejada una pequeña profundización en los ciclos 21 y 23, para luego mostrar una rápida somerización, acentuándose el proceso a techo de la serie, donde son más frecuentes las facies fluviales.

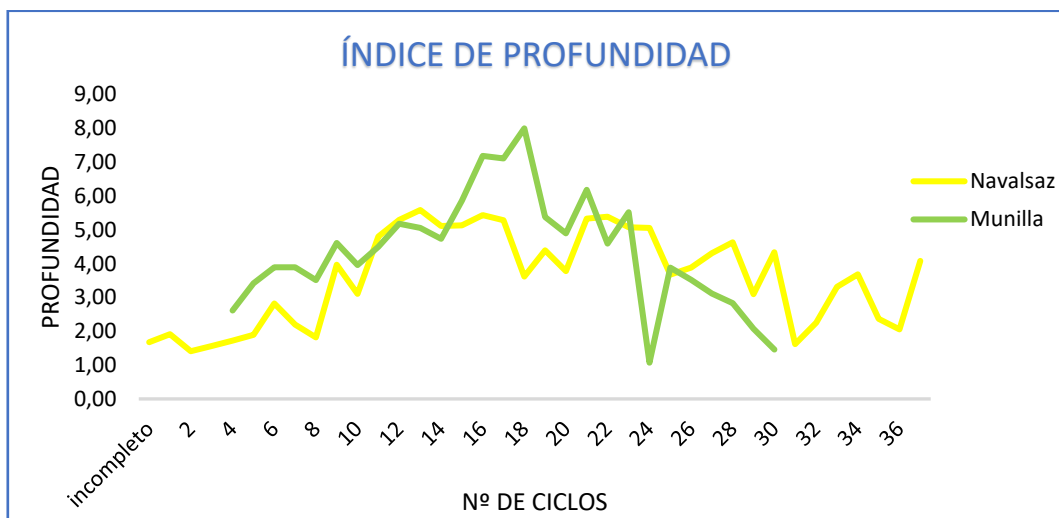


Figura 24: Índice de profundidad calculado para cada uno de los ciclos correspondientes a las columnas estratigráficas de Navalsaz (amarillo) y Munilla (verde)

El aumento en el espacio de acomodación en las columnas estratigráficas se puede explicar a partir de una mayor subsidencia tectónica de la cuenca y/o de una subida del nivel de base. El aumento de espacio de acomodación en las facies del Grupo Enciso parece estar controlado, como hemos dicho, por la actividad tectónica contemporánea reconocible por la presencia de estructuras de deformación en sedimentos blandos y fallas normales sinsedimentarias. En la primera parte de las series se puede interpretar una actividad tectónica menos activa que supone un descenso del espacio de acomodación.

Por el contrario, para la parte superior de las series se puede interpretar una tectónica más importante, responsable del aumento en la subsidencia de la cuenca. No obstante, si analizamos en detalle la relación entre los valores de profundidad interpretados para cada ciclo en función de las facies presentes y el espesor de los ciclos (o espacio de acomodación) no existe una clara correlación entre ellos.

Durante la sedimentación del Grupo Enciso en la Cuenca de Cameros, la variación del nivel de base tendría probablemente una innegable influencia en la variación del espacio de acomodación. Esta unidad ha sido interpretada como depositada en sistemas fluvio-lacustres con influencia marina (Guiraud y Seguret, 1985; Alonso y Mas, 1993; Mas *et al.*, 1993; Suárez-González *et al.*, 2010; Suárez-González, 2015) y este tipo de sistemas, cuando se desarrollan cerca de la costa, son muy sensibles a las variaciones eustáticas. De hecho, la altura del nivel de base determina la separación o conexión entre las áreas mayoritariamente fluviales o lacustres costeras y las áreas propiamente marinas, condicionando la mayor o menor facilidad para el drenaje en la zona emergida de la cuenca sedimentaria y, por tanto, el desarrollo de un tipo determinado de facies. Así, un nivel de base bajo (bajo nivel del mar) favorecería el drenaje en la cuenca y la sedimentación de facies detríticas cerca del mar, mientras que un nivel de base alto (alto nivel del mar) dificultaría el drenaje, favoreciendo la implantación de extensas zonas lacustres donde pudo desarrollarse una sedimentación carbonatada. De este modo, interpretamos que el ciclo de profundización-somerización reconocidos en los perfiles de Navalsaz y Munilla estuvo probablemente condicionado por un ciclo eustático (ascenso-descenso del nivel del mar) de primer orden en la cuenca marina adyacente, que dejó su impronta en los sistemas continentales costeros a través de un ascenso del nivel de base. A partir de nuestros resultados y a pesar de que este ciclo eustático favorecería el cambio paleogeográfico descrito (fluvial-lacustre-fluvial), no parece ser el principal control de los cambios registrados en espacio de acomodación en la serie, que estaría fundamentalmente condicionado por la tectónica.

