

Estructura del flanco occidental del Anticlinal de Boltaña - Relaciones tectónica-sedimentación



Trabajo Fin de Grado (TFG)
Grado en Geología 2015-2016

Autor: Francho Gracia Puzo

Directores: Antonio Casas Sáinz y Aranzazu Luzón Aguado

| ÍNDICE | Página |
|---|---------------|
| Abstract | 1 |
| 1) Introducción | 1 |
| 2) Localización | 2 |
| 2.1 Contexto geológico | 2 |
| 2.2 Cuencas Surpirenaicas | 3 |
| 2.3 Contexto estructural y tectónico | 5 |
| 3) Metodología | 7 |
| 4) Resultados | 7 |
| 4.1 Cartografía y corte | 7 |
| 4.2 Descripción estratigráfica de las turbiditas del grupo Hecho | 9 |
| Descripción de las Columnas levantadas | 10 |
| Láminas delgadas | 17 |
| 5) Discusión e interpretación | 17 |
| 5.1 Sobre la estructura | 17 |
| 5.2 Sobre el medio sedimentario | 18 |
| 5.3 Relaciones entre la actividad tectónica y el medio sedimentario | 21 |
| 6) Conclusions | 22 |
| Bibliografía | 23 |

ABSTRACT

This Final Degree Paper (TFG) is focused on the intermediate zone of the Western Limb of Boltaña anticline, settled on the outcrops of the Hecho Group. On this geological context which it is studied, the Boltaña Anticline is a very important structure. It shows a N-S trend, inside an orogenic wedge, the Pyrenees with a main structural trend : WNW-ESE i.e. it is almost perpendicular to the mountain range. This position defines a regional zone with other tectonic structures on the same N-S trend: the South Pyreneen Central Unit (SCPU).

Going further of structural settings, the Boltaña anticline controlled and confined the coeval sedimentaries basins on his environments during Eocene : the turbiditic southpyreneean basin. It divided two differentiated sub-basins : Jaca and Ainsa, and it marks the sedimentary domain of our zone in Jaca Basin. The turbidites are part of the Hecho Group, which is heterogeneously folded along its surface. We are going to study, not only the stratigraphy features of the turbidites, but the structural settings of this zone and some possible relationship between the sediments and the tectonic history of the Pyrenean Range.

1. INTRODUCCIÓN

Este trabajo se centra en la parte intermedia del flanco occidental del Anticlinal de Boltaña, en concreto en los depósitos eocenos del Grupo de Hecho (Puigdefábregas 1975). En el contexto geológico en el que este trabajo se ha llevado a cabo, el Anticlinal de Boltaña es una estructura de considerable importancia y singularidad en el ámbito pirenaico. Presenta dirección N-S en un orógeno, los Pirineos, con una dirección estructural dominante WNW-ESE, es decir, se dispone prácticamente perpendicular a la estructura regional. Esta disposición no es exclusiva de este pliegue, ya que en la zona surpirenaica existen otros accidentes tectónicos con la misma dirección N-S (Pico del Águila, Mediano). Estas estructuras han sido estudiadas por diversos autores (Millán, 1996; Pueyo, 2000) y se han propuesto distintas hipótesis para explicar esta dirección anómala, localizada en el oeste de la Unidad Central Surpirenaica (definida por Séguret, 1972)

Más allá del ámbito puramente estructural, el anticlinal de Boltaña tiene una importancia en relación con la sedimentación, ya que ejerció una influencia considerable en el dominio sedimentario del antepaís pirenaico sincrónico a su desarrollo. Durante su evolución generó dos dominios sedimentarios diferenciados por la mayor parte de los autores, la cuenca de Jaca al oeste del anticlinal, y la cuenca de Aínsa al este. Esta zona es flanco occidental, por lo tanto, está emplazada en la Cuenca de Jaca y los depósitos que encontramos pertenecen al Grupo Hecho, unidad estratigráfica que engloba los materiales turbidíticos de esta cuenca.

Este trabajo se ha centrado en la estructura de un sector concreto del anticlinal de Boltaña en su

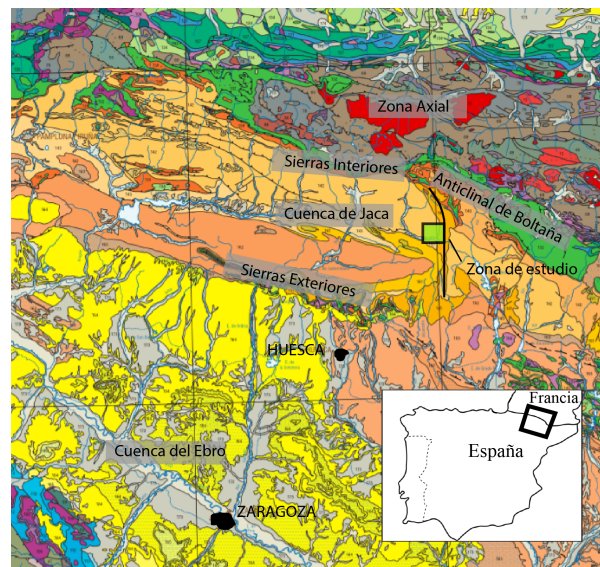


Figura 1 : Entorno geográfico y geológico. Tomado de IGME (2015)

flanco occidental, donde las relaciones sintectónicas de la cuenca de Jaca presentan una relación compleja con las calizas que definen este flanco del anticlinal, una zona relativamente poco estudiada hasta el momento.

Por lo tanto, los objetivos que se plantean en este trabajo son : i) establecer el origen de los depósitos turbidífticos del flanco occidental del anticlinal y la ubicación de los afloramientos estudiados dentro del sistema sedimentario ii) definir de la estructura que tiene el flanco occidental del anticlinal de Boltaña en este sector ;y iii) analizar la posible relación entre movimiento de la estructura y sedimentación.

2. LOCALIZACIÓN

Nuestra zona de trabajo se sitúa en los Pirineos (Fig.1), en concreto en la comarca del Sobrarbe (Huesca) en pleno valle del río Ara, en su margen izquierda. En concreto, se sitúa en su tramo medio, cerca del pueblo abandonado de Jánovas, entre las aldeas deshabitadas de Lacort, Campol y Lavelilla en una zona conocida como La Solana, que comprenden altitudes de entre 650 y 1100 m.s.n.m. La zona se sitúa a unos 50 km al norte de Huesca y se puede acceder por la N260 desde el W por Sabiñánigo y Fiscal, o desde Aínsa si se accede desde el E por la misma carretera.

2.1 Contexto geológico

La zona se sitúa en el sector central de la Cordillera Pirenaica, cuña orogénica de doble vergencia y carácter asimétrico que resulta de la formación de cabalgamientos y pliegues en la corteza superior. El orógeno pirenaico se forma como resultado de la colisión entre la Placa Ibérica y la Europea durante la orogenia alpina, durante la cual la apertura del Atlántico Norte, y la posterior rotación de la placa africana durante el Cretácico y el Cenozoico produjeron una compresión general en los márgenes del pretérito mar de Tetis. En las zonas occidentales peninsulares, los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cordilleras Béticas acomodan un acortamiento relacionado con este proceso geodinámico (Choukroune, 1972; Muñoz, 1992).

El inicio de la convergencia pirenaica se suele situar en el Santoniense Superior y la colisión orogénica se produce con fluctuaciones en las tasas de convergencia, caracterizadas por dos episodios más rápidos (Mochales, 2011). El primero, en el Cretácico Superior, cuando se produce el emplazamiento de la unidad estructural del Turbón-Sant Corneli y el cierre las cuencas cretácicas (Séguret, 1972). Se trata de una colisión continental en una corteza previamente adelgazada durante la etapa extensiva de rift durante el Cretácico. Tras una convergencia lenta en el Paleoceno, la segunda etapa rápida se produce entre el Eoceno y Oligoceno, quedando también registrada en la “arquitectura sedimentaria” (Puigdefábregas y Souquet, 1986).

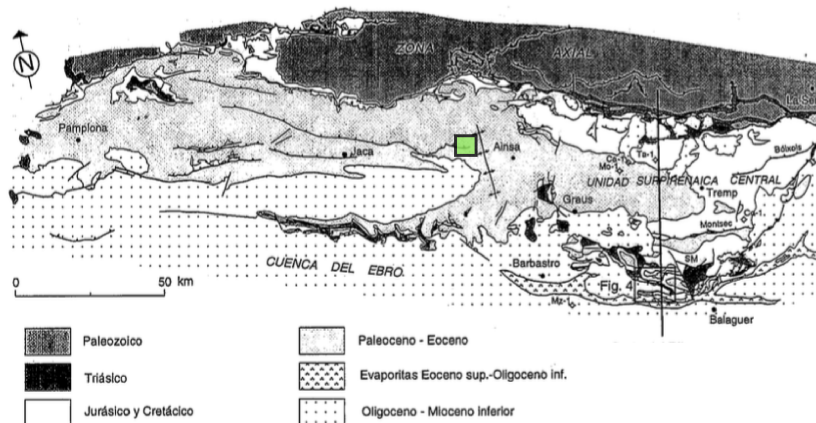


Figura 2 : Contexto geológico surpirenaico. Tomada de Muñoz y Teixell (2000). Señalada en verde la zona estudiada.

Contemporáneamente, se produce una inversión tectónica, y en la corteza superior, las fallas normales correspondientes a las cuencas cretácicas se transforman en cabalgamientos (Teixell, 1998), originando el levantamiento de los Pirineos. En ambas vertientes del Pirineo se generan también cuencas de antepaís, conectadas a priori por el Oeste, hasta el Eoceno Superior, cuando el orógeno emergió (Plaziat, 1981) y cerró su antigua conexión a través del Golfo de Vizcaya.

El Anticlinal de Boltaña se sitúa en el margen más occidental de la llamada Unidad Surpirenaica Central (USPC de aquí en adelante), principal unidad estructural de esta región (Fig. 2). La USPC consta de tres láminas cabalgantes: Cotiella-Boixols, de edad Cretácica, Montsec, activa durante el Ypresiense, emparejada con el sistema Montsec-Peña Montañesa, que empezó a desarrollarse en el Paleoceno; y la lámina de Sierras Marginales, relacionada con los despegues triásicos en los relieves meridionales (Mochales 2011, Muñoz et al. 2013). Este último sistema es lateral a las Sierras Exteriores, localizadas al sur de nuestra zona (Fig. 2), que incluyen sistemas de cabalgamientos imbricados activos desde el Eoceno Superior al Mioceno (Millán et al. 2000). En el caso de las Sierras Exteriores el desplazamiento está principalmente representado por los cabalgamientos basales de Gavarnie, Bielsa y Guarga, que se movieron diacrónicamente y en secuencia normal, es decir, hacia el antepaís (Cámara & Klinowitz, 1985).

La característica distintiva del sector del Pirineo en que se encuentra la zona de trabajo, es la existencia de numerosas estructuras transversas a la dirección pirenaica tanto en las Sierras Exteriores como en la llamada Zona Oblicua de Aínsa (al Oeste de la USPC), y los anticlinales de Mediano, Boltaña o Balcés (Muñoz et al. 2013). Esto es lo que algunos autores como denominan Sistema de Pliegues del Sobrarbe. Estas estructuras N-S se hacen más jóvenes y de menores dimensiones hacia el W (Puigdefábregas 1975, Pueyo 2000), y los diferentes estudios paleomagnéticos realizados sugieren rotaciones en sentido horario de entre 30 y 55° para la formación de estas estructuras (Pueyo et al. 2002, Mochales et al. 2012 a). Esta rotación queda restringida a esta zona, relacionada con un gradiente lateral del desplazamiento o acortamiento de los Pirineos en esta zona sur (como coinciden Pueyo, 2000, Soto et al. 2006, Muñoz et al. 2013).

