



UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Facultad de Geología

Tesis de máster

**FACIES, ARQUITECTURA Y EVOLUCIÓN DE LA SUCESIÓN
DELTAICA Y ALUVIAL COMPRENDIDA ENTRE LAS
ARENISCAS DE GENERALAS Y LA PRIMERA PUDINGA
(ASTURIENSE, CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL, NO DE
ESPAÑA)**



Jorge Albareda Escolar

Julio 2013

El Dr. Luis Pedro Fernández González, profesor titular del Área de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, certifica que ha dirigido y revisado la memoria titulada: “Facies, arquitectura y evolución de la sucesión deltaica y aluvial comprendida entre las Areniscas de Generalas y la Primera Pudinga (Asturiense, Cuenca Carbonífera Central, NO de España)” correspondiente al Trabajo Fin de Máster realizada por Don Jorge Albareda Escolar dentro del Máster de Recursos Geológicos y Geotecnia de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, y autoriza su presentación y defensa a los efectos oportunos.

A handwritten signature in blue ink, consisting of several overlapping, sweeping strokes that form a stylized, somewhat abstract shape.

Fdo. Luis Pedro Fernández
Oviedo, 15 de julio de 2013

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que han hecho posible que este Trabajo de Fin de Máster se lleve a cabo.

Principalmente al director de este trabajo, Luis Pedro Fernández, el cual ha estado pendiente del trabajo que he realizado día a día y me ha ayudado constantemente en las dificultades con las que me iba encontrando. Especialmente durante las últimas semanas, en las cuales el trabajo ha sido más duro e intenso. Sin duda, ha demostrado ser una persona muy comprensiva y amable.

Agradecer a los profesores del Master, la oportunidad que me han brindado de conocer conceptos sobre la geología que ignoraba y de reafirmar los que ya sabía.

Por último pero no menos importante, dar las gracias a mis compañeros de clase. Tras conocerlos en estos dos años, se han convertido en amigos que merece la pena mantener para toda la vida.

Índice

Resumen	1
Abstract.....	2
Introducción.....	4
Metodología.....	5
La sucesión estudiada	7
Situación geográfica del área de estudio.....	7
Contexto Geológico	8
La sucesión de la Cuenca Carbonífera Central	9
Paquete de Generalas	12
Estratigrafía del intervalo estudiado	12
Descripción de Facies	16
Asociaciones de facies.....	29
Modelo sedimentario	37
Estratigrafía secuencial.....	40
Discusión	44
Conclusiones.....	44
Bibliografía.....	46

Apéndices:

Leyenda de las columnas

Columna estratigráfica de la sección de Los Nadales

Columna estratigráfica de la sección de Murias de Aller

Columna estratigráfica de la sección de La Nueva

Resumen

Este trabajo Trabajo Fin de Máster tiene por objeto el estudio de las facies, arquitectura y evolución de los depósitos deltaicos y aluviales situados entre el techo de las areniscas de Generalas y el techo de la Primera Pudinga, dos de los litosomas relacionados con el complejo fan deltaico de Mieres, pertenecientes al Paquete Generalas (Cuenca Carbonífera Central, Westfaliense D-Asturiense) en la cuenca de antepaís varisca de la Zona Cantábrica (Macizo Ibérico, NO de España; Marcos y Pulgar, 1982; Colmenero et al., 1993, 2002).

Para realizar el estudio se han descrito y correlacionado tres secciones estratigráficas dispuestas en sentido proximal-distal, con el fin de mostrar e interpretar la continuidad, relaciones verticales y laterales y evolución de los cuerpos litológicos de la porción de serie estudiada.

Estratigráficamente se pueden distinguir cuatro intervalos. El inferior (I) consta de lutitas, limolitas y areniscas con alguna capa de carbón y esta limitado a su techo por una delgada intercalación calcárea; el segundo intervalo (II) es predominantemente lutítico y comienza por el nivel calcáreo descrito. El tercer intervalo (III) consta de cuerpos areniscosos tabulares separados por intervalos de alternancias y va siendo de grano más fino hacia el E. Finalmente, el cuarto intervalo (IV), de base erosiva, consta de conglomerados (1ª Pudinga) que distalmente pasan a areniscas, salvo en el afloramiento más oriental, donde, excepcionalmente, aparecen calizas y lutitas. Este cuarto intervalo culmina con alternancias de lutitas y areniscas con capas de carbón.

El análisis de facies de la sucesión ha llevado a separar 11 facies en base a su litología, estructuras sedimentarias, geometría de las capas y contenido fósil. Estas facies han sido interpretadas como depósitos que abarcan desde calizas marinas hasta conglomerados, areniscas y lutitas aluviales pasando por lutitas y areniscas costeras, conteniendo las dos últimos depósitos de carbón. Las asociaciones de facies presentes han permitido interpretar que la sucesión se organiza en un conjunto de sistemas deltaicos de dominio fluvial, en los cuales se detectan signos de una influencia de las avenidas aluviales en su

construcción. Estos aparatos deltaicos se apilan verticalmente y están separados por depósitos transgresivos que llegan a constituir delgados episodios de plataforma carbonatada, que culminan en un conjunto aluvial (intervalo IV) dispuesto sobre una disconformidad.

Estos depósitos pertenecen a dos secuencias deposicionales, posiblemente de 4º orden y origen glacioeustático, estando el límite entre ambas constituido por la disconformidad basal de los depósitos aluviales. La porción estudiada de la secuencia inferior, cuya base se localiza en la de las areniscas de Generalas, abarca desde los depósitos transgresivos hasta los de mar alto. Su parte baja, constituida por depósitos de mar bajo a transgresivos tempranos, se dispone por debajo del intervalo estudiado. La secuencia superior está representada en el intervalo estudiado por el cortejo de mar bajo e inicio del transgresivo y se continua a techo de aquel. Estas dos secuencias serían análogas a otras que se pueden definir en base a otros litosomas del complejo fan deltaico de Mieres (2ª Pudinga y areniscas de La Voz).

Abstract

The present Master Thesis is aimed at studying the facies, architecture and evolution of the alluvial and deltaic deposits found between two lithosomes of the Mieres fan-delta complex, the Generalas sandstone and the 1ª Pudinga conglomerate (Generalas package, Central Asturian Coalfield, Westphalian D -Asturian). This succession forms part of the foreland-basin fill of the Cantabrian Zone (Iberian Massif, NW Spain, Marcos & Pulgar, 1982; Colmenero et al., 1993, 2002).

This study is based on the description and correlation of three sections, arranged along the depositional dip, to show the continuity, spatial relationships and evolution of the sedimentary bodies that constitute the studied interval.

Four informal stratigraphic units can be described in the succession. The basal one (interval I) consists of sandstone mudstone alternations with some coal seams. Interval II starts with a thin and widespread limestone unit that evolves updip into fossiliferous

mudstones. The remainder of the interval II is made of a predominantly mudstone package. Interval III consists of tabular sandstone bodies bound by packages of alternations alternating mudstones, siltstones and sandstone. Downdip, eastwards, this interval gets finer-grained. Finally, interval IV is an unconformable package of conglomerates (1^a Pudinga), which evolve downdip into sandstones and are capped by sandstones, alternations and coal seams. Remarkably, in the distalmost section, limestones and fossiliferous mudstones make most of this interval.

Facies analysis has allowed for defining 11 facies, each characterized by its lithology, sedimentary structures, bedding geometry and fossil content. These facies range from marine limestones to coastal sandstones and mudstones and to alluvial conglomerates, sandstones and mudstones. Both the coastal and alluvial deposits contain coal seams. On the basis of the facies associations, the studied succession has been interpreted to represent a stacking of fluvial-dominated, flood-related, deltaic systems. The stacked deltaic cycles are bound by transgressive deposits, which may evolve into transient carbonate platform stages. Finally, these deltaic cycles are capped by an unconformable alluvial episode (interval IV).

The studied interval belongs to two depositional sequences, which are intended as 4th order sequences, of glaciostatic origin, bound by the basal unconformity of the alluvial deposits of interval IV. The lower sequence starts at the base of the Generalas sandstone, below the studied interval, and the portion here dealt with records the transgressive and highstand systems tracts, whereas the lowstand and early transgressive deposits of this sequence are found below. The upper sequence is represented by lowstand and early transgressive deposits, whereas its younger strata (transgressive and highstand systems tracts) are found above. These two sequences would be comparable to those other sequences, whose base would be marked by other laterally extensive bodies of the Mieres fan-delta conglomerate (2^a Pudinga conglomerate and La Voz sandstone

Introducción

El objeto de este trabajo de Fin de Máster es el estudio estratigráfico y sedimentológico de la sucesión deltaica y aluvial comprendida entre el techo de las areniscas de Generalas y el techo de la 1ª Pudinga (Pudinga de Generalas) con el fin de determinar sus facies, arquitectura y evolución. Este intervalo forma el tercio superior del Paquete Generalas (Grupo Sama), que pertenece a la sucesión de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NO de España). Esta sucesión, de edad Westfaliense D, forma parte de la sucesión sinorogénica carbonífera de la Zona Cantábrica.