A partir de los datos disponibles en las columnas de Navalsaz y Munilla se puede constatar la influencia de variables como la eustasia y la subsidencia además del control ejercido por ciclos climáticos de precesión, oblicuidad y excentricidad en el relleno de la Cuenca de Cameros, siendo un buen ejemplo de la interacción de diferentes factores de control en la sedimentación continental durante el Cretácico inferior. Las variaciones en el índice ponderado de profundidad (con una evolución creciente-decreciente e

importantes variaciones a lo largo de toda la serie (ver Fig.24), se han interpretado como un ciclo de ascenso-descenso eustático (ya que los lagos tienen conexión con el mar: Guiraud y Seguret, 1985; Alonso y Mas, 1993; Mas *et al.*, 1993; Suárez-González *et al.*, 2010; Suárez-González, 2015). Si tenemos en cuenta que las unidades infrayacente (Grupo Urbión) y suprayacente (Grupo Oliván) se depositaron en medios fluviales (Suárez-González, 2015), este ciclo de ascenso-descenso eustático podría abarcar un lapso de tiempo mayor y representar, por tanto, un ciclo eustático de primer orden.

4. Conclusiones

La correlación estratigráfica entre los perfiles de Munilla y Navalsaz, definida a partir de la serie de tiempo de susceptibilidad magnética, ha permitido establecer el anclaje de la base del perfil de Munilla con el metro 197 del perfil de Navalsaz.

El análisis cicloestratigráfico del Grupo Enciso realizado en los perfiles de Navalsaz y Munilla a partir de datos de susceptibilidad magnética ha permitido reconocer, mediante el método Multi-Taper (MTM), 9 máximos de potencia que superan la banda de confianza del 95% agrupados en 4 bandas de frecuencia para el perfil de Navalsaz y 12 máximos de potencia agrupados en 5 bandas para el perfil de Munilla. Estos ciclos han sido reconocidos, con diferentes grados de precisión, en los dos métodos utilizados en el análisis (MTM y LAH) y son interpretados como periodicidades principales de los ciclos de Milankovitch.

La correlación de los resultados obtenidos con los datos sobre la historia de la subsidencia de la cuenca apunta a que los ciclos de 129 y 118,6 m se corresponden con los ciclos de excentricidad larga (405 ka) y los ciclos de 43,2 y 38,5 m se corresponden con los ciclos de excentricidad corta (125 ka) para diferentes valores de tasa de sedimentación. Los ciclos de 10,7 y 11,8 m estarían relacionados con el ciclo de oblicuidad para el perfil de Navalsaz y Munilla respectivamente y los ciclos de 6,8 y 5,5 m con las dos modas del ciclo de precesión. A partir de esta interpretación, la duración del Grupo Enciso se estima en unos ~4,5 Ma para el perfil de Navalsaz y de ~3,25 Ma para el perfil de Munilla.

El contexto sinrift en el que se deposita el Grupo Enciso es el adecuado para analizar las interacciones entre los diferentes factores que controlan el relleno de la cuenca. Las variaciones de espesor de los ciclos litológicos definidos en la columna estratigráfica permiten identificar y estudiar las variaciones del espacio de acomodación a lo largo del tiempo y establecer así una base que permita discriminar entre la señal tectónica y la señal

climática. Se identifica un descenso gradual del espacio de acomodación coincidiendo con la instalación en la cuenca de un sistema lacustre. Posteriormente, se observa una estabilización o ligero incremento durante el episodio de sedimentación lacustre y, seguidamente, un importante aumento del espacio de acomodación que ha sido interpretado como consecuencia de un incremento de la actividad tectónica, interpretación avalada, además, por la existencia en las facies antes descritas de fallas sinsedimentarias, *slumps*, diques de arena, sismitas y huellas de carga. Durante la etapa final del Grupo Enciso se observa una ligera disminución del espacio de acomodación. A partir del análisis de las interacciones entre los diferentes factores de control se deduce que el eustatismo controla el contexto paleogeográfico durante la sedimentación del Grupo Enciso, mientras que la tectónica es la principal responsable de las variaciones en la creación del espacio de acomodación.