2.2 Cuencas surpirenaicas

Como se ha mencionado, la zona de trabajo forma parte de **la cuenca eocena surpirenaica**: Lo que algunos autores denominan como Cuenca Surpirenaica Central comprendería desde la zona de Tremp hasta Pamplona: incluiría al sector oriental denominado Cuenca de Tremp-Graus, de facies continentales y transicionales, la Cuenca de Aínsa, con facies de talud, y finalmente la Cuenca de Jaca, surco que contiene facies turbidíticas y plataformas carbonáticas en los márgenes distales. Se asume que hasta el Ilerdiense superior existió una única cuenca de antepaís surpirenaica y que la fragmentación de la misma (Cuencas de Jaca y Aínsa) tuvo lugar fundamentalmente por el emplazamiento de la UCSP a partir del Cuisiense inferior (Séguret, 1972; Barnolas y Gil-Peña, 2001) Desde que la lámina de materiales mesozoicos con despegue a nivel del Triásico se desplazó hacia el Sur, cada subcuenca adquiere unas características sedimentarias diferentes. El anticlinal de Boltaña supone una barrera en la que se pasa de depósitos más canalizados, a menos confinados hacia la cuenca de Jaca (Fig. 3.). Este pliegue anticlinal era activo durante la sedimentación del Grupo Hecho (Barnolas y Peña, 2001) si bien existió una conexión ininterrumpida en la cuenca a lo largo de la mayor parte de la historia deposicional de esta cuenca (Pickering y Corregidor, 2005).

Finalmente, en el Eoceno Superior cuando el emplazamiento de la Unidad Vasco-Cantábrica aísla el surco Surpirenaico del Océano Atlántico, y origina una sedimentación de carácter endorreico, y posteriormente continental (Barnolas y Gil-Peña, 2001).

La cuenca turbidítica surpirenaica: La Cuenca de Jaca. Los sistemas turbidíticos eocenos que afloran en los Pirineos Centrales, denominados Grupo Hecho, se depositaron desde el Ilerdiense Inferior (Ypresiense) hasta el Luteciense Superior (Remacha y Fernández, 2003). La zona de trabajo se encuentra en el extremo oriental de la cuenca turbidítica de Jaca tal y como la definen Puigdefábregas (1975) o Remacha y Fernández (2003) que marcan su límite oriental en el Anticlinal de Boltaña.

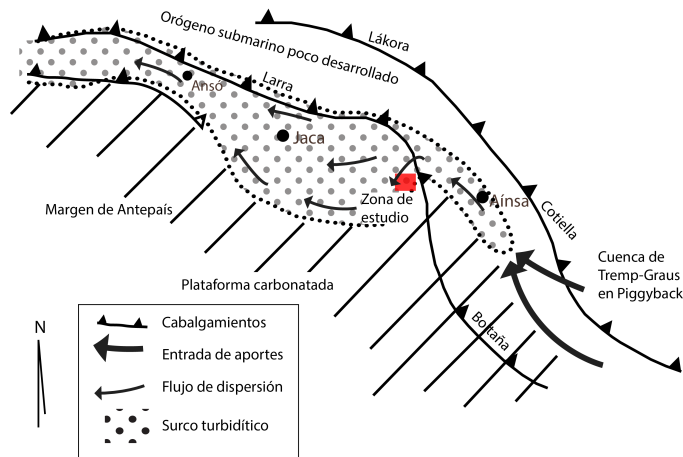


Figura 3 : Esquema paleogeográfico en el Eoceno Medio de la Cuenca de Jaca. Modificado de Remacha y Fernández (2003)

El relleno de la cuenca se dispone en onlap o en discordancia angular sobre el margen distal (Labaume et al. 1985), en el cual se desarrollaron plataformas carbonáticas retrogradantes (Puigdefábregas y Souquet, 1986). Mientras se desarrolla el depósito, la cuenca era estrecha, alargada y pequeña en comparación con otras cuencas turbidíticas

(Remacha, 2003). El surco de antepaís mantenía los sistemas turbidíticos fuertemente confinados y la dispersión de sedimentos siguió las direcciones estructurales, teniendo en las zonas proximales una dirección aproximadamente N-S, y luego torcida hacia el WNW-ESE.

Retirando los momentos de sedimentación terminal en la cuenca turbidítica, el surco fue alimentado por un punto de entrada localizado en el Sureste, el cual estaba controlado por las rampas laterales del sector más occidental de la UCSP, oblicuas a la dirección pirenaica. Esto es, el Anticlinal de Boltaña. Estos embudos, interpretados como cañones submarinos (Mutti et al., 1985), canalizaban los sedimentos clásticos desde la rampa siliciclástica de Aínsa, hacia el surco de Jaca.

La subdivisión del relleno de la cuenca de Jaca depende del autor considerado. Barnolas y Gil-Peña (2001) hablan de cuatro secuencias estratigráficas para todo el antepaís surpirenaico: Ager, Boltaña, Guara y Pamplona (Fig. 4), siendo las tres primeras contemporáneas con las plataformas carbonáticas que se reconocen en el margen distal y representando la superior el paso a sistemas continentales. El Grupo Hecho es lateral a las tres primeras, por lo que no se describe la secuencia superior.

- La secuencia Ager se inicia en la base del Ilerdiense (Ypresiense Inferior), y contiene los episodios siliciclásticos de Millaris y Yeba.

- La secuencia Boltaña coincide con la transgresión del Cuisiense Medio y se desarrolla hasta el tránsito Cuisiense-Luteciense. Contiene tres tramos definidos por Barnolas et al.

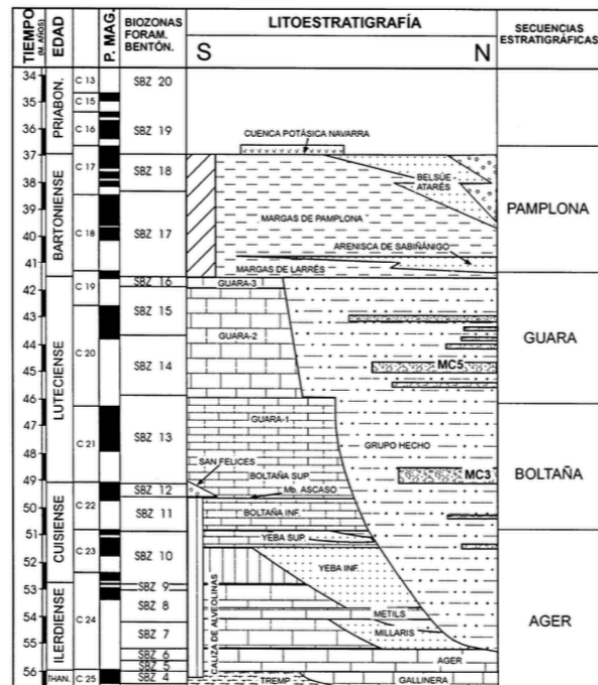


Figura 4 : Esquema cronoestratigráfico. Tomado de Barnolas y Gil-Peña (2001).

(1991): Boltaña inferior, que aflora en el Anticlinal de Boltaña, y que corresponde a una plataforma mixta (aparecen margas abundantes con nummulítidos y calizas arenosas de alveolinas); el Miembro Ascaso de calizas de assilinas; y, Boltaña Superior, retrogradante en su conjunto y formada por secuencias somerizantes, de plataforma profunda en cada secuencia con calizas micríticas y margas carbonáticas que indican el hundimiento de la plataforma.

- La tercera secuencia, Guara coincide con el Luteciense medio y contiene facies carbonáticas de plataforma, de nummulites en secuencias transgresivas-regresivas.

En relación con el Grupo Hecho, algunos autores dividen el relleno de la cuenca en Unidades Tectosedimentarias situando los materiales incluidos en este trabajo en la TSU3 (Cuisiense-Luteciense). En este trabajo, por el contrario, la división que hacen autores como Das Gupta y Pickering (2008) basado en trabajos previos de Mutti et al. (1985); Labaume et al. (1985 y 1987) que hablan de sistemas turbidíticos (T.S. por sus siglas en inglés) y que representan distintos depósitos de abanico submarino y cuenca marina profunda. Para la cuenca de Ainsa se definieron Fosado, Arro, Gerbe, Banastón, Ainsa, Morillo y Guaso, representando mayoritariamente cañones y canales profundos de talud. Y para la unidad de Jaca los sistemas son Torla, Broto, Cotefablo, Banastón y Jaca, que incluyen 13 megacapas carbonatadas (Barnolas y Teixell, 1994, Payros et al, 1999) que representan deslizamientos desde de la plataforma. Los depósitos que aparecen en la zona de estudio se corresponden con la transición de los sistemas Broto-Cotefablo que en la cuenca de Ainsa se correlacionan con Arro-Gerbe (Mutti et al. 1985; Fernández et al 2004; Pickering y Corregidor, 2009). Cabe destacar que en el tránsito entre estos sistemas se reconocen truncaciones submarinas y discordancias (Fig. 5)

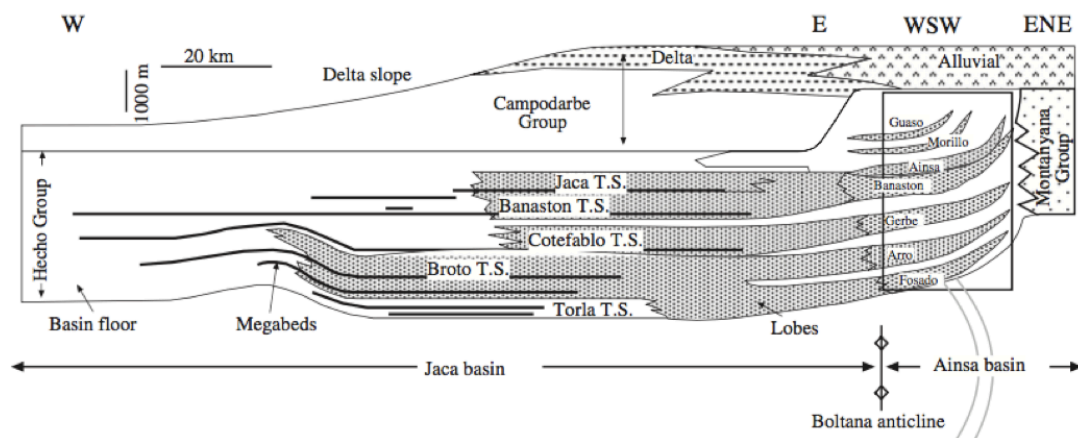


Figura 5 : Tomada de Das Gupta & Pickering, 2008.

2.3 Contexto estructural y tectónico

El anticlinal de Boltaña ha sido referido a un pliegue de propagación vergente hacia el oeste (Fig. 6) y relacionado con dos cabalgamientos ciegos (Holla and Anastasio, 1995, Millán, 1996, Fernández-Bellón, 2004). Los materiales aflorantes más antiguos de este anticlinal (en lo que sería su secuencia pre-plegamiento) corresponden a calizas de plataforma, que tenía características de plataforma mixta acogiendo también sedimentos siliciclásticos del Ypresiense. De más antiguo a más moderno se reconocen: Fm. Calizas de Alveolinas y sus laterales Fm. Millaris, Fm Metils, la Fm. Yeba y la Fm. Boltaña sobre ellas (Barnolas et al. 1991 y Fernández-Bellón 2004). En la zona sólo está representada la la Fm. Boltaña (ver Fig. 7). Al Norte de la zona de estudio, en la zona entre Campol y Yeba, la Fm. Boltaña muestra una truncación erosional en la ladera, *onlapada* por las turbiditas del Grupo Hecho sobre la plataforma. (Ríos Aragués et al. 1982 y Barnolas et al. 1991). Este

truncamiento, anterior al plegamiento del anticlinal es un rasgo de un talud en margen carbonatado, como es este dispuesto en un antepaís. Y este truncamiento estaría probablemente relacionado con el anegamiento de la plataforma somera de Boltaña (Barnolas y Teixell, 1994) datada como el Ypresiense Superior por Mochales et al. 2012 (b).