Este intervalo ha sido estudiado por varios autores: Fernández (1984) y Salvador González (1993) en el área de Rioturbio y Langreo y Casillas Castañón (1984) y Colmenero Navarro y Barba Regidor (1985) en el área del concejo de Aller-río Negro, además de las numerosas investigaciones enfocadas a la minería del carbón y llevadas a cabo por el IGME y por empresas contratadas en los diferentes proyectos. Entre esas últimas destacamos el informe presentado por ENADIMSA (1980) que proporcionó datos sobre la sucesión en el área de Murias de Aller. En estos trabajos, la sucesión se describe como de carácter fluvio-deltaico, estructurada en un conjunto de ciclos progradantes hacia el E a SE, con ocasionales episodios de plataforma carbonatada que no han sido estudiados con detalle en el presente trabajo. A lo largo del área de estudio la evolución de los ciclos deltaicos puede ser trazada en dirección proximal-distal (O-E).

Los sistemas deltaicos y sus procesos forman unas de las áreas de estudio de gran interés en la exploración y explotación de yacimientos de hidrocarburos en aguas someras (Coleman y Prior, 1980). La determinación de la geometría, conectividad, propiedades petrofísicas de los cuerpos arenosos como rocas almacén, depende en gran medida de la comprensión de los procesos que gobiernan la sedimentación en estas áreas.

Metodología

La metodología utilizada en este trabajo es la habitual que se utiliza en investigaciones estratigráficas y sedimentológicas. En ella se puede separar en 5 etapas:

1.-Recopilación de la bibliografía existente sobre la zona de estudio y sobre sistemas similares en otras áreas.

2.- Trabajo de campo. Incluye el reconocimiento de la zona de estudio y la selección de los afloramientos más significativos. Se han escogido tres secciones sitas en las localidades de Torneros (sección de Los Nadales; Rioturbio, valle del Caudal), La Nueva (sección de La Nueva; Langreo) y Murias de Aller (sección de Murias de Aller; valle del río Negro). Estas localidades se disponen aproximadamente en una dirección proximal-distal desde la sección de Los Nadales hasta la de Murias del Aller.

La descripción de las secciones estratigráficas ha prestado especial atención al estudio detallado de las capas y conjuntos de capas en función de sus características principales (litología, textura, estructuras sedimentarias, geometría, fauna). A partir de estos datos se han separado un conjunto de facies, cuya caracterización se ha comenzado ya en el momento de la descripción de las secciones. La descripción de las facies se ha completado mediante el estudio de muestras de mano recogidas de modo selectivo.

3.- Trabajo de gabinete. Engloba 3 labores diferentes. La primera consistió en la representación gráfica de los datos recogidos en columnas estratigráficas. La segunda conllevó la correlación de las columnas descritas en las secciones estudiadas más una columna adicional, tomada del informe de ENADIMSA (1980) y realizada en el área de Murias de Aller. Para establecer la correlación se utilizaron niveles guía (capas de carbón, niveles transgresivos con fauna,..) y los modos de apilamiento vertical de los depósitos. A escala regional los niveles-guía principales son la caliza de la Torala y otros niveles calcáreos de importancia menor, el conjunto de las areniscas de Generalas, los conglomerados de la 1ª Pudinga y los intervalos conteniendo capas de carbón. La tercera consistió en la separación y descripción de facies y asociaciones de facies. Esta tarea ha comenzado ya durante el trabajo de campo y en esta etapa se produce su

refinado y ajuste final. La identificación e individualización de las facies se basa en criterios litológicos, texturales, de estructuras sedimentarias y estilo de estratificación.

4.- Integración e interpretación de los datos. En esta etapa se han combinado los resultados y datos de la etapa anterior para tratar de reconstruir las asociaciones de facies, y sus relaciones espaciales para determinar los procesos involucrados en la génesis de las rocas estudiadas y sus relaciones mutuas.

5.- Finalmente la última etapa se ha traducido en la redacción y edición de la presente memoria con sus correspondientes conclusiones.

La sucesión estudiada

Situación geográfica del área de estudio

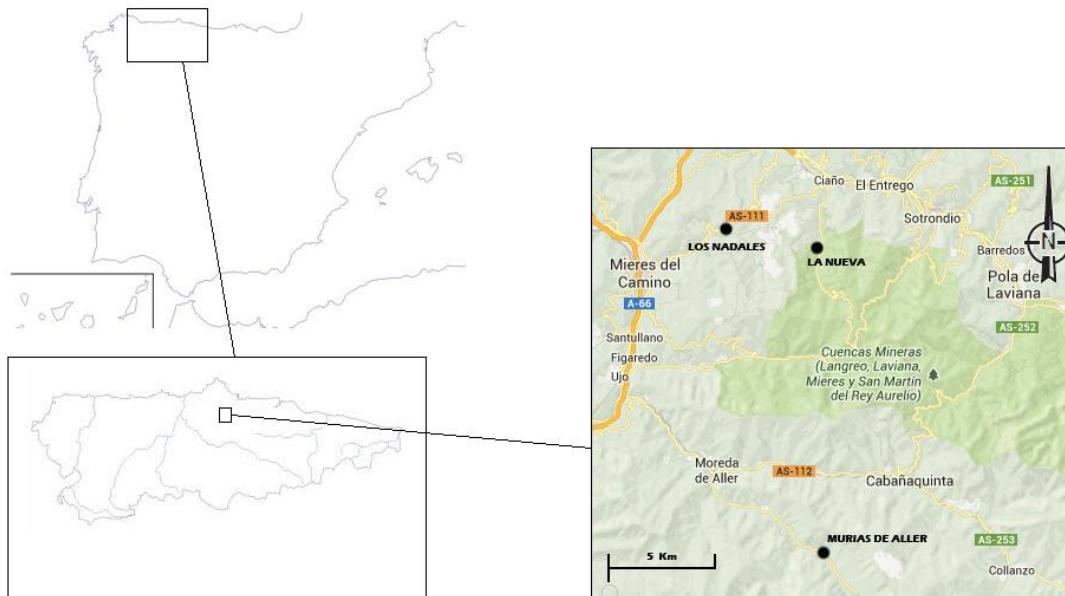


Fig.1: Situación geográfica de las secciones estudiadas. Mapa tomado de Googlemap (<https://maps.google.es/maps?hl=es&tab=wl>)

La zona de estudio se encuentra situada al SE de Oviedo, entre los valles del río Caudal, el río Nalón y el río Negro, afluente del río Aller, perteneciendo a los concejos de Mieres, Langreo y Aller, respectivamente (Figura 1). Los accesos se realizan por la autovía A-66, tomando las salidas de Mieres y continuando por la carretera AS-111 (sección de Los Nadales), o de Moreda, siguiendo en dirección a esta localidad por la carretera AS-112 hasta llegar a ella donde se toma la desviación hacia Murias (carretera AE-3; sección de Murias de Aller). Para acceder a la sección de La Nueva se toma la A-66 y en la salida hacia Langreo se toma la AS-17 hasta la localidad de Ciaño, desde donde la carretera LA-7 lleva a la localidad de La Nueva. La sección se localiza dos kms al S de dicha localidad, siguiendo por la mencionada carretera.

Contexto Geológico

El área estudiada se sitúa en el Sector Aller-Nalón (García Loygorri et al. 1971; García Loygorri, 1974) de la Cuenca Carbonífera Central (Figura 2) La cuenca Carbonífera Central es una de las subdivisiones que Julivert (1967) estableció en la Zona Cantábrica (Lotze, 1945), la parte más externa del Macizo Hespérico en el NO de la Península Ibérica, que presenta un metamorfismo y magmatismo nulos a muy débiles, y muestra una tectónica de tipo epitelial.