Agradecimientos

Quiero agradecer especialmente a mis directores de trabajo Arsenio Muñoz y Carlos Liesa por su entera disposición y ayuda a lo largo de todos estos meses de trabajo. También me gustaría destacar el apoyo de mi familia, pareja y amigos tanto en el trabajo de campo como en el desarrollo de la memoria escrita.

5. Bibliografía

- Angulo, A. y Muñoz, A. (2013): Análisis de la periodicidad climática de baja frecuencia registrada en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso (Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie. *Boletín Geológico y Minero de España*, 124 (2): 203-219.
- Allen, P.A. y Allen, J.R. (2013). *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley & Sons.
- Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (2000). Estructuras sedimentarias de deformación en el Mioceno superior-Cuaternario de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(1): 79-89
- Allen, J.R. L. (1982). Longitudinal bedforms and secondary flows. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. (Developments in Sedimentology 30A and 30B)* Elsevier, New York, NY, 2, 1-52.

- Alonso, A., Meléndez, N. y Mas, J. R. (1991). Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica, España. *Acta geológica hispánica*, 26(1), 35-54.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17, 285-310.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., ... y Artigas, R. (2003). Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of sedimentary research*, 73(2), 309-327.
- Beuther, A., Dahm, H., Kneuper-Haack, F., Mensink, H., Tischer, G., Brinkmann, R., ... y Lögters, H. (1966). Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien.
- Carrillo, L. y Gisbert, J. (1979). Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo 'wadi' en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 4, 329-332.
- Casas Sainz, A.M. (1992): El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. Zubía, monográfico, (4), Instituto de Estudios Riojanos.
- Casas-Sainz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinámica Acta*, 6, 202-216.
- Casas, A.M., Gil-Imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversión of the Eastern Cameros Basin, northern Spain. *Geol Rundsch* 86, 802-818.
- Casas, A., Cortes, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocoví, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J.L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M.P., Tena, S. y Román, T. (1995). Estructura y evolución mesozoica-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). VII Reunión Comisión de Tectónica SGE, 113.
- Casas Sainz, A.M., Simón Gomez, J.L. (1992). Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, (14), 5, 521-530.
- Clemente, P. (2010): Review of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy in western Cameros Basin, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23 (3-4), 101-143.

- Doublet, S., García, J.P., Guiraud, M. y Ménard, A. (2003): Wave-dominated siliciclastic and carbonate sedimentation in a Lower Cretaceous lake (Camerons basin, Northern Spain). *Journal of Iberian Geology*, 29, 11-28
- Doublet, S. 2004. Contrôles tectonique et climatique de l'enregistrement stratigraphique dans un bassin continental de rift: le bassin de Cameros (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) provinces de Soria-La Rioja, Espagne. Tesis Doctoral, Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre. Bourgogne, 497 pp.
- Gómez Fernández, J.C. (1992). Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica. *Unpublished Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid.*
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (eds.), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, 88, 433-453.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). In: Biddle, K.T. y Crischie-Blick, N. (eds.), *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 37, 159-175.
- Hernán, J. (2018): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones con icnitas de dinosaurios del Grupo Enciso (Camerons, La Rioja, Aptiense)*. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, 521p.
- IGME (en línea): Mapa geológico continuo de España a escala 1/50.000 (fecha de consulta: 1/09/2018).
<http://igme.maps.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=44df600f5c6241b59edb596f54388ae4>.
- Kneuper-Haack, F. (1966). Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 44, 165-209.
- Markov, A.A. (1971). Extension of the limit theorems of probability theory to a sum of variables connected in a chain. Reprinted in Appendix B of: R. Howard. *Dynamic Probabilistic Systems*, volume 1: Markov Chains. John Wiley and Sons.