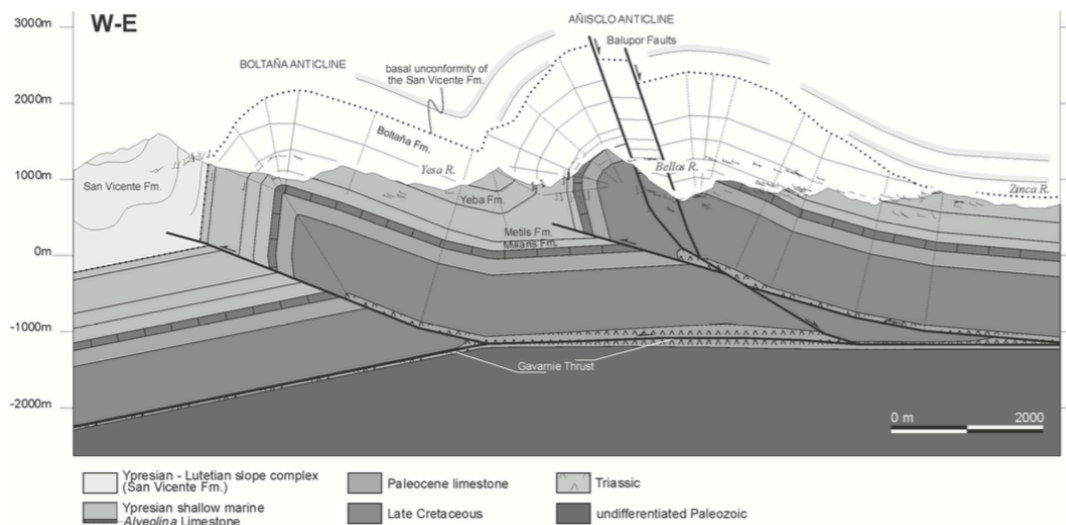


Figura 6 : Corte W-E del sector NW del Sistema de Pliegues del Sobrarbe. Tomado de Fernández et al. 2012.

Mochales et al. 2016 definen tres episodios de deformación no coaxiales en la región que estudiamos: el flanco occidental del Anticlinal de Boltaña.

- 1) El emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie, teniendo lugar del Luteciense al Bartonniense (según Muñoz et al. 2013), y probablemente dilatado hasta el Oligoceno (según Séguret, 1972): responsable de la reactivación y basculamiento de los sistemas de cabalgamientos de Sierras Internas (sistemas de Larra, Monte Perdido...) y de la deformación de la cuenca turbidítica (Teixell, 1996). Las estructuras frontales migraron hacia el antepaís, y el cabalgamiento Balzes-Boltaña así como los pliegues relacionados (cómo es este anticlinal) fueron emplazados durante este momento.
- 2) La rotación del eje vertical del pliegue. De acuerdo con Mochales et al. (2012) el anticlinal de Boltaña se formó con una orientación NW-SE y después rotó entre 45-55° a una actualmente N-S, en relación con el emplazamiento de los cabalgamientos coetáneos o más recientes de la zona axial desarrollados en secuencia piggyback. De acuerdo con diferentes autores, la deformación rotacional podría ser coetánea al plegamiento durante el proceso entero (Muñoz et al. 2013), partiendo del Luteciense Superior al Bartonniense Superior, o bien ser parcialmente coetáneo, pero también en parte posterior al plegamiento.
- 3) Finalmente, el emplazamiento del cabalgamiento basal del Guarga, cuya actividad generó el levantamiento principal de la Zona Axial, la formación del frente de sierras surpirenaico y el desplazamiento de la cuenca de Jaca en piggyback hacia el sur (Millán et al. 2000). Este emplazamiento, tendría lugar entre el Rupeliense Medio y el Mioceno Inferior (según Teixell, 1996) y causaría un basculamiento hacia el sur de las unidades más interiores (incluyendo la zona en la que nos situamos), causada por la geometría de la rampa de cabalgamiento. La deformación en el área de Jánovas produjo la inclinación de los primeros pliegues relacionados a la rampa de bloque superior del cabalgamiento basal, incrementando así la inclinación de los ejes de los pliegues hacia el Oeste.

3. METODOLOGÍA

A partir de los objetivos planteados, el procedimiento seguido para la caracterización estratigráfica y estructural de esta zona ha sido el siguiente:

-Recopilación de bibliografía científica y técnica del contexto regional en el que se encuentra nuestra zona y en relación con el sistema de depósito de las turbiditas estudiadas.

-Trabajo de campo: 6 días, incluyendo toma de datos para cartografía geológica y cortes geológicos, realización de columnas, y recogida de muestras. La cartografía se realizó sobre mapas topográficos 1:5.000 del Instituto Cartográfico de Aragón. Durante estas jornadas se tomaron diversas muestras. Para su estudio en laboratorio

-Realización de láminas delgadas (4) en el Laboratorio de Preparación de Rocas de los servicios de apoyo a la investigación de la Universidad de Zaragoza. En los laboratorios de las áreas de Geodinámica y Estratigrafía se dispone de microscopio petrográfico (Zeiss) para la observación de estas muestras y toma de fotos.

-Trabajo sobre los datos de campo: se ha utilizado el programa Stereonet para representar datos estructurales, y programas de tratamiento vectorial de imágenes para realización de figuras, editar y mejorar determinadas fotografías..

-Síntesis y tratamiento de los datos.

- Redacción de la memoria.

4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO DEL FLANCO OCCIDENTAL DEL ANTICLINAL DE BOLTAÑA

4.1 Cartografía y corte

La cartografía realizada en esta zona (Fig. 7) representa los afloramientos del grupo Hecho en el entorno occidental del Anticlinal de Boltaña, al norte del río Ara. La zona, como ya se ha introducido, está situada en un entorno conocido como La Solana, y se puede acotar por los cursos del barranco de las Guargas hacia el Oeste, y el río Ara por el Sur. Hacia el Norte, fue difícil establecer un límite concreto, si bien en la zona de Campol, en la que la Solana se vuelve abrupta y con grandes desniveles, los afloramientos decrecen y la cartografía se complica.

Como se ve, el anticlinal de Boltaña cierra la zona por el Este, donde encontramos las primeras barras verticales de la Fm. Boltaña. Hacia el Sur, en el fondo del valle del Río Ara los depósitos superficiales cuaternarios cubren el terreno. El Ara desarrolla unas terrazas fluviales que ocupan mayoritariamente su margen derecho. Existen también terrazas que encadenan con glaciares en el Barranco de la Espuña y glaciares poco pronunciados descienden desde la ladera hacia el valle. Y tanto el Barranco de las Guargas como el río Ara mantienen un cauce activo y una llanura de inundación.

El resto del sustrato que ocupa la cartografía son los depósitos del grupo Hecho. Sobre el terreno es posible distinguir “zonas” o sectores marcados por el afloramiento de distintos depósitos turbidíticos. En las zonas donde hay barrancos de incisión lineal, y mayor continuidad de afloramiento es posible establecer zonaciones de unas facies diferenciables. Estas facies, que fluctúan entre litologías margosas y térreas y zonas más arenosas y competentes, son representadas en distintos tramos de una columna sintética (Fig 11.), que luego será descrita. Los distintos tramos son cartografiados con la ayuda de la ortofoto del PNOA 2012

Uno de los niveles más característicos de esta zona serán unos depósitos de complejos de transporte en masa. Estas capas tienen dimensiones métricas y son fácilmente reconocibles y cartografiables en el terreno, por lo que se han incluido en esta cartografía y en el posterior corte.

En cuanto a la estructura general, el elemento más destacado es el anticlinal de Boltaña, si bien no llegamos a cartografiar su charnela. El resto de contactos se hacen por discordancias, sin accidentes tectónicos reseñables.

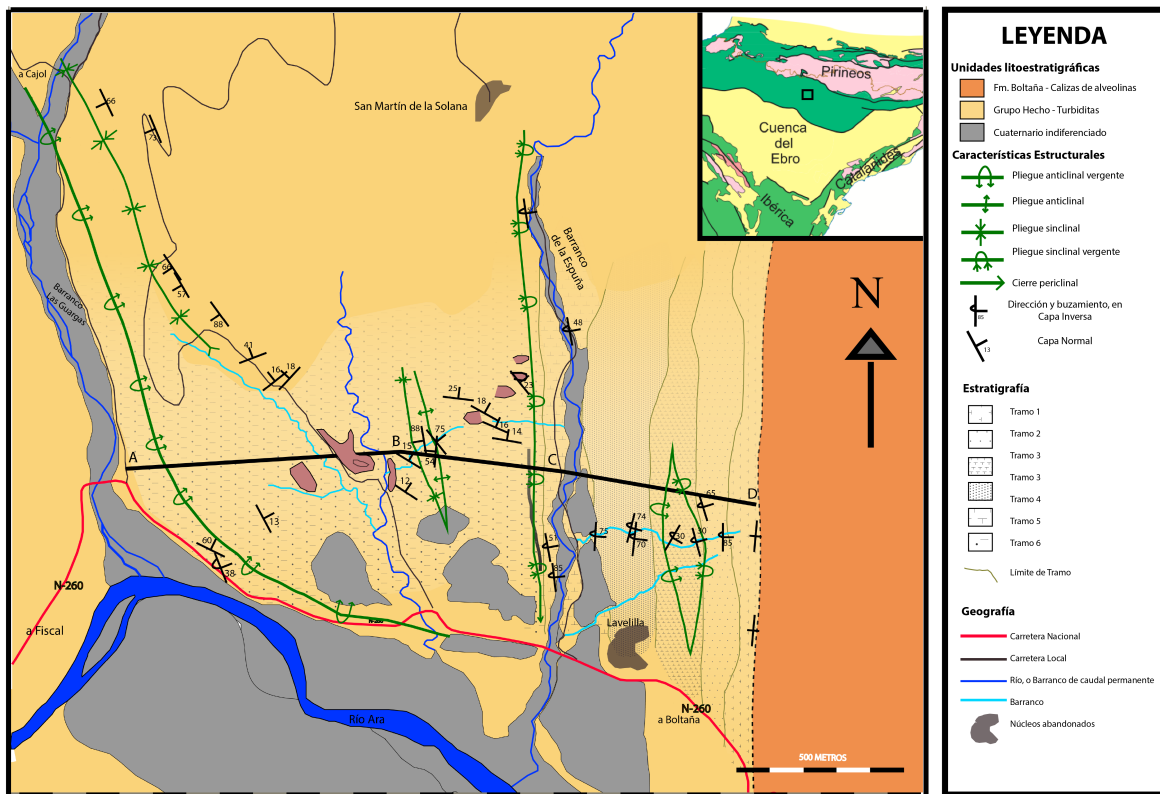


Figura 7 : Mapa geológico de la Zona de Estudio.

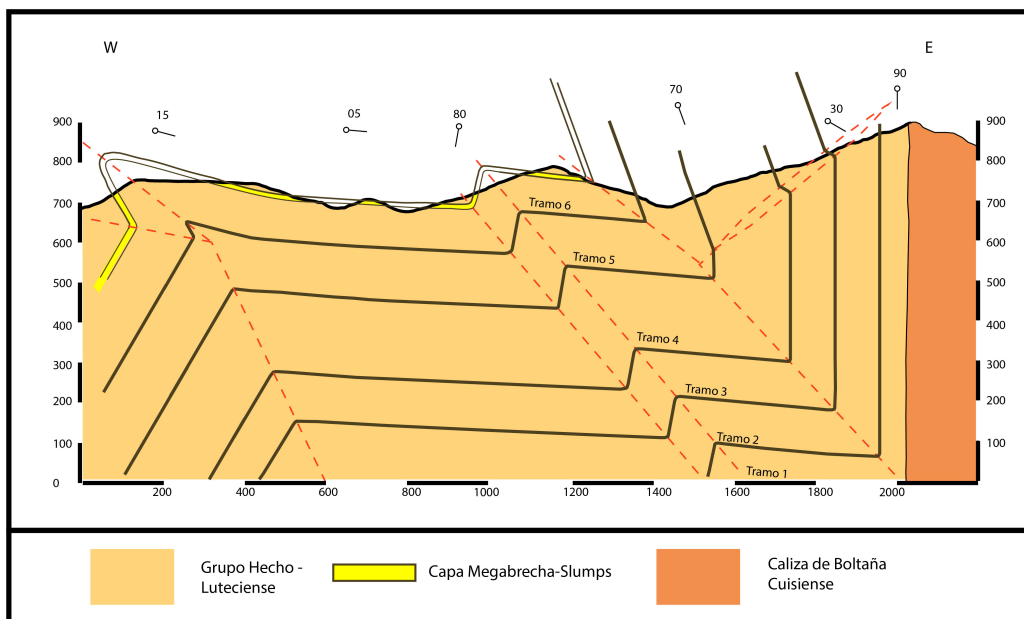


Figura 8 : Corte esquemático del Grupo Hecho en el flanco occidental del anticlinal de Boltaña.

En la Fig. 8 se ha representado el corte de la zona cartografiada, siguiendo la transversal A-B-C-D. En él, se han representado los buzamientos medios de distintos *dip domains* que aparecían en la zona estudiada. De esta manera y siguiendo la técnica de reconstrucción de cortes de tipo Kink se realiza este corte, en el que aparecen representados :

Dos pliegues principales con vergencia hacia el Oeste, además de una leve inmersión hacia el Sur, por lo que se clasificarían como « Anticlinal y sinclinal vergentes hacia el Oeste con ligera inmersión hacia el Sur » según Turner and Weiss (1963).