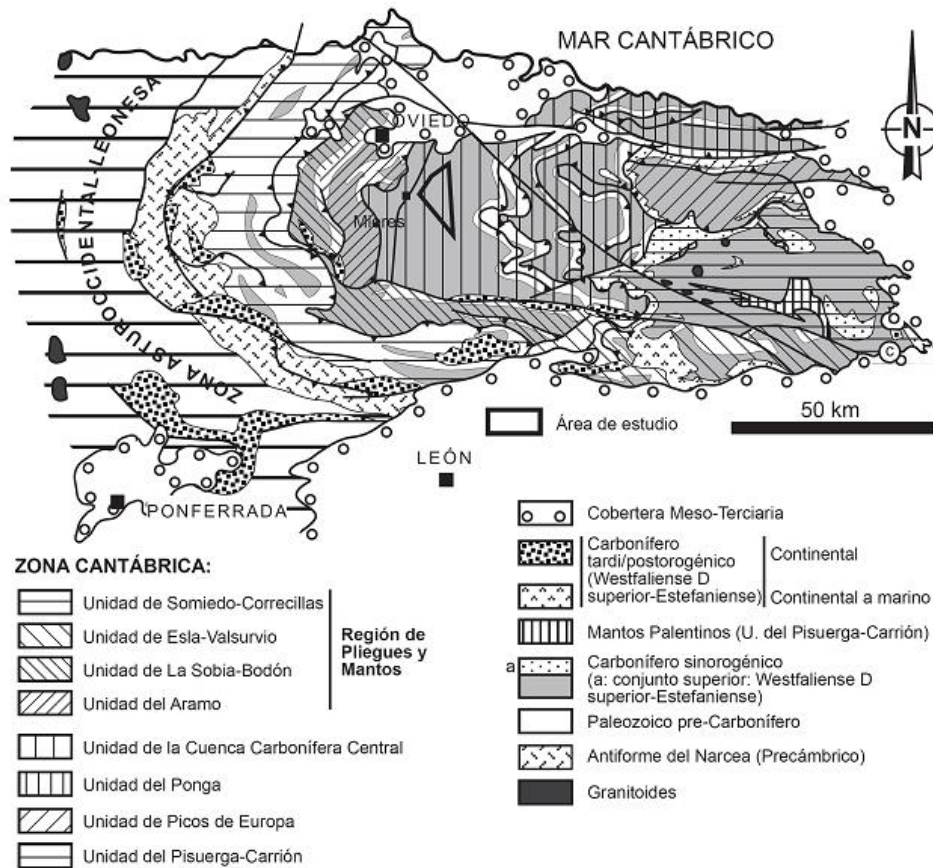


Figura 2: Mapa geológico de esquemático de la Zona Cantábrica (basado en Pérez Estaún et al, 1988) mostrando la situación del área de estudio dentro de la Cuenca Carbonífera Central.

La unidad de la Cuenca Carbonífera Central está limitada al O y al S por las unidades del Aramo y de la Sobia-Bodón, respectivamente, que la cabalgan. Su límite oriental viene dado por el frente de cabalgamiento de Laviana, que superpone la Cuenca Carbonífera Central sobre la Unidad del Ponga. Por el norte, su límite está constituido por la cobertera Mesoterciaria, bajo la cual se continúa hacia el NE hasta el mar Cantábrico (Figura 2).

La Cuenca Carbonífera Central se ha dividido en 6 sectores delimitados por fallas. De ellos, los sectores de Sector Riosa-Olloniego y Aller-Nalón son las más importantes. En concreto, el Sector Aller-Nalón, donde se sitúa nuestra zona de estudio, el más extenso y su sucesión se ha tomado como estándar de la Cuenca Carbonífera Central.

La sucesión de la Cuenca Carbonífera Central

Salvo en el Sector de Lois-Ciguera, la sucesión carbonífera de la Cuenca Carbonífera Central dispuesta sobre los términos condensados de edad Tournaisiense y Viseense y la Formación Barcaliente de edad Serpujoviense conforma un intervalo siliciclástico casi en su totalidad de gran espesor (aproximadamente 6000) metros cuya parte media alta llega a alcanzar el Asturiense (Figura 3).

La sucesión del sector de Aller-Nalón, ha sido dividido desde Barrois (1882) en dos grandes conjuntos, denominados grupos Lena y grupo Sama (Aller, 1986; ver también Ginkel, 1987). El Grupo Lena contiene numerosos niveles calcáreos intercalados en una sucesión predominantemente lutítica con algunas intercalaciones de areniscas y de escasas capas de carbón. El Grupo Sama, en cambio, contiene escasas calizas, abundantes capas de carbón que han sido explotadas en numerosos puntos, y, en su parte superior, algunos niveles de conglomerados. Estos dos grupos han sido divididos en paquetes (García Loygorri et al, 1971), unidades de origen minero asimilables a formaciones, El Grupo Sama consta de los paquetes Generalas, María Luisa, Sotón, Esperanza, Sorriego y Modesta-Oscura. La sucesión estudiada en este trabajo se localiza en la parte inferior del Grupo Sama, formando el tercio superior del paquete Generalas (Figura 3).

La sucesión de los dos grupos, en conjunto, forma una gran secuencia de somerización con transición, desde unas condiciones marinas relativamente profundas en la parte basal del Grupo Lena, y de plataforma más o menos somera predominantes en el resto de dicho grupo, hasta ambientes principalmente deltaicos y costeros y aluviales, con marismas y pantanos en el Grupo Sama (Sánchez de la Torre et al., 1985; ver también Colmenero et al., 2002; Fernández et al., 2004 y las citas en ellos contenidas). Hay una transición hacia facies más distales en dirección al E, siendo más marcado entre los sectores de Riosa-Olloniego y Aller-Nalón. En el Sector Riosa-Olloniego, el paso a condiciones costeras y continentales culmina con la aparición de dos unidades de hasta 1000 metros de espesor cada una (Conglomerados de Mieres y Olloniego, Westfaliense D –Asturiense; Figura 3B), formadas de manera general por conglomerados aluviales que pasan hacia el Sector de Aller-Nalón (posiciones distales) a los depósitos costeros, marinos someros y aluviales de los paquetes del Grupo Sama, desde Caleras hasta Modesta-Oscura), constituyendo los sistemas fan deltaicos de Mieres y Olloniego (ver Colmenero et al., 2002; Fernández et al., 2004 y citas allí contenidas).

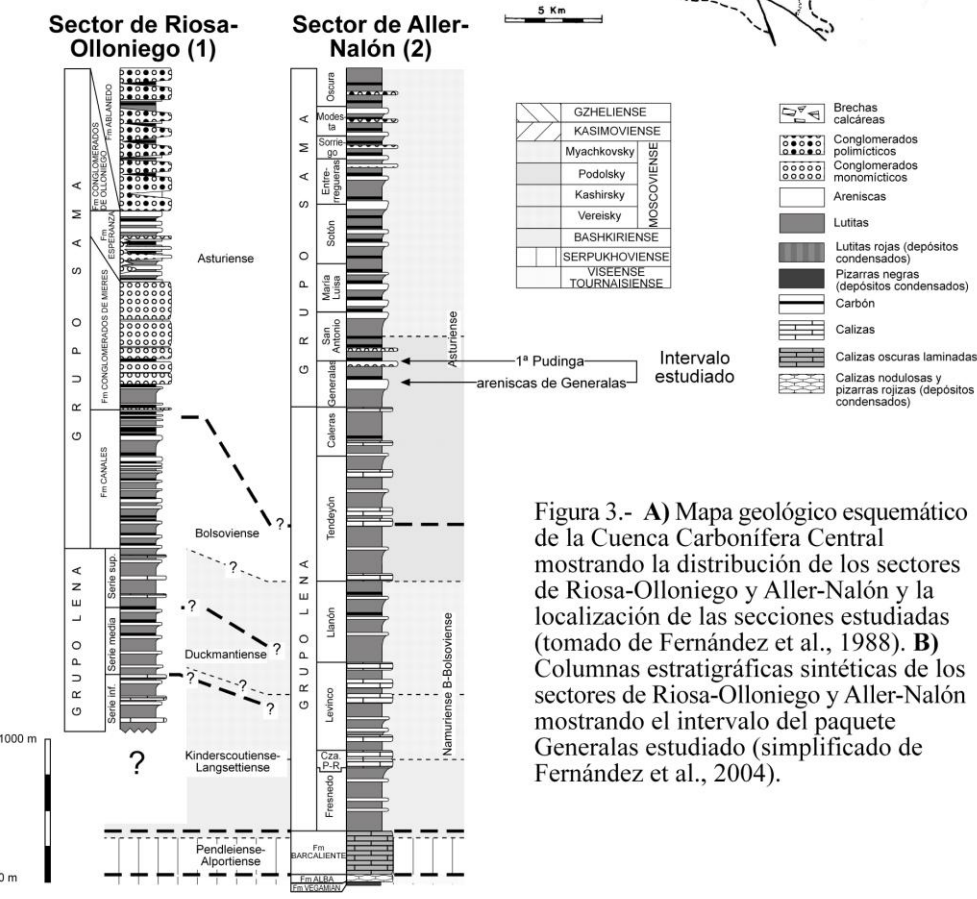
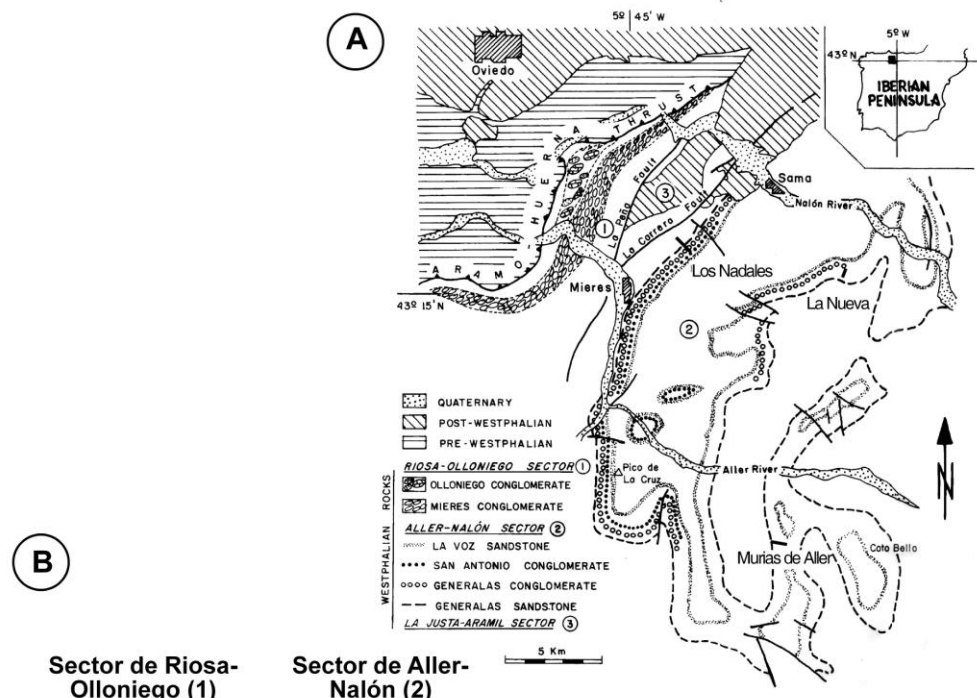