- Martín-Closas, C. y Salas, R. (1998). Lower Cretaceous Charophyte biozonation in the Maestrat Basin (Iberian Ranges, Spain); a reply to PO Mojon [1996]. *Géologie Alpine*, 74, 97-110.
- Mas, J.R., Alonso, A., y Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4), 129-144.
- Mas, J. R., Alonso, A., & Benito, M. I. (1997). Depositional and diagenetic evolution of Late Jurassic coral reefs in northern Iberian Ranges (North Spain). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.(Secc. Geol.)*, 92(1-4), 143-160.
- Mas, R., Benito, M.L., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A. y Alonso Azcárate, J. (2002). La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía*. Monográfico 14, 9-64.
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, M.A., Gil, A., Pocovi, A. (2001). Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*. (13), 91-111.
- Milankovitch, M. K. (1941). Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy Special Publication*, 133, 1-633.
- Muñoz, A., Angulo, A., Liesa, C., Luzón, M.A., Mayayo, M.A., Pérez, A., Soria, A.R., Val, V., Yuste, A., (En Prensa). Periodicidad climática y datación astrocronológica del Cretácico inferior (Grupo Enciso) de la cuenca oriental de Cameros (N de España). *Boletín de la revista de la sociedad geológica de España*.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A.M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9(1), 65-85.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. y Levrard, B. (2004): A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261-285.
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., y Manche, H. (2011). La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532, A89.

- Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S., Obrtmeier, S.F. (1996). Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology* 24 (2), 171-174.
- Li, M., Hinnov, L. y Kump, L. (2019). Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers and Geosciences*, 127, 12-22.
- Omodeo Salé, S. (2014): *Modelización de la evolución sedimentaria y térmica de una cuenca extensional intraplaca (Cuenca de Cameros): aplicación a la prospección de hidrocarburos*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 507p.
- Omodeo-Salé, S., Suárez-Ruiz, I., Arribas, J., Mas, R., Martínez, L., y Herrero, M.J. (2016). Characterization of the source rocks of a paleo-petroleum system (Cameros Basin) based on organic matter petrology and geochemical analyses. *Marine and Petroleum Geology*, 71, 271-287.
- Omodeo-Salé, S., Salas, R., Guimerà, J., Ondrak, R., Mas, R., Arribas, J., Suárez-Ruiz, I., y Martínez, L. (2017). Subsidence and thermal history of an inverted Late Jurassic-Early Cretaceous extensional basin (Cameros, North-central Spain) affected by very low-to low-grade metamorphism. *Basin Research*, 29, 156-174.
- Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. *Geological Society, London, Special Publications*, 29(1), 11-24.
- Pettijohn, F.J. y Potter, P.E. (2012). *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer Science & Business Media.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, Á. (2001). Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). *Peri-Tethys Memoir*, 6, 145-186.
- Salomon, J. y García, A. (1982). El Cretácico inferior de Cameros–Castilla. *El Cretácico de España: Madrid, Universidad Complutense de Madrid*, 345-387.
- Schudack, M. y Schudack, U. (1989). Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A*, 106, 445-457.
- Schudack, U. y Schudack, M. (2009): Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (Eastern Spain). *Journal of Iberian Geology*, 35, 141-168.

- Schwarzacher, W. (2005). The stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lofer, Leogang and Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 181, 93-106.
- Seilacher, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13(1-2), 155-159.
- Strasser, A., Hilgen, F.J., y Heckel, P.H. (2006). Cyclostratigraphy—concepts, definitions, and applications. *Newsletters on Stratigraphy*, 42(2), 75-114.
- Suárez-González, P., Emma Quijada, I., Mas J.R. y Benito M.I. (2010): Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). Cretácico inferior, Cuenca de Cameros. *Geogaceta*, 49, 7-10.
- Suárez-González, P. (2015): *Sedimentología y paleogeografía de los sistemas de humedales costeros de la Fm Leza (Cretácico inferior, Cuenca de Cameros): Implicaciones en el origen y desarrollo de los depósitos microbianos asociados*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 412p.
- Tischer, G. (1966). *Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien)*. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.
- Weedon, M. N., Schwarz, P. E., Horikawa, Y., Iwasaki, N., Illig, T., Holle, R., ... y Evans, J. (2003). Meta-analysis and a large association study confirm a role for calpain-10 variation in type 2 diabetes susceptibility. *The American Journal of Human Genetics*, 73(5), 1208-1212.