Dos irregularidades menores en los flancos de estos pliegues. Una en el sector central de nuestra zona y otra en el flanco inverso del sinclinal inclinado situado en el sector E del corte.

Una serie de tramos diferenciados por características estratigráficas en su afloramiento (ver Columna Sintética, Fig. 11), también indicados en la cartografía. Además, la capa que contiene los niveles de complejos de transporte en masa ya cartografiados, y que resultan laterales al afloramiento de una megabrecha carbonatada (ver Columna Ara-Guargas, Fig 16)

Una cuestión reseñable en esta zona es la frecuencia de aparición de pliegues, y es que en este sector cercano al Río Ara se cuenta con sólo dos pliegues de escala hectométrica obviando las irregularidades puntuales. Esto supone una diferencia importante con lo que ocurre más al norte, en el entorno de Campol y San Felices, y donde aparecen cambios súbitos en las orientaciones de las capas, además, de encontrar afloramientos que incluyen charnelas. Este aumento de la frecuencia de pliegues en el Grupo Hecho queda representado en el Mapa por un pliegue sinclinal que cruza el Sector Noroeste siguiendo la dirección de los otros pliegues, y que desaparece en la zona de Los Terreros, con una inmersión claramente Sur de su eje axial.

4.2 Descripción estratigráfica de las turbiditas del grupo Hecho

Partiendo del contexto sedimentario y estructural descrito previo a analizar las características de nuestros materiales, se realizará una aproximación al medio de sedimentación de abanico submarino.

Los abanicos submarinos son sistemas sedimentarios localizados en zonas marinas profundas en

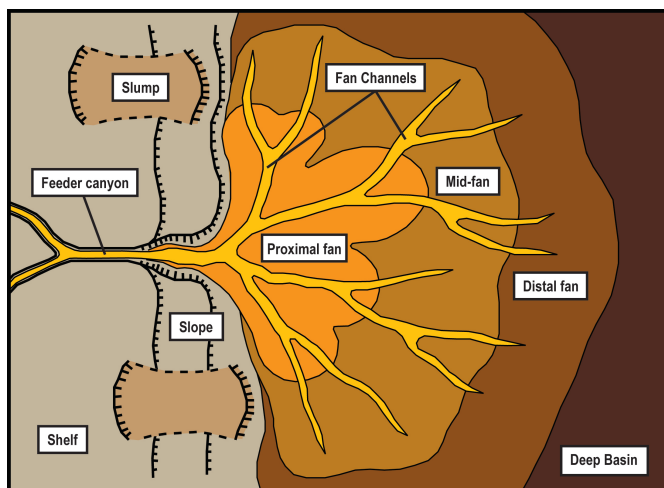


Figura 9 : Esquema de un abanico submarino, tomado de Bevis, 2013.

depósitos de flujos sedimentario gravitacionales y otros movimientos de masas submarinos. Probablemente, los depósitos de flujos gravitacionales más ampliamente reconocidos son las llamadas turbiditas (Bouma et al. 1985) así que estos abanicos son referidos comúnmente como sistemas turbidíticos.

las que se produce una sedimentación de carácter terrígeno procedente de áreas continentales y de la erosión de zonas marinas someras. Estos sistemas constan de varias zonas: una zona de transferencia de sedimentos entre la zona fuente terrestre o somera y el surco submarino (ver Fig. 9). Incluyen sistemas de sistemas de cañones erosivos incidiendo en la plataforma continental y talud superior, y canales, depósitos de desbordamiento y lóbulos en el talud

inferior y tránsito al fondo de cuenca.

Los abanicos submarinos incluyen

El concepto de turbidita fue introducido en 1950 por Kluenen y Migliorini. Se consideraba una corriente de turbidez como mecanismo para producir capas de sedimento tabulares con granoclasificación, en sucesiones rítmicas marinas integradas por margas y arenas. La turbidita se relaciona muy habitualmente con depósitos marinos profundos y se genera en relación con corrientes de alta densidad que se mueven hacia el fondo marino partir de “fallos” o “colapsos” en el talud por la absorción de agua en el sedimento sin consolidar. En el momento en el que la densidad de la suspensión es mayor que el agua del medio, tiende a moverse hacia zonas inferiores, ganando en velocidad y formando una corriente turbulenta transportando su carga a aguas más profundas (Einsele, 2000). El modelo de turbidita clásico se debe a Bouma e incluye de cinco términos:

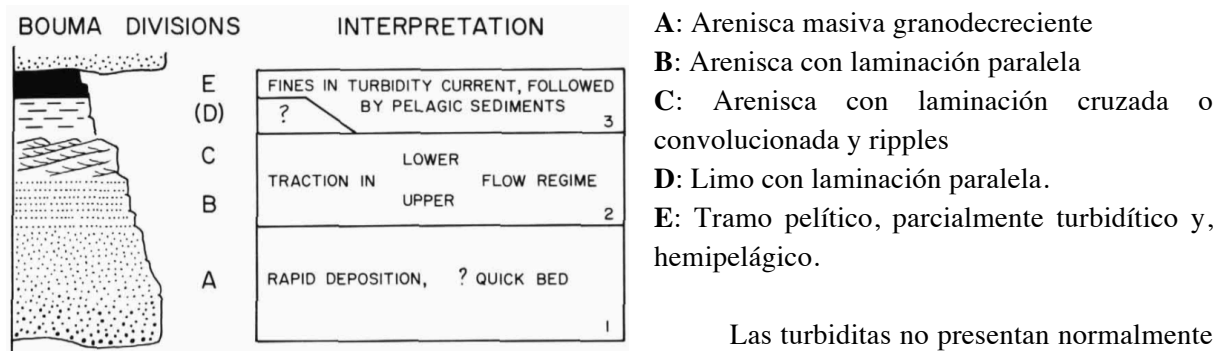


Figura 10 : Modelo de Bouma. Tomado de Walker (1976)

Las turbiditas no presentan normalmente todos estos términos y así sucede en nuestra zona de estudio.

En cualquier caso los abanicos submarinos incluyen otros tipos de depósitos como arenas masivas a conglomerados, *debris flows*, *slumps* y deslizamientos (Walker, 1976), especialmente aguas arriba.

4.2.1 Descripción de las columnas levantadas

En la zona de campo se han levantado dos columnas de detalle y una columna sintética.

El afloramiento de las turbiditas en esta zona de La Solana es pobre, discontinuo y de mala calidad, cubierto en buena medida por el bosque que ocupa esta zona. La columna sintética pretende caracterizar y ordenar verticalmente los depósitos del Grupo Hecho en este flanco occidental del Anticlinal de Boltaña a pesar de esta dificultad. Esta columna parte de la cartografía de distintas unidades y de su buzamiento y dirección, levantándose la misma en un mismo flanco de pliegue, y calculando sus potencias a partir de la extensión que ocupa la unidad en la cartografía, los buzamientos medidos en la unidad, y la altura de la base y el techo de la unidad. La mayor parte de la columna se debe a los afloramientos que existen en el tramo B-C-D del corte (Fig. 8).

Las columnas de detalle se han hecho en torno a depósitos de flujos sedimentarios gravitacionales por su posible vinculación a inestabilidad por causas tectónicas.

Columna sintética:

- Tramo (1): Es eminentemente margoso, con intercalaciones esporádicas más limosas de carácter carbonatado. Se apoya sobre las calizas del anticlinal de Boltaña. Las facies son muy similares a las que aparecen en la figura 17-D.

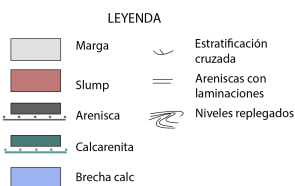
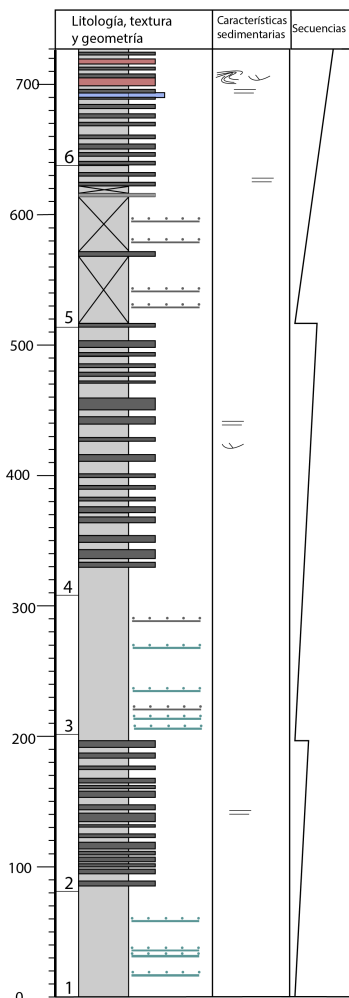


Figura 11 : Columa sintética

pista.

Coordenadas UTM de la base: 30TXK 745266X - 4707347Y

Coordenadas UTM del techo: 30TXK 745280 – 4707382Y

De base ha techo se han diferenciado los **siguientes tramos** :

Tramo 1 : 2,6 m de alternancia de limos y margas grisáceas, con dos intercalaciones arenosas a base.

Los limos y margas son masivas, y se disponen en estratos tabulares cuya potencia oscila entre los 10 y los 25 centímetros, similares a la Figura 17.E, siendo las margas más dominantes hacia el techo del tramo.

Las areniscas de grano medio-fino constituyen estratos tabulares con base irregular de 10 cms de espesor. Aparecen *Skolitos* con relativa frecuencia, y puntualmente *Zoophycus* (Fig. 17.C)

Tramo 2: 1,5 m de lutitas grises con abundantes intercalaciones de margas también grises y un estrato arenoso intercalado a base.

Dominan las margas en proporción sobre las lutitas. La potencia de los estratos oscila entre 10 y 15 centímetros para las lutitas grisáceas, y puede llegar a los 20 cm para los estratos más oscuros. El estrato de arenisca que inicia el tramo tiene un espesor de 10 centímetros, y tiene una textura de grano medio-fino. Los estratos son generalmente tabulares.

- Tramo (2): Areniscas con intercalaciones de margas. Los estratos de arena tienen espesores de hasta 1 metro de espesor, mientras los de margas ocupan intercalaciones decimétricas (10-80 cm). Las facies son similares a las que aparecen en la figura 17-B.
- Tramo (3): Mayoritariamente margoso. Con intercalaciones limosas poco potentes. Los límites de este tramo son difusos, dado que tanto a base como techo, aparecen gradualmente nuevas intercalaciones arenosas de espesores inferiores a 10 cm. En este tramo aparecen discordancias como las que se ilustran en la Figura 17.D, de naturaleza sedimentaria.
- Tramo (4): Alternancia de arenisca y margas de entre 10 y 80 cm. Se reconoce laminación cruzada en las areniscas. A pesar de la competencia de los estratos, la serie aflora muy discontinuamente, especialmente a techo.
- Tramo (5): Conjunto muy cubierto o con depósitos cuaternarios depósitos cuaternarios; coincide con un valle correspondiente a litologías más erosionables.
- Tramo (6): Supone un relieve notable en el terreno. Es aquí donde se levantaron las columnas “Ara2” y “Los Terreros”. El conjunto es una alternancia de areniscas y margas con *slumps* y lo que se ha denominado “megacapa” (Figs. 17.G y 17.H), o megabrecha carbonatada que es la única capa guía, y se reconoce en el sector más occidental de nuestra zona. Estaríamos pues en un tramo de litologías intermedias, entre los tramos más margosos o más arenosos (Fig. 14). Este tramo cubre buena parte de la zona de estudio, aunque normalmente cubierta.

Como se ha comentado anteriormente, en este tramo se realizaron en el terreno dos columnas de detalle, dada su mejor accesibilidad y la existencia de mayor diversidad de facies.

• Columna Los Terreros

Situación : La columna se sitúa en la pista de acceso a las poblaciones de Campol y Yeba, unos 500 metros después de tomar la salida desde la carretera N-260. Más concretamente, se ha levantado en un pequeño talud de unos 20 metros de alto, a la derecha de la

Tramo 3: 40 centímetros de nivel heterolítico fundamentalmente arenoso aunque existen zonas más lutíticas.