Figura 3.- **A)** Mapa geológico esquemático de la Cuenca Carbonífera Central mostrando la distribución de los sectores de Riosa-Olloniego y Aller-Nalón y la localización de las secciones estudiadas (tomado de Fernández et al., 1988). **B)** Columnas estratigráficas sintéticas de los sectores de Riosa-Olloniego y Aller-Nalón mostrando el intervalo del paquete Generalas estudiado (simplificado de Fernández et al., 2004).

Paquete de Generalas

El Paquete de Generalas tiene un espesor de 264-324 metros, con un valor medio de 307 metros. (García-Loygorri, 1971). En él se pueden distinguir tres niveles característicos de gran extensión lateral (Figura 3). El primero, constituyendo la base del paquete, es una caliza, la denominada caliza de la Torala, de espesor métrico (García Loygorri et al., 1971; Barba y Colmenero, 1994) y reconocible a lo largo de casi todo el Sector de Aller-Nalón. El segundo es un conjunto arenoso de varias decenas de metros de espesor, denominado areniscas de Generalas, a cuyo techo se encuentran algunas capas de carbón. El tercero, situado en el techo del paquete, está constituido por un intervalo de conglomerados de clastos cuarcíticos y matriz arenosa y denominado 1ª Pudinga. Estos conglomerados, tienen una potencia de algunas decenas de metros y hacia el E y SE evolucionan a areniscas (Figura 3A).

El intervalo estudiado se encuentra dispuesto sobre las areniscas de Generalas y se extiende hasta el techo de la 1ª Pudinga. Las areniscas de Generalas y la 1ª Pudinga han sido interpretadas como sendos lóbulos progradantes del fan delta de Mieres, y enlazarían hacia el NO con los Conglomerados de Mieres del Sector de Riosa-Olloniego (Fernández et al., 1988).

Estratigrafía del intervalo estudiado

El intervalo estudiado forma el tercio superior del Paquete Generalas, entre la última capa de carbón sobre las areniscas de Generalas y el techo de la 1ª Pudinga. Se compone de lutitas y margas, limolitas, areniscas, conglomerados, escasas capas de carbón y dos intervalos de calizas. Estas litologías se ordenan formando un conjunto de ciclos granocrecientes y granodecipientes con una tendencia granocreciente general que culmina en los conglomerados sobre los que se dispone un delgado tramo de areniscas y

alternancias que contiene las capas de carbón (Figura 4; ver columnas en el Apéndice). Estos conglomerados (1ª Pudinga o Pudinga de Generalas, García-Loygorri, 1971) presentan en el área de estudio un espesor comprendido entre 30 y 40 m. Son ortoconglomerados de clastos cuarcíticos que lateralmente evolucionan a areniscas y presentan una base neta que en algunos cortes se resuelve en varias discontinuidades. Respecto a los dos intervalos de calizas, el primero, de escasos centímetros de espesor y gran continuidad lateral, se localiza en la parte inferior del intervalo estudiado pasando hacia el O (sección de Los Nadales), a lutitas margosas con fauna marina. El segundo, formando un tramo de 18 m de espesor de calizas y alternancias de calizas y lutitas con fauna, se encuentra en la parte superior del intervalo estudiado en la sección de Rio Negro, la más oriental de todas (Figura 4; ver columnas en el Apéndice).

Las medidas de paleocorrientes indican una dirección de progradación de los sistemas hacia el SE, concordante con la obtenida a escala local y regional por otros autores (Fernández, 1984; Barba y Colmenero, 1985; Fernández et al., 1988; Salvador González, 1993)

La sucesión estudiada se puede dividir en cuatro intervalos (Figura 4)

Intervalo I: Este intervalo, de 12 m de potencia, se extiende entre la base de la sucesión estudiada y el primer nivel de calizas. Está formado por areniscas, lutitas y algunas capas de carbón, una de las cuales se sitúa al techo del intervalo estando, cubierta por un nivel calcáreo.

Intervalo II: Es predominantemente lutítico con intercalaciones litológicas como limolitas y areniscas de grano fino en bancos centimétricos. Este intervalo, solo aflora de modo completo en la sección de Murias de Aller en el valle del río Negro, la más distal. El intervalo comienza con un nivel calcáreo de espesor centimétrico formado por calizas con algas filoides, crinoideos y braquiópodos que hacia los afloramientos más proximales pasan a margas y lutitas con fauna. El resto del intervalo está integrado por lutitas con fauna moderadamente abundante de braquiópodos, briozoos y crinoideos con

intercalaciones de margas con acumulaciones de fauna individualizan paquetes de algunos metros de espesor. Hacia techo, la fauna se hace más escasa y comienzan a aparecer capas de limolitas y areniscas muy finas hasta culminar en un intervalo de areniscas (secciones de Los Nadales y La Nueva) o limolitas (sección de Murias de Aller) ((Figura 4; ver columnas en el Apéndice)).

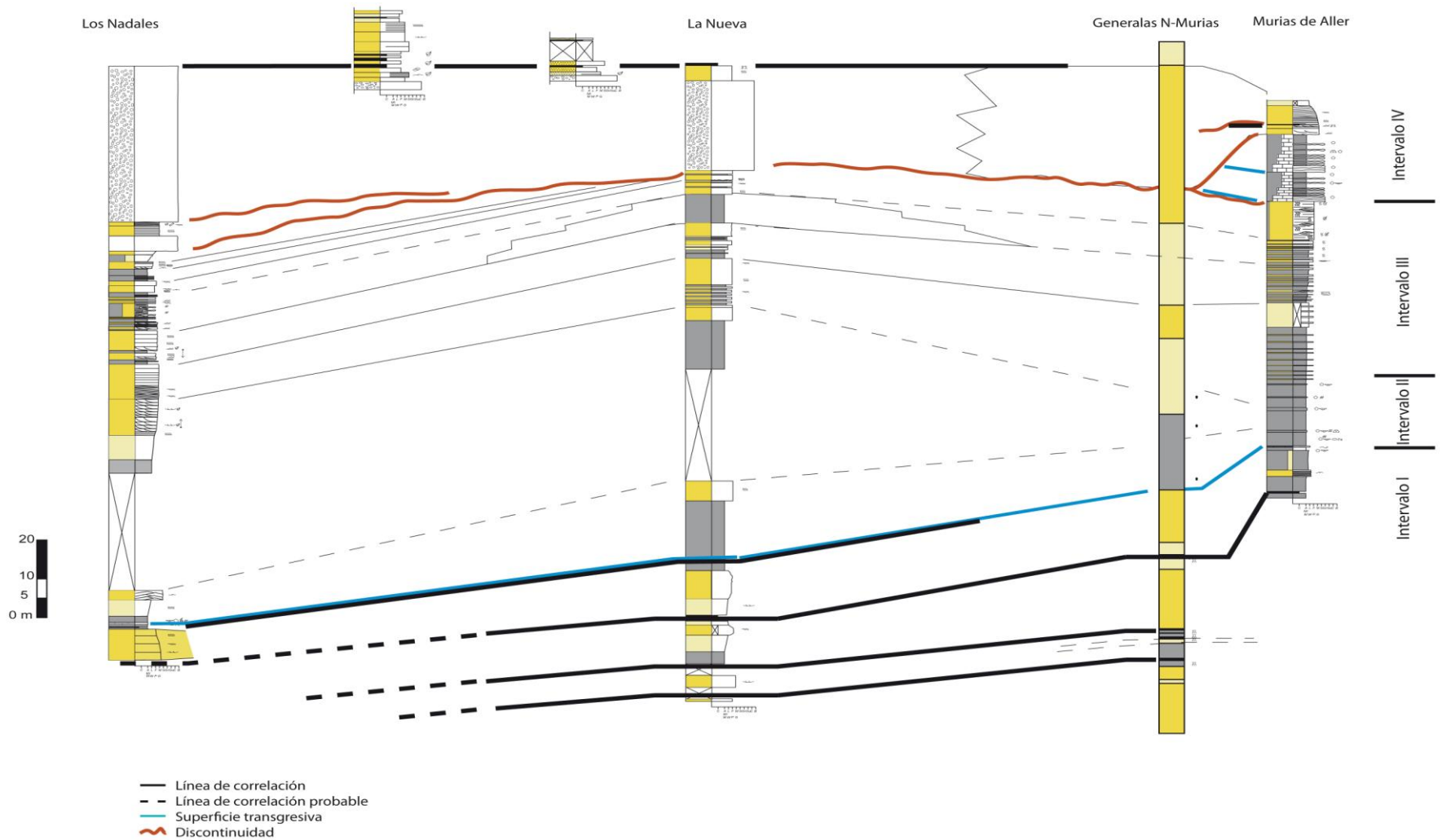


Fig.4: Panel de correlación de las secciones estratigráficas estudiadas más la sección del N de Murias realizada por ENADIMSA (1980). El *datum* ha sido tomado en la primera capa de carbón que aparece sobre la 1ªPudinga

Intervalo III: Consta de cuerpos areniscosos tabulares separados por intervalos de alternancias de lutitas, limolitas y areniscas. Los cuerpos areniscosos son más potentes y abundantes en los afloramientos más occidentales y van acunándose y siendo de grano más fino hacia el E (figura 4).

Intervalo IV: Este intervalo, de base erosiva, está formado por los conglomerados de la 1ª Pudinga y, sobre ellos, por unas alternancias con algunas capas de carbón que culminan la sucesión estudiada. La 1ª Pudinga (de 40 a 30 m de espesor) consta de ortoconglomerados de matriz areniscosa y clastos cuarcíticos bien redondeados con intercalaciones discontinuas de areniscas, que también se disponen a su techo. En la sección de Murias de Aller, los conglomerados y sus areniscas lateralmente equivalentes, que afloran en otras áreas, no aparecen y en su lugar se dispone un conjunto de calizas y lutitas con fauna, cubiertas por dos cuerpos areniscosos canalizados ((Figura 4; ver columnas en el Apéndice)). Las relaciones estratigráficas entre ambos conjuntos no han podido ser establecidas con claridad. No obstante, los datos disponibles sugieren que los conglomerados y areniscas se disponen disconformes sobre el intervalo de calizas, llegando a erosionarlo completamente en todo el área de estudio salvo en la sección de Rio Negro. Estas calizas son nodulosas, contienen fauna diversa entre la que destacan los crinoideos y forman dos ciclos desde calizas hasta alternancias con lutitas. En la parte superior del segundo ciclo aparecen corales rugosos coloniales y cuerpos centimétricos a decimétricos de aspecto noduloso de micritas microbianas (Figura 4; ver columnas en el Apéndice).

Descripción de Facies

F1 Carbón y suelos:

Descripción: Constituida por suelos de vegetación asentados sobre diferentes facies (principalmente las facies F3 y F4), que aparecen generalmente culminados por capas de carbón. Los suelos presentan color gris a gris oscuro, tienen desarrollo y espesor

variable, de hasta 40 cm y muestran bioturbación por raíces intensa que decrece hacia muro. Las trazas carbonosas de las raíces se disponen verticales, oblicuas y horizontales respecto a la estratificación, distinguiéndose en algunos casos ejemplares de *Stygmaria*. Es común la aparición de nódulos de siderita.

Las capas de carbón, que oscilan entre 2 y 25 cm de espesor, son continuas lateralmente y generalmente irregulares con deformación interna. Constan de carbón brillante, o de carbón impuro en transición a pizarras carbonosas de aspecto mate con vetas centimétricas a milimétricas de carbón brillante. En algún caso se observa como la capa de carbón consta de carbón brillante en la parte inferior y de carbon mate en la superior (Figura 5A).

Interpretación: Las capas de carbón registran la carbonificación de capas de turba acumuladas en áreas libres de aportes terrígenos que diluyesen la fracción orgánica. La preservación de la turba requiere un nivel freático elevado, aunque sin anegamiento, que permita la instalación de una vegetación terrestre e impida la oxidación de la turba. El espesor de las capas de carbón, generalmente delgadas, de 21 cm de media, alcanzando los 40 cm, sugiere que estas turberas se formaron en áreas en la que no se veía favorecida la persistencia de las turberas durante periodos de tiempo largos. La presencia a techo las capas de carbón de arcillitas y lutitas con evidencias de depósito en condiciones subacuáticas (facies F3 y F4) sugiere que la interrupción del desarrollo de la turbera se debió a inundación (ver p. j. McCabe, 1984).

F2 calizas fosilíferas y bioclásticas

Descripción: Formadas por calizas grises a grises oscuras en capas continuas, irregulares a nodulosas. En función de su textura y composición se distinguen distintos tipos que aquí se asimilan a subfacies, debido a la escasa representación que tienen en la sucesión.

- **F2a. Packestone-grainstone bioclásticas.** Aparece en capas lateralmente continuas y de espesor centimétrico que aparecen amalgamadas o con interestratos lutíticos a margosos. Contienen abundantes fragmentos esqueléticos de equinodermos (crinoideos), braquiópodos y briozoos. De modo subordinado aparecen foraminíferos, entre ellos fusulínidos, y algas rojas (ungdarelláceas). Otros componentes minoritarios son intraclastos y litoclastos así como granos de cuarzo de tamaño arena media y fina. La matriz se encuentra irregularmente distribuida formando parches y bandas discontinuas y es micrítica algo margosa. Esta facies aparece formando la parte baja de los escasos intervalos calcáreos que afloran en la sucesión estudiada, dispuesta en algunos casos directamente sobre depósitos areniscosos (Figura 5B).
- **F2b. Calizas packstone de algas filoides.** Contienen principalmente algas filoides atribuibles a algas rojas coralináceas ancestrales (género *Archaeolithophyllum*), además de fragmentos subordinados de equinodermos, braquiópodos y briozoos. Esta subfacies aparece en un único caso, formado una capa delgada, intercalada entre margas fosilíferas de la facies F3 (Figura 5C).
- **F2c. Calizas wackestone bioclásticas.** Aparecen en capas delgadas e irregulares a nodulosas, con intercalaciones de lutitas a margas generalmente fosilíferas de la facies F3. Sus rasgos son similares a los de la subfacies F2a, con la que presenta tránsito gradual, en cuanto a tipos de granos y composición de la matriz, con la salvedad de que los litoclastos e intraclastos están ausentes y de que el contenido en granos de cuarzo es menor y se restringe a arena muy fina (Figura 5B).
- **F2d. Micritas microbianas.** Forman masas centimétricas a decimétricas, formando nódulos aislados a capas irregulares intercaladas entre lutitas a margas generalmente fosilíferas de la facies F3. Constan de micrita de aspecto homogéneo o grumoso formando masas irregulares acompañadas de briozoos fenestélidos, espículas de esponjas, tubos de gusanos (*Thartarella*) y escasos crinoideos y ostrácodos.

Interpretación: Los depósitos de esta facies múltiple representan un ambiente marino sometido a una influencia variable de la sedimentación terrígena evidenciada por el contenido en arcillas de la matriz.

En el caso de la subfacies de packstone-grainstone bioclástica, el nivel de energía alto sugiere un medio con agitación permanente o casi permanente, situado verosímilmente cerca de o por encima del nivel de ola de buen tiempo. En estas condiciones, los granos serían retrabajados de un modo constante y el fango carbonatado eliminado en grado alto a total. El tipo de fauna y flora presente sugiere unas condiciones marinas normales mientras que la presencia de granos de cuarzo y litoclastos indica la proximidad a un área con sedimentación clástica, desde la cual las corrientes importarían granos. La posición estratigráfica de esta facies, formando la parte baja de los intervalos carbonatados, en algunos casos sobre depósitos arenosos, indica que la contaminación terrígena y los niveles energéticos altos pudieron estar relacionados con un proceso transgresivo durante el cual la zona de alta energía del shoreface iba desplazándose hacia tierra y retrabajando los depósitos infrayacentes.

La subfacies de calizas packstone de algas filoides indica unas condiciones ambientales más extremas que en las del caso de la subfacies anterior y que desembocan en la proliferación de algas filoides sobre otros grupos fósiles. Su aparición entre margas podría indicar que estas condiciones estuviesen relacionadas con una alta tasa de entrada de arcillas en el área.

La subfacies de calizas wackestone bioclásticas, con una composición similar a la de packstone/grainstone bioclástica, sugiere un ambiente depósito similar al de aquella, marino normal, con un fondo colonizado por fauna y flora diversificada, aunque en este caso con menor energía que permite la acumulación del fango carbonatado.

La subfacies de micritas microbianas representa el inicio de la colonización del fondo por comunidades microbianas, dando como resultado la formación de masas centimétricas que en algún caso llegan a coalescer lateralmente. Estas comunidades se instalaron en un sustrato fangoso (arcilloso; facies F3) colonizado por fauna bentónica de ambiente marino normal) de baja energía.