La base de este nivel es erosiva, aunque incide pocos centímetros en el tramo inferior (Fig 12C). La

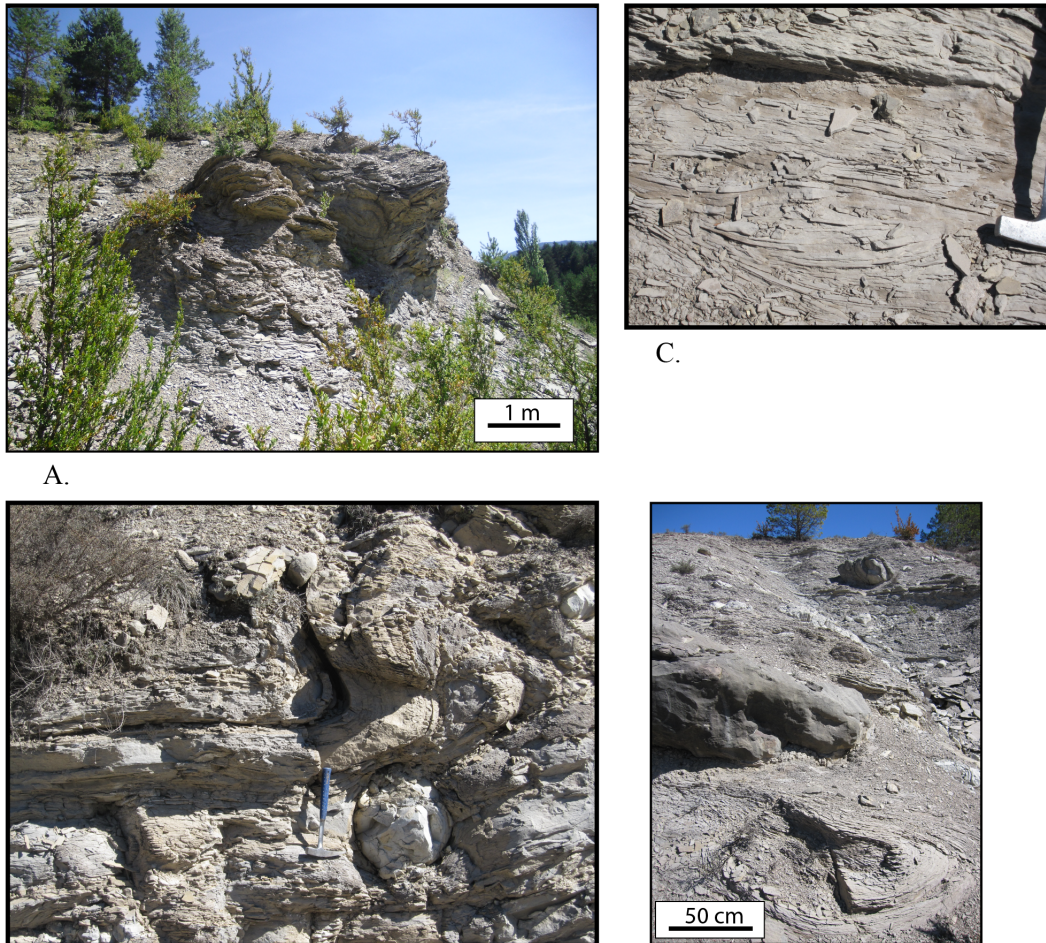


Figura 12: Imágenes del nivel heterolítico de Los Terreros. A. Replegamientos en areniscas, B. Replegamientos y canto calcáreo. C. Estratificación cruzada en areniscas D. Cantos de distintas naturalezas, en primer plano un gran canto grisáceo oscuro.

geometría a techo es regular. Internamente está laminado, si bien las láminas replegadas, correspondiéndose con facies de slump. A techo contiene intraclastos calcáreos, de color blanquecino de tamaño centimétrico. Se encuentran fósiles de alveolinas.

Tramo 4: 2,25 metros de alternancia de margas y lutitas grisáceas con intercalaciones de areniscas gris oscuro.

Las margas y lutitas son masivas y forman estratos tabulares de entre 10 y 30 cm. Las margas desaparecen en la parte superior del tramo. Las intercalaciones arenosas de grano medio a fino son estratocrecientes. La geometría de los estratos es tabular y su potencia de entre 10 y 20 cm.

Tramo 5: 8,1 m de nivel heterolítico. Es predominantemente arenoso de grano fino, y se observa una laminación muy distorsionada y replegada (Fig 12B). Este nivel contiene dos tipos de cantos: unos clastos blanquecinos y otros clastos de color grisáceo (Fig 12D), ambos de naturaleza calcárea. La textura de los clastos blanquecinos es más fina, un mudstone. Los cantos están bastante redondeados especialmente los más claros, y son heterométricos. El nivel tiene una base erosiva y un techo bastante regular. Aparecen fragmentos bioclásticos, mayoritariamente restos esqueléticos de bivalvos y equinodermos.

Tramo 6: 1,8 metros de alternancia de margas grisáceas y areniscas con lutitas grisáceas.

Las margas y lutitas son masivas, constituyendo estratos tabulares de entre 15 y 30 cm. Aparecen ocasionalmente laminaciones paralelas en las areniscas cuya geometría es en todas las capas tabular.

- COLUMNA ARA-GUARGAS

Situación : Esta columna se encuentra en el talud de la carretera N-260, en el punto kilométrico 454 en el talud izquierdo de la carretera en sentido hacia Aínsa. La serie se encuentra en invertida.

Coordenadas UTM de la base: 30TXK – 744800X – 4706881Y

Coordenadas UTM del Techo: 30TXK 744673X - 4706977

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos

Tramo 1 : 2,8 metros. Nivel caótico heterolítico. Se subdivide en dos capas de contenido heterogéneo, con una matriz arenosa de grano fino, laminada, replegada y con cantos calcáreos bastante redondeados, de entre 5 y 20 centímetros de diámetro. Los niveles tienen una geometría tabular, y están separados por 5 cm de arcilla margosa.

Tramos 2. 6,5 metros de alternancia de limos carbonatados y arenisca.

La alternancia es más rítmica en los primeros 4 metros de estrato, y el tramo es granodecreciente. Las areniscas grano medio son tabulares y de hasta 20 cm. Aparece laminaciones cruzadas(Fig. 17.I), Y bioturbaciones.

Tramo 3. 2,2 metros de nivel heterolítico integrado por dos estratos, siendo el inferior es predominantemente arenoso. Incluye cantos calcáreos, de 5 a 10 cm de diámetro. Este estrato tiene una geometría irregular, con una base erosiva sobre la última capa del tramo 2. El nivel de techo es también arenoso de facies caótica, si bien el contenido en cantos calcáreos es menor. Este estrato tiene una geometría más tabular.

Tramo 4: 3 M de brechas calcáreas. Se trata de un nivel granosostenido y de clastos calcáreos especialmente nummulites y alveolinas (Fig. 17.G y 17.H) de hasta 1 cm de diámetro pudiendo describirse igualmente como rudstone. Su geometría es tabular si bien su base y su techo son irregulares. Este tramo constituye un importante resalte (ver Figura 13)

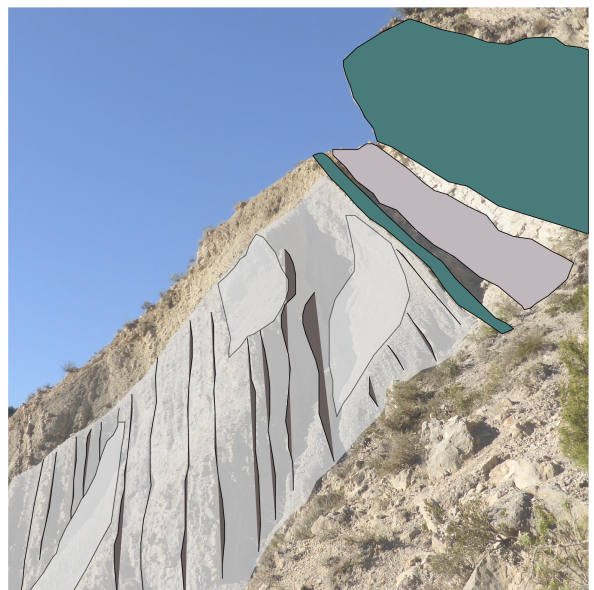


Figura 13: Tramos 3 a 6 de la Columna. Litologías en mismos colores que para las Columnas de Detalle

Tramo 5. 2,2 m de lutitas grises con intercalaciones de areniscas y margas grises. Hay un estrato de espesor métrico en la mitad inferior del tramo cuyas características son similares a las del nivel calcáreo del tramo anterior. Las lutitas son masivas y forman estratos tabulares de 10 a 25 cm de espesor. Las areniscas de grano medio a fino integran estratos también tabulares de entre 10 y 20 cm de potencia. Existe laminación paralela y alveolinas. La geometría del nivel calcáreo es tabular.

Tramo 6: Alternancia de margas con lutitas Carbonatadas, arenisca y margas grises de 3,8 metros (Fig 17.A). Los estratos de arenisca no superan los 20 centímetros, teniendo un espesor medio de 10 cm, de geometrías tabulares. Las margas forman estructuras “lenticulares” en medio de la serie.

Tramo 7: Alternancia de lutitas carbonatadas y margas grisáceas de 4,2 metros. La alternancia es bastante regular, siendo las lutitas de espesores de hasta 25 centímetros. Las geometrías son tabulares y bastante regulares en el afloramiento. Aparecen fragmentos bioclásticos en estas alternancias lutíficas.

Tramo 8: 5 metros de margas grisáceas con intercalaciones arenosas (Fig 17.D). Las margas dominan este tramo, en el que aparecen intercalaciones arenosas estratocrecientes a techo del tramo. Las intercalaciones son de entre 10 y 30 centímetros, y son areniscas de grano fino. Aparecen laminaciones paralelas en algunos de estos estratos.

Tramo 9: 2 metros de alternancia de lutitas carbonatadas y margas grisáceas. Este nivel aparece relativamente deteriorado, por lo que es difícil establecer los límites de las capas. En cualquier caso, los espesores de las lutitas rondan los 20 y 30 centímetros, dominando ligeramente sobre las alternancias margosas. Los estratos parecen irregulares dadas las condiciones del afloramiento, pero a nivel de talud en el que se realiza la columna, no se aprecian señales que indiquen alguna geometría generalmente irregular.

Tramo 10: 5,2 metros de margas con intercalaciones de lutitas carbonatadas. Las margas dominan en este tramo. Los estratos de lutitas afloran pobremente, siendo algo más abundantes a techo. Aparecen fragmentos esqueléticos de bivalvos en estos estratos.

Tramo 11: 2,9 metros de alternancia de margas con areniscas y lutitas carbonatadas. Las areniscas tienen una textura de grano fino, y en algunos de estos estratos aparecen suprayacentes las lutitas carbonatadas. Los espesores de estos estratos nunca superan los 15 centímetros. La alternancia gana en intensidad al techo del tramo. Aparecen icnofósiles (Skolitos) en estas alternancias lutítico-arenosas.

Tramo 12: 2,8 metros de margas con intercalaciones de lutitas carbonatadas. Tramo de características similares al tramo 10.

Tramo 13: Alternancia de arenisca y margas. Los estratos de arenisca se disponen con una geometría canaliforme en la base. La geometría de los estratos a lo largo del tramo, es por lo general tabular. Los estratos de areniscas son estratodecrecientes a techo del tramo (ver figura 14), y muestran granodecrecimiento y laminación paralela.



Figura 14 : Niveles arenosos en depósito canaliforme

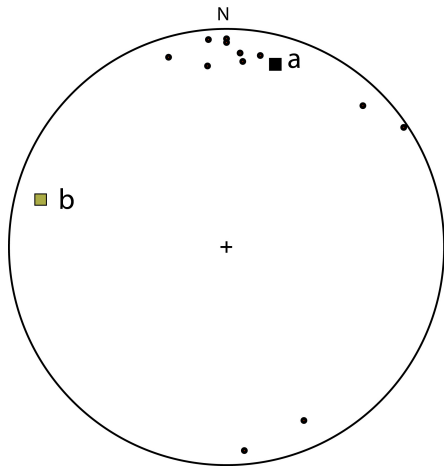


Figura 15: Estereograma representando ejes axiales

En los *slumps* que aparecen en el centro de la zona (Ver mapa en Figura 7) y en la columna de Los Terreros, se midieron ejes axiales de los pliegues reconocidos, para intentar determinar la dirección de avance de este depósito en masa. Los resultados son muy homogéneos e indican un plegamiento de geometría considerablemente cilíndrica, algo diferente de las charnelas curvas que se encuentran en otros tipos de depósitos de movimientos en masa. Esto facilita la interpretación, ya que de esta manera, como se ve en la figura 15, los ejes tienen una disposición media en el punto (a), que rotada de acuerdo con la estratificación mantiene una orientación parecida, lo cual indica una dirección de avance de estos *slumps* (perpendicular a los ejes de estos pliegues y contenida en la estratificación) hacia el W.