F3 Lutitas grises bioturbadas:

Descripción: Son lutitas y lutitas limosas grises a gris verdosas, más raramente grises oscuras. Presentan un aspecto masivo y frecuentemente seudonoduloso, aunque más raramente desarrollan pizarrosidad. Contienen fósiles (equinodermos, briozoos fenestélidos y braquiópodos) en proporción variable y generalmente dispersos, aunque en ocasiones aparecen formando láminas o capas delgadas de límites difusos. Contienen nódulos y niveles de siderita. La bioturbación figurativa es moderada, aunque el aspecto parcheado que presentan de modo generalizado hace suponer que la bioturbación destructiva es moderada a elevada. Esta facies forma intervalos de hasta 5-6 m de espesor y alternancias con otras facies con litologías más gruesas (limolitas y areniscas) o con calizas.

En función del contenido en carbonato y en fósiles se distinguen dos subfacies:

- **F3a: Lutitas a margas fosilíferas.** Presentan un alto contenido en restos fósiles y en carbonato. Además de las formas anteriormente citadas, contienen raros corales rugosos tanto coloniales, masivos o ramosos, como solitarios. Esta subfacies aparece preferentemente en la base de los potentes intervalos de esta facies, presentando tránsitos netos a graduales con las facies de calizas, con espesores menores a 40 cm (Figura 5B).
- **F3b: lutitas bioturbadas sin fauna.** Esta subfacies tiene un menor contenido en carbonato que la subfacies anterior y un contenido escaso a nulo en fósiles. Presenta nódulos de siderita en algunos tramos muy localizados y forma la mayor parte del espesor de los intervalos de esta facies, apareciendo también en las alternancias con capas de litologías más gruesas-

Interpretación: Estas dos subfacies representan el depósito en ambientes subacuáticos de baja energía en el que predomina la decantación de arcillas. La naturaleza de la fauna presente indica que este medio era marino. La mayor o menor abundancia de fauna podría relacionarse con una mayor o menor tasa de aportes terrígenos o con situaciones

ambientales extremas, aunque en ningún caso tanto como para que la presencia de fauna se viese totalmente impedida, tal y como atestigua la bioturbación siempre presente. Por la relación con otras facies la fuente de aporte de las arcillas fueron las desembocaduras fluviales y en función de la cercanía o lejanía a dichas desembocaduras se verificaría una mayor o menor disminución de la salinidad; posiblemente este factor, unido a la variable intensidad de la sedimentación arcillosa debió controlar la abundancia de la vida bentónica que podrían venir representadas por una disminución de la salinidad como consecuencia de una mayor influencia fluvial.

F4 Lutitas grises oscuras con restos vegetales

Descripción: Son lutitas grises oscuras, generalmente estratificadas, llegando en muchos casos a desarrollar pizarrosidad (Figura 5A). Contienen restos vegetales (briznas) en proporción moderada a alta, Contienen nódulos y niveles de siderita. Esta facies forma intervalos de hasta 3 m de espesor y alternancias con otras facies con litologías más gruesas (limolitas y areniscas: F5 y F6 principalmente) y frecuentemente se encuentra afectada por bioturbación de raíces.

Interpretación: Como la facies anterior representa un ambiente de baja energía. Sin embargo la ausencia de fauna y el alto contenido de restos vegetales así como los colres oscuros, indican un ambiente no marino situado cerca de áreas emergidas donde crecía la vegetación.

F5 Limolitas en capas delgadas

Descripción: Son limolitas grises que alternan con lutitas en capas tabulares a lateralmente continuas, de espesor milimétrico a centimétrico e internamente homogéneas a gradadas-

Interpretación: Los rasgos de esta facies, espesor de las capas, granulometría y ordenamiento interno, sugieren su depósito por decantación a partir de suspensiones

turbulentas de pequeño volumen y baja energía, que transportaban limo y arcilla en suspensión

F6 Areniscas muy finas y limolitas laminadas.

Descripción: Areniscas grises de grano fino a muy fino y limolitas de grano grueso formando capas delgadas, de espesor centimétrico o alternando con lutitas (facies F3 y F4). La base de las capas es neta y el techo, neto a gradual. En función de la granulometría, espesor de capa y estructuras sedimentarias se distinguen dos subfacies:

- **F6a: Limolitas laminadas.** Son limolitas en capas lateralmente continuas a lenticulares, de espesor milimétrico a centimétrico, con laminación paralela a ondulante y, en los casos de las capas lenticulares, suavemente cruzada.

F6b: Areniscas muy finas con ripples. Son areniscas muy finas y limolitas en capas centimétricas que internamente presentan laminación paralela a laminación de ripples tendida y laminación de ripples o solamente laminación de ripples. Los ripples son en algunos casos de flujo combinado, mientras que en otros parecen ser de corriente

- **Interpretación: Esta facies ha sido depositada** a partir de corrientes de poco volumen y energía decreciente que transportaban un sedimento limoso o arenoso fino. En función del carácter del techo se pueden separar unas corrientes tractivas que depositan capas de con el techo neto, posiblemente retrabajando y tarnsportando sedimentos ~~desde puntos~~ vecinos, y otras corrientes que depositan un continuo de granulometrías desde arenas muy finas hasta arcillas. Estas corrientes correspondena corrientes de densidad que transportan su carga en suspensión turbulenta y que cuando comienzan depositar entran en un ciclo de deceleración y depósito que se alimenta a si mismo como consecuencia de la pérdida de densidad que supone el inicio de la sedimentación y que a su vez se traduce en una deceleración de la corriente. Los rasgos de las estructuras sedimentarias presentes indican que estas corrientes eran de baja velocidad y de carácter unidireccional aunque en algunos casos la existencia de ripples de flujo

combinado (Southard, 1991; Mutti et al., 1996; Dumas et al., 2005) implican la existencia de una componente oscilatoria. Este tipo de corrientes correspondería a flujos hiperpícnicos (corrientes de turbidez de baja densidad) que podrían corresponder a términos distales de avenidas (ver Mutti et al., 1996).

F7 Areniscas con laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo.

Descripción: Esta facies consta de areniscas grises de grano muy fino, fino y fino-medio que pueden llegar a formar capas de hasta 1 metro de potencia lateralmente continuas a lenticulares, más raramente tabulares. Presentan laminación paralela a cruzada de bajo ángulo. En función de su estructuración interna y geometría se distinguen dos subfacies (Figura 5D)

- **F7a. Areniscas finas y medias con laminación paralela/cruzada de bajo ángulo.** Esta subfacies consta de areniscas grano fino hasta medio, alcanzando el medio-grueso en algunos casos, en capas de hasta 1 m de potencia, tabulares a lateralmente continuas con laminación paralela a cruzada de bajo ángulo. Las capas de esta subfacies aparecen alternando con amalgamadas formando cuerpos arenosos de espesor variable en unión a otras facies (F8).
- **F7b. Areniscas finas con estratificación cruzada hummocky:** Son areniscas muy finas, llegando a ser en algunos casos limolitas. Aparecen en capas lateralmente continuas de hasta 20-30 cm de espesor lateralmente continuas a suavemente lenticulares. Las bases de las capas son planas o irregulares y los techos presentan ondulaciones suaves gran longitud de onda. Internamente presentan estratificación cruzada de tipo hummocky, que en algún caso se superpone a un intervalo basal con laminación paralela. Algunas capas de esta subfacies presentan bases deformadas por carga y laminación deformada, pudiendo llegar a romperse lateralmente en pillows. La bioturbación es rara a escasa, aunque localmente puede ser elevada. Esta subfacies aparece alternando con lutitas de la facies F3 dando intervalos de espesor métrico o amalgamadas formando cuerpos arenosos de espesor métrico.

Interpretación: Esta facies incluye depósitos de génesis presumiblemente diferente a juzgar por las estructuras sedimentarias, granulometrías involucradas y facies junto a las que aparece.

En el caso de la subfacies F7a, la aparición de areniscas medias y sobre todo gruesas con laminación paralela a cruzada de bajo ángulo sugiere que se trata de depósitos dejados por corrientes rápidas, con alta capacidad de transporte y régimen crítico a supercrítico que ordenarían el sedimento en antidunas o con un fondo plano de régimen de flujo superior (ver Southard, 1991).

La facies F7b presenta una ordenación interna similar en ordenamiento y granulometría a las capas de tormenta descritas por Walker (1984) o a las capas de avenida, descritas por Mutti et al (1996). Ambos tipos de depósitos son similares y su principal diferencia radica en cual es el proceso generador del flujo menguante que las depositó, si el apilamiento de agua en la costa consecuencia del oleaje de tormenta o una avenida fluvial que desembocó en la cuenca marina y evolucionó a un flujo hiperpícnico. En el caso estudiado, el contexto de las facies (ver más adelante) la opción más palusible es que se trate de depósitos de avenida. Esta subfacies correspondería a los términos más proximales de los depósitos representados en la subfacies F6b

F8 Areniscas finas-medias con estratificación cruzada de alto ángulo.