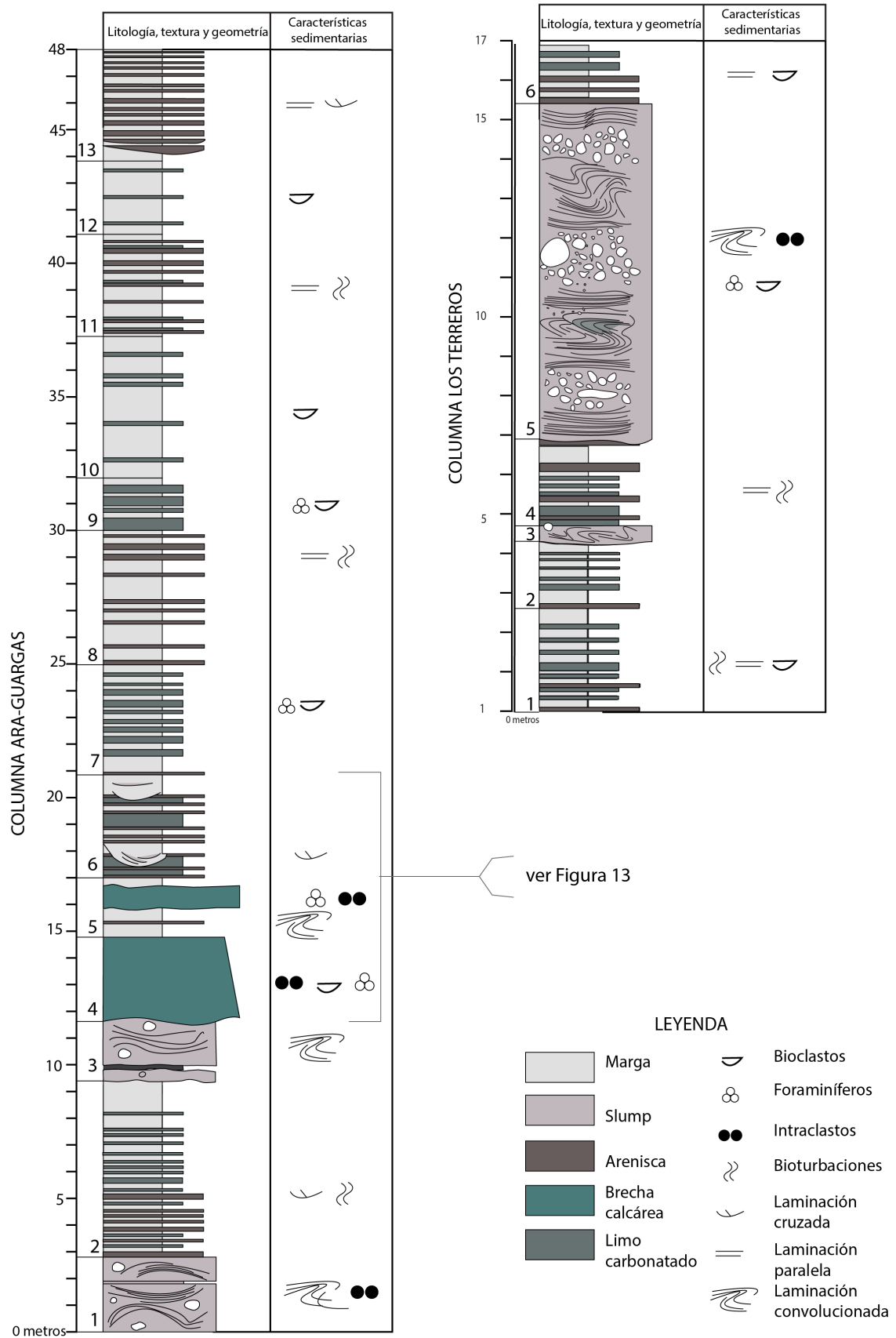


Figura 16 : Columnas de detalle



A.



D.



G.



B.



E.



H.



C.



F.



I.

Figura 17 : Fotos de distintas facies y características sedimentarias de la zona de estudio. A : Alternancia de Arenisca, Limo carbonatado y margas. B : Tramo con dominancia areniscosa. C : Icnofósiles Zoophycus D : Tramo con dominancia margosa E : Estrato de limo carbonatado F : Discordancias sedimentarias en margas G : Alveolinas y otros clastos carbonatados en la megabrecha H : Megabrecha carbonatada en perspectiva I. Laminación cruzada por ripples en estrato de arenisca.

Se realizaron láminas delgadas sobre algunas litologías presentes en la zona. Las tres láminas de la figura 18 corresponden a tres muestras distintas, BS1, MG y A1. No aparece representada la cuarta muestra realizada, dado que no contiene elementos singulares, siendo similar a la lámina BS1.

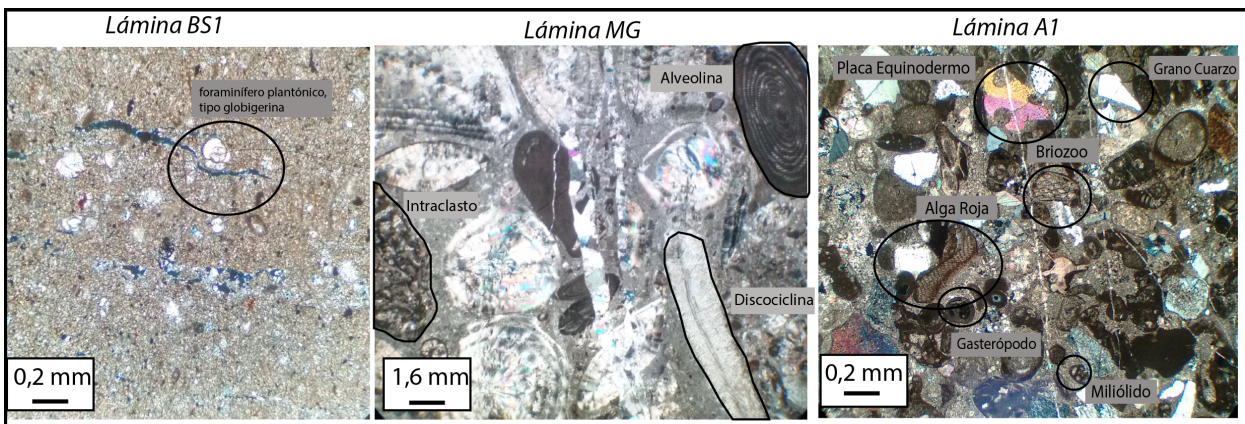


Figura 18 : Tres láminas delgadas y elementos reseñados sobre ellas.

- La muestra **BS1** corresponde con uno de los cantos grisáceos claros que aparecen en los niveles de *slumps* (figura 12). Estos cantos son de naturaleza calcárea, y se ve al microscopio una matriz micrítica parcialmente recristalizada (aparece esparita) con foraminíferos planctónicos, de tipo globigerina, no hay especial abundancia de bioclastos.
- La muestra **MG**: corresponde a la capa calcárea del tramo 4 del perfil Ara-Guargas. A microscopio se aprecian distintas clases de foraminíferos como alveolinas o discociclinas así como intraclastos carbonatados. La matriz es micrítica aunque aparece cemento esparítico en fracturas y huescos.
- La muestra **A1**: se corresponde con un nivel de arenisca del tramo 6 de la columna Ara-Guargas. A microscopio se aprecia una composición muy heterogénea, existiendo granos silíceos angulosos, granos carbonatados (intraclastos y bioclastos diversos). Su microfacies corresponde a una arenita híbrida.

5. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

5.1 Sobre la estructura

A partir de los resultados obtenidos, se puede realizar una aproximación sobre la estructura del flanco occidental del anticlinal de Boltaña, más allá de lo que ya se exponía en la figura 8.

Como ya se ha mencionado, el Anticlinal de Boltaña ha sido interpretado por Mochales (2011), Fernández-Bellón et al. (2012), Mochales et al. (2016), a partir fundamentalmente de datos tomados en el río Ara. Una clave en la geometría de este pliegue de magnitud kilométrica es su vergencia al Oeste, con un flanco oriental de buzamiento (alrededor de 25 °) mucho más suave que el flanco occidental en el que nos encontramos. En el flanco Este, las capas de la cuenca de Aínsa aparecen apoyadas sobre la Caliza de Boltaña. Por lo tanto, la cuestión que a priori se plantea es la profundidad que alcanza la serie turbidítica en este flanco occidental, o dicho de otro modo, la profundidad en el que debe de aparecer la serie calcárea del Paleoceno-Cuisiense en el corte. Hay dos posibles soluciones geométricas: bien que la serie del Grupo Hecho *onlape* de manera muy pronunciada las calizas en este flanco en zonas profundas (Fig. 19.A), o bien que exista una escama, lámina de cabalgamiento que repita la más antigua Cuisiense-Paleoceno y los depósitos del Grupo de Hecho próximos al flanco occidental se dispongan sobre dicho accidente tectónico en profundidad. Cómo ya se ha descrito en el apartado 5 en la zona próxima al

anticlinal aparecen dos pliegues con vergencia W en la serie estudiada, similar a del cabalgamiento (Fernández et al. 2004), los cuales podrían ser explicados como una propagación de la deformación generada por este cabalgamiento hacia los depósitos del Grupo Hecho.

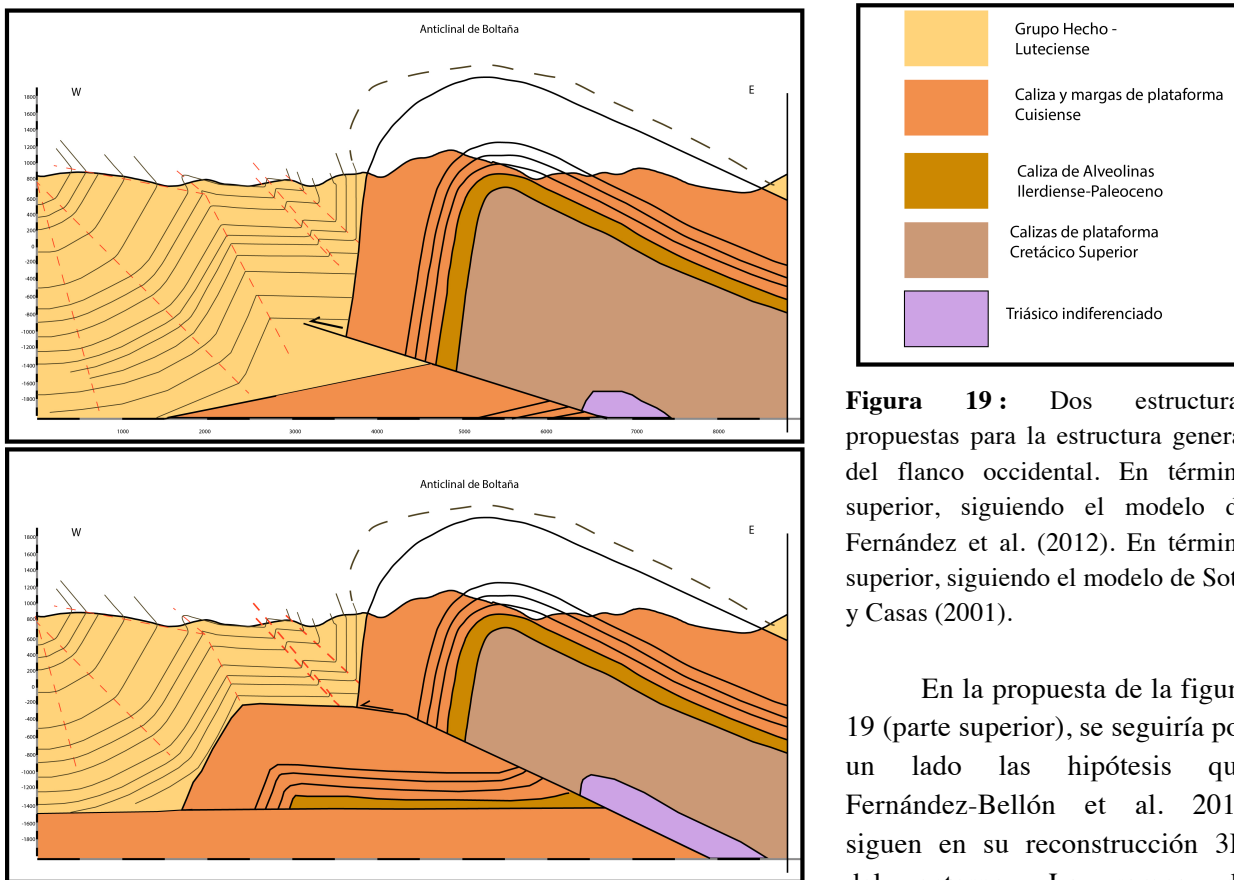


Figura 19: Dos estructuras propuestas para la estructura general del flanco occidental. En término superior, siguiendo el modelo de Fernández et al. (2012). En término superior, siguiendo el modelo de Soto y Casas (2001).

En la propuesta de la figura 19 (parte superior), se seguiría por un lado las hipótesis que Fernández-Bellón et al. 2012 siguen en su reconstrucción 3D del entorno. La rampa de

cabalgamiento no acumula mucho desplazamiento sobre la serie carbonatada basculada hacia el W. En los cortes de Soto y Casas (2001) se sugiere la posibilidad de que exista una lámina que repite la serie Paleoceno-Cuisiense. La interpretación de Fernández-Bellón et al. (2012) se basa entre otros aspectos en sísmica de reflexión, si bien el nivel de detalle para esta zona es bastante escaso debido a los elevados buzamientos cerca de la superficie. En este caso, siguiendo los datos de sísmica que aportan la visión en profundidad, no aparece ninguna estructura de magnitud suficiente, como para aparecer representada. Si bien, los datos de Fernández Bellón et al. (2012), sumados a los recogidos en la zona de estudio, plantean un problema, y es la necesidad de que exista una serie potente que *onlap* de manera bastante inclinada las calizas del anticlinal. La serie superaría los 2000 m en el kilómetro más cercano al anticlinal, y la auténtica geometría de onlap quedaría desdibujada por la deformación asociada al avance de este cabalgamiento, pero incluiría, a falta de datos más precisos, geometrías de onlap con ángulos superiores a los 30°.

En cualquier caso, ante la falta de mayor resolución en los datos de este entorno, se sugiere la posibilidad de resolver esta estructura con un nuevo estudio más detallado en el Anticlinal de Boltaña.

5.2 Sobre el medio sedimentario

Respecto a las características estratigráficas de la serie estudiadas las facies dominantes, incluyendo litología –(y proporciones entre litologías), geometría y potencia de los cuerpos, tamaño de grano, textura y estructuras sedimentarias nos lleva a considerar que los depósitos analizados se corresponden con una zona de canales distributarios, aguas abajo del talud, pero en la que dominan los depósitos de desbordamiento.

Más allá de la secuencia de Bouma, los abanicos submarinos tienen un conjunto de sectores bien definidos aunque sus características dependen del tipo de abanico. Son comúnmente divididos en tres: abanico superior o interno, abanico medio, y abanico inferior o externo. El superior está dominado por sistemas de canales y levées, el abanico medio por lóbulos deposicionales y el abanico inferior por depósitos laminados de desbordamientos aguas abajo

Los depósitos de canal están integrados por depósitos de flujos de masa cohesivos, y areniscas de grano grueso a veces conglomeráticas. Normalmente las capas de arenisca son granodecrecientes (términos de Bouma a y b) y estratodecrecientes. Pasan lateralmente a depósitos turbidíticos de espesor variables en los leveés y lóbulos de desbordamiento. El pie de talud y el fondo de estos canales presentan muy habitualmente *slumps* y *debritas*

Depósitos de levée, lóbulos y canales distributarios. Se trata de depósitos de grano fino a bajas velocidades más allá de los canales confinados lateralmente y en las áreas intercanal. Estas capas suelen ser arenas de grano fino y lutitas que alternan con turbiditas fangosas, ambas poco potentes. Las primeras se forman normalmente a partir de suspensión pero tienen suficiente energía en ocasiones para mostrar los términos superiores de Bouma (especialmente, c, d y e). Las direcciones de flujo divergen respecto a la del canal principal. También existen en relación con ellos depósitos de arena restringidos a canales menores, tributarios del canal principal con mayor tamaño de grano.

Transición canales-lóbulos que coincide con zona de desconfinamiento del flujo canalizado en la zona del lóbulo deposicional localizada más aguas arriba. Aparecen gruesos bancos de arena, canales entrelazados y marcas de corriente. Conforme se avanza al abanico externo, los fangos se alternan con estos cuerpos arenosos.

Y finalmente el abanico inferior y llanura de fondo de cuenca dominada por sedimentos fangosos y alguna capa puntual de arena fina.

Las tendencias actuales proponen distintos esquemas de abanicos submarinos que se basan en la litología dominante: dominados por arenas, mixtos, y dominados por fango (Fig.20), cuyas características y dimensiones son distintas. Existe un tipo menos frecuente no representado que es el dominador por gravas.

El sistema mixto presenta entre un 30 y un 70% de arena y dimensiones de decenas a centenas de kilómetros; incluyen sistemas de canales-levée bien desarrollados y lóbulos deposicionales. Los depósitos en los canales en las áreas de abanico interno y medio incluyen areniscas que forman unidades lenticulares flanqueadas por depósitos de levée de turbiditas de grano fino, de espesores más reducidos, y fango. Los lóbulos incluyen turbiditas que ganan en términos fangosos hacia el abanico inferior y forman lentejones.

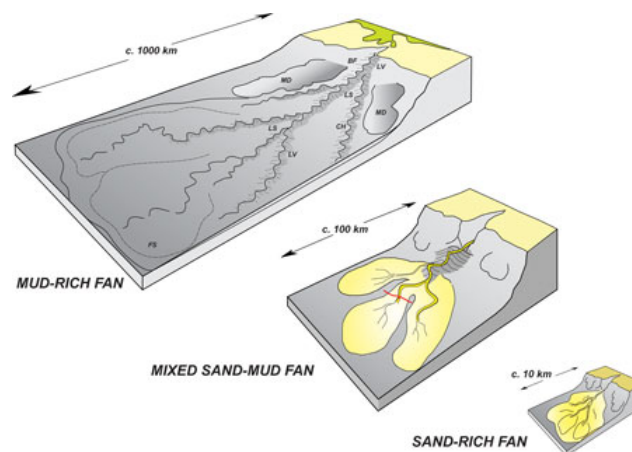


Figura 14 : Tipos de abanicos submarinos según litología, tomado de Nichols (2009)

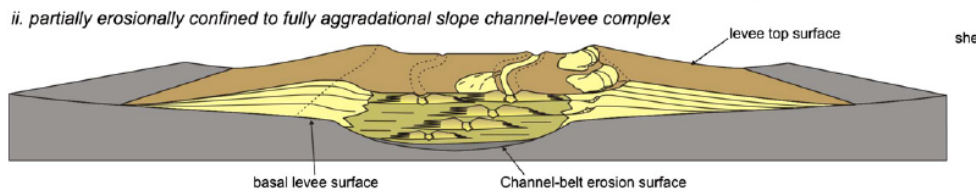


Figura 21 : Corte de un abanico submarino mixto, tomado de Nichols, 2009

A partir de todo ello consideramos que los depósitos analizados en detalle en este trabajo forman parte de (Fig. de abanico mixto) un abanico de tipo mixto y que se depositaron en la zona interna en relación con depósitos de levée y canales distributarios.

La zona se encontraría no muy lejos del talud pues se reconocen depósitos de slump y debritas que incluyen cantos de textura mudstone. Esta interpretación se basa en:

- En general, se trata de depósitos en los que existe una alternancia entre tramos de arenisca y lutitas y dominados por sedimento fino. Dominan las capas tabulares.
- En algunos tramos dominados por finos se reconocen pequeñas discordancias (Fig 17F) que no se corresponden con depósitos canaliformes
- Las litologías responden a la existencia de corrientes de carácter turbidítico.
- Las margas responderían a un depósito de tipo hemipelágico.

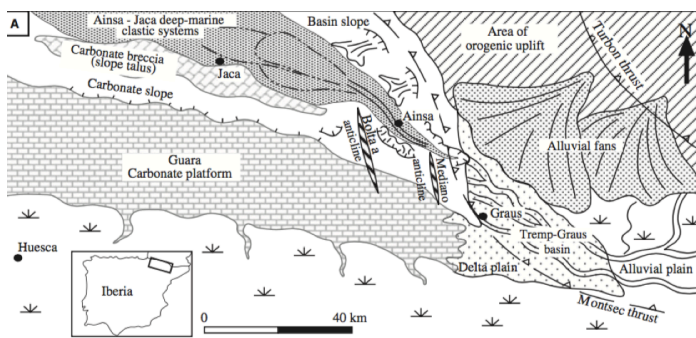


Figura 22 : Reconstrucción paleogeográfica tomada de Das Gupta y Pickering (2008)

Los niveles heterolíticos de matriz arenosa, denominados como *slumps* o debritas partirían del talud. Tanto los ejes axiales de sus replegamientos como su contenido indican al menos su procedencia de un punto de dentro de la cuenca. Sería bastante probable admitir que el área de procedencia sería el flanco del anticlinal de Boltaña en crecimiento

Uno de estos niveles de debritas incluía dos tipos de clastos (Fig 12D): unos grisáceos, ya observados al microscopio (lámina BS1, Fig. 18) de composición calcárea intracuenca, y otros de color más oscuro, también calcáreos pero de textura más gruesa en visu. En un medio de levée y

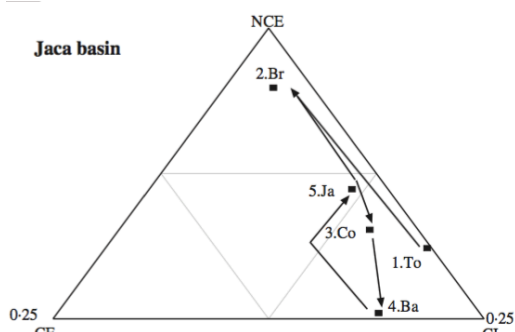


Figura 23: Esquema de petrofacies por TS de la Cuenca de Jaca. Das Gupta y Pickering (2008)

Los cuerpos arenosos tabulares entre margas con secuencia de Bouma pueden ser interpretados en relación con un proceso de flujo, relacionado con episodios de desbordamiento de un canal. En cambio algunos depósitos arenosos observados en la Columna Ara-Guargas y en otros entornos

(Fig14) tendrían que ver con canales tributarios, afluentes del canal de

alimentación principal, probablemente situado más al norte de nuestra zona (Fig. 22)

de los levées surjan pequeños *slumps* hacia las zonas intercanal, con intraclastos de composición hemipelágica. Pero este *slump* que aparece en la Columna de los Terreros, posicionada más próxima al anticlinal tiene una magnitud y características propias de un flujo de masa mucho más importante y energético.

La procedencia de estos cantos, así como de las areniscas pueden ser comparada con el análisis de Das Gupta y Pickering (2008) sobre

petrofacies en la cuenca de Jaca. Diferencian distintas facies a partir de la abundancia de granos de carbonato intracuencales, extracuencales y no carbonatados y observan diferencias entre distintos sistemas turbidíticos (Fig. 22). A falta de estudios más abundantes en nuestra zona, los carbonatos forman parte importante de algunas muestras.

- Por lo tanto, partiendo de la posición estratigráfica en la Cuenca de Jaca que se había planteado en el punto 2, proponíamos situarnos en la transición entre el TS de Broto y el de Cotefablo gracias a una cartografía de Remacha y Fernández (2003). Nuestro análisis de las petrofacies es parcial dentro de los depósitos estudiados (4 muestras) y su utilización para situarse no es precisa. En cualquier caso, a techo de nuestra columna sintética parece claro que el contenido de carbonato intracuenca es importante, lo cual al menos este último tramo de ser perteneciente TS de Broto.

- Una cuestión que parece plantear la cartografía de Remacha y Fernández (2003) es la posible transición al TS de Cotefablo desde el TS de Broto, probablemente aflorante en una posición inferior a este tramo. Lo que en principio incluye a nuestra parte inferior de la columna sintética. Por lo tanto, podríamos estar situados estratigráficamente en la transición entre dos secuencias estratigráficas mayores dentro del Grupo Hecho.

5.3 Relaciones entre la actividad tectónica y el medio sedimentario.

Finalmente, podemos hacer una reseña a las características de esta zona, en las que el contexto tectónico ha condicionado el dispositivo sedimentario.

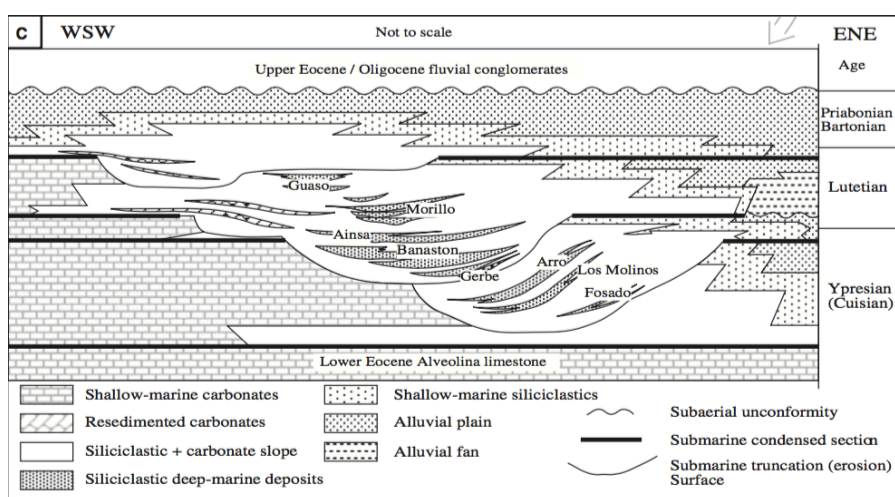


Figura 24 : Posición estratigráfica de los Sistemas turbidíticos de la Cuenca de Ainsa. Tomado de Das Gupta y Pickering (2008)

Situarse, cómo se ha introducido anteriormente, en el límite entre los TS de Cotefablo y Broto laterales a los términos Arro y Gerbe de la Cuenca de Aínsa, es también situarse en la transición entre el Ypresiense y el Luteciense. Das Gupta y Pickering (2008) proponen que el primer aporte de granos carbonatados al sistema de Arro quedaría ligado al primer levantamiento orogénico significativo, y a la erosión de los carbonatos del Eoceno Inferior. La relativa escasez en carbonatos en el sistema de Gerbe se explica a partir de que el sistema de aporte de sedimento adquiere un perfil de equilibrio, momento en el que se produce una recarga siliciclástica en ambientes de plataforma y costeros.

Se produciría también una resedimentación intracuenca, de materiales de la plataforma marginal (prácticamente coetáneos) o de carbonatos más antiguos asociados a los relieves marinos como los anticlinales de Mediano, y especialmente Boltaña (Pickering y Corregidor, 2005). El crecimiento y la erosión asociada a estos anticlinales podría ser una posible de fuente de sedimento.

La evidencia principal de un evento tectonosedimentario en esta transición, es la capa que contiene la megabrecha carbonatada y el nivel de *slump*. Un *slump* queda definido dentro del concepto « complejo de transporte en masa », descrito por Pickering y Corregidor (2005). En este caso, los *slumps* que aparecen en la zona encajarían en uno de los clases de “complejos” definidos por estos autores: el tipo III, al coincidir con las características descritas para estos depósitos (su magnitud, litología, contenido...). Pickering y Corregidor (2005) las relacionan con superficies erosionales en los lóbulos arenosos del abanico submarino, si bien no son exclusivamente asociados a bases de canales submarinos arenosos, pudiendo corresponderse con otros eventos de erosión menos confinados pero igualmente significativos. Estos *slumps* son interpretados como resultado de flujos multifase, bastante rápidos y de corto desarrollo (suelen tener una continuidad lateral limitada, y clastos de fango intracuenca). Como tal, dicen Pickering y Corregidor que son candidatos a representar límites de secuencias de alto orden en el dispositivo sedimentario.

Estas secuencias de alto orden muestran una división en cuatro tramos, la cual se interpreta como un set de procesos genéticamente ligados representando la respuesta sedimentaria secuencial a fases de erosión relacionadas con el levantamiento y el proceso de convergencia en los Pirineos Centrales (Pickering y Corregidor, 2005). Es decir, son interpretados como la respuesta a los procesos tectónicos (en este caso, la formación y avance de cabalgamientos principalmente) en un evento orogénico. La migración episódica de los abanicos hacia el antepaís se interpreta sujeta al control tectónico. A escalas mas pequeñas, las condiciones locales del talud puede condicionar la presencia de canales y cañones, si bien el abanico general está conducido tectónicamente por la propagación de cabalgamientos.

La parte superior de talud y cualquier borde de plataforma (incluyendo la de Boltaña) colapsarían en un pulso tectónico redepositando arenas y clastos en aguas profundas, generando transportes en masa. Teixell y Muñoz (1996) propusieron un modelo para las grandes megabrechas desprendidas en el Grupo Hecho que implica una dinámica de la plataforma entera. En este caso, los eventos estarían relacionados a la dinámica local de estos relieves submarinos, como el anticlinal de Boltaña.

6. CONCLUSIONES

- The turbidites outcropping on the western limb of Boltaña Anticline, segment of Hecho Group, are part of a internal submarine fan deposit. These facies shown before are mostly situated on sedimentary environments as levée, outbank sandbodies, tributary channels... and interfan hemipelagic deposits.
- Structurally, the western limb of Boltaña Anticline it is compose of the carbonate Paleocene-Cuisian set. This limb is located subvertical, and the Hecho Group is disposed above, as an onlap or as an unconformity.
- A problem is posed : there is not deep solution for this limb. The most recent literature on this zone opens two hypoteses to resolute this structural unknow. On this paper, we do not dispose the resources to solve this, so, it is proposed to study this structure in a high resolution way.
- These turbidites shown carbonate megabreccias, slumps, debrites which are the expression of punctual events of MTCs (Mass Transport Complex). This MTCs would be associated to the transition between two Turbidite Systems. It is accepted that the slumps are on the surroundings of this bound.
- Finally, the Ypresian-Lutetian transition could be related with the emplacement of a new thrust sheet on the Pyrenean Orogen. Thus, this advance would be registered on the sediments of Jaca Basin and its submarine fan.

BIBLIOGRAFÍA

- Barnolas, A. y Gil-Peña, I. (2001): Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 17-38.
- Barnolas, A. y Teixell, A. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22: 1107-1110.
- Barnolas, A., Samsó, J. M., Teixell, A., Tosquella, J., Zamorano, M. (1991). Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. En *I Congreso del Grupo Español del Terciario. Libro-Guía de la excursión*. Eumo Gráfico, Vic, nº 1, 123 p.
- Bevis, K.A. (en línea): The Geology of Sedimentary Rocks, 2013 (fecha de consulta: 15/9/2016). Disponible en: <http://intheplaygroundofgiants.com/geology-of-the-grand-canyon-region/the-geology-of-sedimentary-rocks/>
- Bouma, A.H., Normark, W.R. and Barnes, N.E. (1985): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, N.Y., 351p.
- Cámara, P, y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geológicos*, 41: 391-404.
- Choukroune, P., Le Pichon, X. y Séguret, M. (1972): Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 18: 109-118.
- Das Gupta, K. y Pickering, K.T. (2008) : Petrography and temporal changes in petrofacies of deep-marine Ainsa-Jaca basin sandstone systems, Early and Middle Eocene, Spanish Pyrenees. *Sedimentology*, 55: 1083-1114.
- Fernández-Bellón, O. (2004): *Reconstruction of geological structures in 3D. An Example from the Southern Pyrenees*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 321 p.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbues, P., Falivene, O. y Marzo, M. (2004): Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *AAPG Bull.*, 88: 1049-1068.
- Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbuñes, P., y Falivene, O. (2012) : 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds : the Ainsa basin (Spanish Pyrenees). *Journal of the Geological Society, London*, 169: 545-559
- Holl, J. E., y Anastasio, D. J. (1995): Kinematics around a large-scale oblique ramp, southern Pyrenees, Spain. *Tectonics*, 14 (6): 1368-1379.
- Rodríguez Fernández, L.R., López Olmedo, F., Oliveira, J.T., Medialdea, T. Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio, F., Marín, C., Montes, M. y Nozal, F. (2015) : *Mapa Geológico de España y Portugal 1 :1.000.000*. IGME, Madrid.
- Kuenen, P.H., y Migliorini, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geol.*, 58: 91-127.

- Labaume, P., Séguret, M., and Seyve, C. (1985): Evolution of a turbidite foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4: 661-685.
- Labaume, P., Mutti, E., y Seguret, M. (1987): Megaturbidites: a depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean foreland basin, Spain. *Geo-Marine Letters*, 7: 91-101.
- Millán, H. (1996) *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 396 p.
- Millán, H., Pueyo, E., Aurell, M., Luzón, A., Oliva, B., Martínez-Peña, B., Pocoví, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev.Soc. Geol. España*, 13: 279-300.
- Mochales, T. (2011) *Chronostratigraphy, vertical axis rotations and AMS in the Boltaña anticline (Southern Pyrenees): kinematic implications*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 222 p.
- Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Casas, A.M., Samsó, J.M., Ramajó, J. y Sanjuán, J. (2012): Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (southern Pyrenees). *Geological Society of America Bulletin*, 124: 1229-1250
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L. y Barnolas, A. (2012): Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, Southern Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 35: 2-16.
- Mochales, T.M., Pueyo, E.L., Casas, A.M. y Barnolas, A. (2016): Restoring paleomagnetic data in complex superposed folding settings: The Boltaña anticline (Southern Pyrenees), 671: 281-298
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarés-Turell, J. y Poblet, J. (2013): The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics*, 32: 1142-1175.
- Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. En, *Provenance of Arenites* (Ed. Zuffa, G.G). Reidel, Dordrecht, 65-93.
- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R. y Zamorano, M (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees. En *Int. Assoc. Sedimentol. 6th European Regional Meeting, Lleida, Field-trip 12*: 521-576.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons, London, 355 p.
- Payros, A., Pujalte, V. y Orue-Etxebarria, X. (1999): The South Pyrenean Eocen carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence form the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology*, 125: 165-194.
- Pickering, K.T. y Corregidor, J. (2005): Mass-transport complexes (MTCs) and tectonic control on basin-floor submarine fans, Middle Eocene, South Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 761-783.

- Plaziat, J.C. (1981): Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36: 263-320.
- Pueyo, E.L. (2000): Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de pliegues y cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (ejemplos del Pirineo Aragonés). Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 296 p.
- Pueyo, E.L., Millán, H. y Pocoví, A. (2002): Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology* 146: 191-208
- Puigdefàbregas, C., (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Pirineos 104, 188 p.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129:173-203.
- Remacha, E. y Fernández, L.P. (2003): High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 20: 711-726
- Ríos-Aragués, L.M., Lanaja, J.M. y Ríos-Mitchell, J.M., (1982): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, Hoja nº 31-9 Bielsa. Mapa y Memoria Explicativa*. IGME, Madrid, 48 p.
- Einsele, G., (2000): *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin, 792 p.
- Séguret, M. (1972): *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées – Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Publications USTELA, Montpellier, Série Géologie Structurale, 155 p.
- Soto, R. y Casas, A.M. (2001) : Geometría y cinemática de las estructuras Norte-Sur de la Cuenca de Aínsa. *Rev. Soc. Geol. España*, 14, 199-211
- Soto, R., Casas, A.M. y Pueyo, E.L. (2006): Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 111, B10402-B10423
- Teixell, A. (1996): The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of Geological Society of London*, 153: 301-310
- Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material Budget in the west-central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 295-406.
- Teixell, A. y Muñoz, J.A. (2000) : Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario : una síntesis basada en la transversal del río Noguera-Ribagorçaza. *Rev. Soc. Geol. España*, 13: 251-264.
- Turner, F.J. y Weiss, L.E. (1963) : *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill, New York, 545 p.
- Walker, R.G. (1976): Facies models 2. Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada*, 3: 25-36.