Descripción: Esta facies está formada por areniscas de grano fino, fino-medio, medio y medio-grueso, formando sets de estratificación cruzada lateralmente continuos a lenticulares de espesor métrico, que aparecen amalgamados formando cuerpos arenosos (~~Figura 5D~~) (Figura 5E). En función del tipo de estratificación cruzada y de la morfología de las capas, se distinguen tres subfacies:

- **F8a. Areniscas con estratificación cruzada planar:** capas lateralmente continuas de hasta 2 m de espesor con estratificación cruzada planar.
- **F8b. Areniscas con estratificación cruzada en surco:** capas de hasta 80 cm de espesor, lenticulares, con estratificación cruzada en surco.
- **F8c. Areniscas con estratificación cruzada de alto ángulo tangencial a la base:** sets de espesor variable entre unos pocos decímetros y unos pocos metros. La estratificación cruzada es de tendencia planar con las láminas asintóticas a la base. Frecuentemente presentan superficies de reactivación y en algún caso contienen interestratos lutíticos hacia la parte baja del set que se acuñan progresivamente pendiente arriba a la vez que se produce un aumento de tamaño de grano de las areniscas en la misma dirección.

Interpretación: Los depósitos de esta facies habrían sido generados por corrientes tractivas que transportaban un sedimento arenoso organizándolo en campos de dunas bidimensionales y tridimensionales. En el caso de las subfacies F8a y F8b, los rasgos de las estratificaciones cruzadas indican que estas dunas bidimensionales (subfacies F8a) o tridimensionales (F8b) fueron formadas por corrientes unidireccionales. Por el contrario, los rasgos de la subfacies F8c (láminas asintóticas, superficies de reactivación, interestratos lutíticos) sugieren que fue depositada por corrientes mareales (ver Southard 1991; Dalrymple, 1992).

F9 Areniscas gruesas con laminación ondulante

Descripción: Esta facies consta de areniscas de grano medio a muy grueso formando capas lenticulares a lateralmente continuas y que internamente presentan una laminación paralela a cruzada de bajo ángulo, comúnmente ondulante (Figura 5F). Contienen abundantes restos vegetales leñosos.

Interpretación: Esta facies presenta rasgos de haber sido depositada por corrientes de alta energía, capaces de transportar arenas gruesas así como restos leñosos de tamaño variado. La geometría de las capas y su estructuración interna sugiere que dichas corrientes modelaban el fondo en antidunas, lechos planos superiores y dunas de morfología suavizada, ya en transición a las formas anteriormente citadas (ver Southard, 1991).

F10 Areniscas gruesas masivas

Descripción: Esta facies consta de areniscas de grano medio, grueso y muy grueso formando capas de hasta unos 30 cm de espesor lateralmente continuas e irregulares a lenticulares y que internamente son masivas y contienen clastos intraformacionales de siderita o carbón y fragmentos vegetales leñosos (Figura 5F).

Interpretación: Esta facies indica un depósito rápido de modo que el flujo no pudo retrabajar el lecho y no pudo generar formas de fondo tractivas. Esto podría deberse a una decantación o a una sedimentación en masa a partir de un flujo turbulento de alta densidad (Lowe, 1982; Kneller & Branney, 1995) y con capacidad erosiva como indica la presencia de cantos intraformacionales y fragmentos vegetales leñosos.

F11 Ortoconglomerados

Descripción: son ortoconglomerados bimodales a polimodales, generalmente con clasificación moderada a mala, formados por clastos cuarcíticos con una matriz areniscosa. Los clastos están muy bien redondeados y son de formas subesféricas, de bastón o de disco y de tamaño variable entre grava y bloque (hasta 45 cm), aunque el tamaño más frecuente es el de canto (figura 5F). La evolución de los cantos es granocreciente desde el primer metro hasta el metro 20. Entre el metro 20 y el 24 se mantiene el tamaño medio en 33 cm y a partir del metro 24, el tamaño de grano sufre un descenso hasta 15-18 cm que continua hasta el final de la serie. La matriz es de arenisca litarenítica de grano medio, grueso y muy grueso. Estos conglomerados forman dos intervalos de 3 y de 37 m de espesor. El superior consta a su vez de cuerpos de espesor

métrico, más raramente decimétrico, amalgamados o separados por niveles discontinuos de areniscas (facies F9 y en menor medida F10 y F8). En estos cuerpos conglomeráticos se distinguen en algunos casos bandas de espesor decimétrico a métrico, de límites difusos, definidas por el empaquetamiento, el tamaño de clasto o la clasificación. Los clastos tienden a aparecer paralelos a la estratificación o dispuestos sin ordenación aparente. En algunos casos, los clastos discoidales presentan imbricaciones tanto del eje a como del eje b. La distribución de granulometrías en la vertical a lo largo del intervalo superior de conglomerados, determinada mediante la realización de estaciones cada metro en las que se midieron los 10 clastos mayores, muestra que la evolución del tamaño de clastos respecto al eje a, aumenta hasta el metro 20-24 y a partir de ahí, comienza a descender de tamaño. También muestra una dirección de corriente unidireccional que permanece generalmente similar a lo largo de todo el depósito.

Interpretación: Este tipo de conglomerados, en base a su empaquetamiento y disposición de los clastos debe corresponder al depósito de corrientes con alta capacidad de transporte y baja capacidad de selección, de modo que los clastos son depositados rápidamente, sin poder adoptar una disposición más típica del transporte fluvial (imbricaciones bien desarrolladas, principalmente del eje b; Walker, 1975). El depósito debió producirse por congelamiento friccional de una región del flujo con un alta concentración de clastos, que previamente debían estar mantenidos en el seno del flujo por presión dispersiva (ver Mutti, 1992 y referencias allí contenidas). Estos conglomerados representarían depósitos residuales, mientras que el resto del flujo continuaría transportando la carga remanente hasta zonas más distales. Estos depósitos más distales estarían al menos representados por los cuerpos arenosos groseros de las facies F8, F9 y F10 que se encuentran intercalados con los conglomerados. La ausencia de superficies de estratificación inclinadas en los cuerpos conglomeráticos sugiere que estos constituían acumulaciones de bajo relieve, análogas a las barras longitudinales de los sistemas alviales de gravas (Boothroyd y Ashley, 1975; Hein y Walker, 1975; Rust, 1978).

El contraste textural y composicional entre los clastos, de composición cuarcítica y muy bien redondeados, y los granos de la matriz arenosa, con una alta proporción de fragmentos líticos y un bajo redondeamiento ha sido explicado por diversos autores

como producto del carácter policíclico de aquellos (Salvador González, 1977; Sánchez de la Torre et al., 1985).

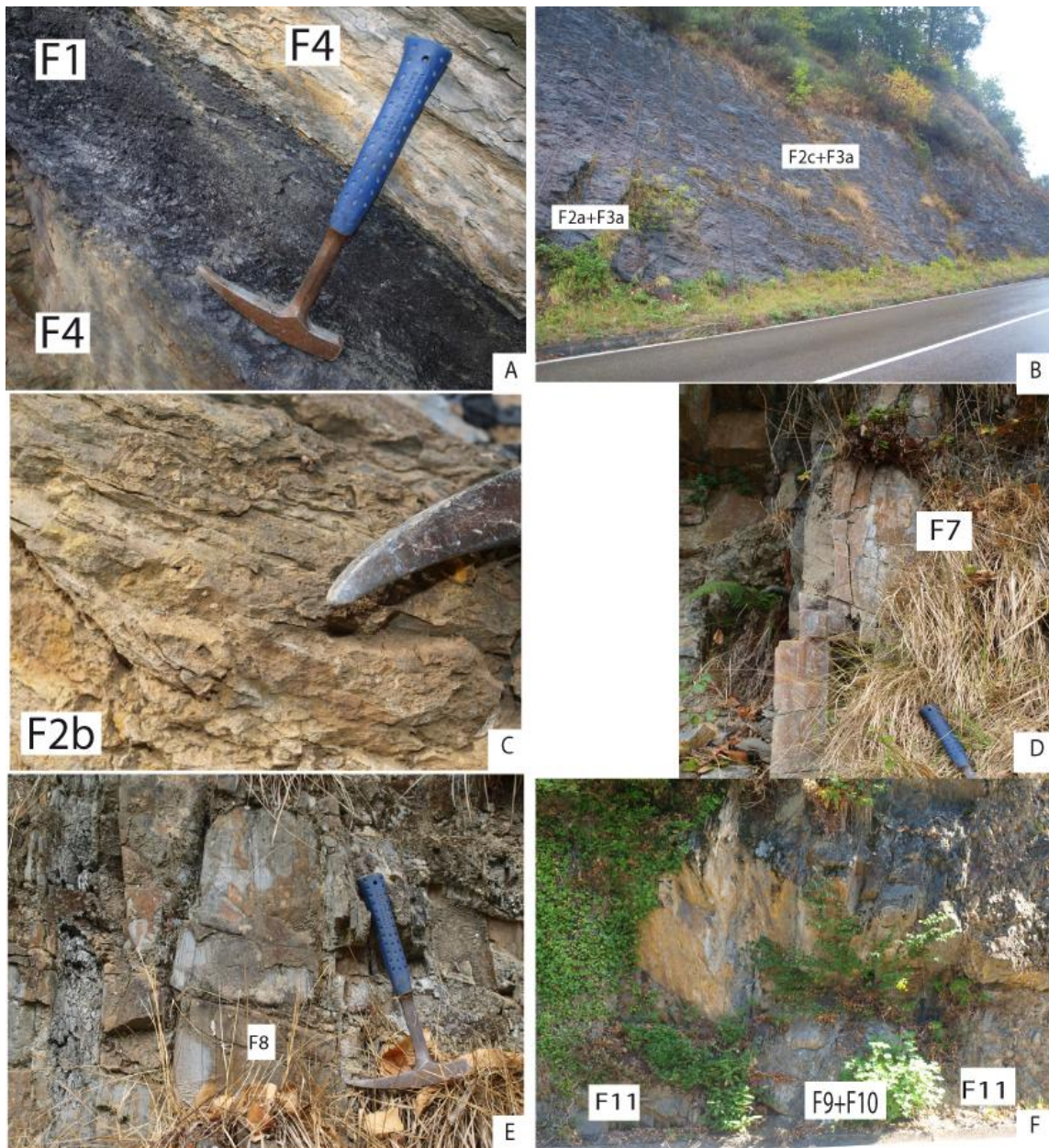


Figura 5: Aspecto de campo de las facies distinguidas en la sucesión estudiada:

A) Capa de carbón (F-1) intercalada entre limolitas (F4) (Sección de Murias de Aller); B) Intercalaciones de calizas F2a y lutitas F3a. También se observa la caliza F2c (Sección de Murias de Aller) C) Calizas packstone de algas filoides (Sección de Murias de Aller); D) Estratificación cruzada en areniscas F7 (sección Los Nadales); E) Estratificación cruzada en las areniscas F8 (Los nadales); F) Arenas gruesas con laminación ondulante (F9) y arenas gruesas masivas (F10) entre dos niveles de la 1ª Pudinga (conglomerados) (F11) (Sección de Los Nadales).

Asociaciones de facies

El análisis de las facies en las diferentes columnas analizadas, muestra que estas se ordenan formando un conjunto de asociaciones de facies, denominadas de manera interpretativa. Estas asociaciones de facies, son descritas e interpretadas a continuación.

Asociación de facies de plataforma carbonatada (A1)

Está integrada por las facies de calizas (F2) y de lutitas y margas fosilíferas (F3a), que forman intercalaciones o alternancias con las primeras. Esta asociación es escasa en las sucesiones estudiadas, apareciendo exclusivamente en dos casos en la sección de Murias, con espesores desde decimétricos a unos pocos metros. Estos intervalos se disponen de modo neto sobre otras asociaciones de facies y evolucionan gradualmente a la siguiente (A2). Dentro de los intervalos de la asociación, la parte baja está constituida por depósitos de una energía relativamente alta (packstone y grainstone bioclásticas, F2a) y evolucionan hacia techo a facies de menor energía (wackestone bioclásticas, F2c) alternando con margas fosilíferas y con micritas microbianas (F2d).

Interpretación.- Los rasgos de esta asociación y sus relaciones con los depósitos terrígenos infra y suprayacentes indican que registra la instalación de plataformas carbonatadas en una cuenca marina tras una transgresión que supone la interrupción de la entrada de sedimentos terrígenos y la subsidencia de la superficie deposicional preexistente construida por los sistemas terrígenos costeros infrayacentes. Finalmente, el desarrollo de la plataforma carbonatada se vería interrumpido por la reanudación de los aportes terrígenos y la progradación de aquellos sistemas que conllevarían en primer lugar la instalación de una plataforma terrígena lutítica (A2). Los ejemplos estudiados, situados en una posición relativamente proximal de la cuenca sedimentaria, corresponderían a los márgenes internos de dichas plataformas, adyacentes a las partes distales de los sistemas deltaicos (ver p.ej. Elliott, 1976), en los que la contaminación terrígena sería relativamente común y frecuente con lo que el desarrollo de plataformas

carbonatadas se produciría durante periodos cortos, y por tanto éstas alcanzarían espesores reducidos, estando la porción más interna de estas plataformas constituidas por sedimentos margosos con abundante fauna bentónica.

La escasez de ejemplos de estos depósitos y su escaso desarrollo impide disponer de datos suficientes como establecer conclusiones en cuanto a la organización interna y evolución de estas plataformas. En base a la distribución vertical de depósitos dentro de ella, se infiere que la instalación de la plataforma carbonatada se produce en los primeros estadios de la transgresión, cuando la profundidad es moderada y el fondo es agitado de modo continuado por el oleaje. A medida que la transgresión progresa y se pasa a ambientes más profundos y de menor energía se produciría la instalación de facies lodosoportadas.

Asociación de facies de plataforma terrígena/prodelta (A2)

Consta principalmente de lutitas grises bioturbadas, con un contenido variable en fauna (facies F3), y con intercalaciones escasas de limolitas y areniscas muy finas laminadas (facies F5 y F6), formando intervalos de espesor métrico que se disponen de modo gradual sobre los depósitos de la asociación plataforma carbonatada descrita anteriormente o de modo neto sobre otras asociaciones de facies. A su techo aparece cubierta generalmente por la asociación de frente deltaico inferior y medio (Figura 6), formando parte de ciclos de carácter granodecreciente. Dentro de los intervalos de esta asociación suele existir una disminución en el contenido en fauna desde la parte baja a la alta.

Interpretación: Los rasgos generales de esta asociación indican un ambiente marino de baja energía (facies F-3), en el que episódicamente entran flujos de muy baja energía (facies F5 y F6; Elliott, 1986) y depositan las capas delgadas de areniscas y las láminas de limolitas que se intercalan entre las lutitas en capas tabulares y lateralmente continuas. Su relación con otras asociaciones indica que ésta corresponde a los términos más distales de aparatos deltaicos en su transición a la plataforma terrígena de baja energía.

Asociación de facies del frente deltaico inferior y medio (A3)

Esta asociación consta principalmente por alternancias de lutitas grises bioturbadas, con escaso contenido faunístico (F3b) con areniscas de grano muy fino y limolitas en capas delgadas y/o laminadas (F5 y F6), e incluso con capas de mayor espesor y estratificación cruzada (facies F7), que pueden presentar deformación sinsedimentaria (Figura 6; ver sección de Los Nadales en el Apéndice). Esta asociación se dispone generalmente con límites graduales a techo de la anterior (prodelta-plataforma, A2) y a muro de la siguiente (frente deltaico proximal, A4) o neto bajo otras asociaciones (Figura 6).

Interpretación: Los rasgos de esta asociación indican una mayor proximalidad que los de la asociación anterior; en el contexto en que se encuentran, esta mayor proximalidad se interpreta como debida a la progradación de sistemas deltaicos que suponen la aparición de ciclos granocrecientes en los que la plataforma lutítica-prodelta es sustituida por esta asociación de frente deltaico distal y medio, y ésta a su vez por la de frente deltaico proximal (ver Elliott, 1986; Reading y Collinson, 1996). Los depósitos que muestran deformación sinsedimentaria indicarían el depósito repentino a partir de flujos cargados de sedimentos, sin que pueda excluirse que la existencia de una pendiente deposicional haya jugado un papel en la generación de las desestabilizaciones.

Asociación de facies del frente deltaico superior (A4)

Esta asociación está constituida, de manera general, por depósitos arenosos (facies F7, F8, F9 y F10) amalgamados o con intercalaciones lutíticas subordinadas. Los depósitos de esta asociación forman intervalos de hasta 7 metros de espesor que se disponen de modo gradual sobre el frente deltaico inferior y medio (Figura 6).

Interpretación: De acuerdo con lo señalado para las dos asociaciones precedentes (A2 y A3), los depósitos de esta asociación, formados por areniscas amalgamadas

constituirían el registro del frente deltaico proximal (Elliott, 1986; Reading y Collinson, 1996). De sistemas deltaicos. Los rasgos de las capas constituyentes sugieren que estos deltas estarían dominados por procesos fluviales, generalmente catastróficos (avenidas; ver Mutti et al., 1996) sin que el retoque de oleaje o mareas parezca haber tenido relevancia. Así la presencia de areniscas con estratificación cruzada hummocky no viene acompañada de una mayor madurez mineralógica y textural, como sería de esperar en los sistemas deltaicos dominados por el oleaje, y se extiende a las capas que forman las unidades de frente deltaico proximal, existiendo también en las capas del frente deltaico medio y distal (Figura 6).

Asociación de facies de relleno de bahía (A5)

Esta asociación de facies consta de ciclos granocrecientes-granodecrecientes de espesor métrico en los que la porción granocreciente, más desarrollada generalmente (Figura 6), está compuesta de lutitas grises bioturbadas, con un contenido alto de fauna (facies F3a), que pasan a alternar con limolitas y areniscas muy finas laminadas (facies F5 y F6). La parte alta de la asociación, formando un intervalo granodecreciente consta de lutitas ricas en restos vegetales (facies F4) con intercalaciones de limolitas y areniscas que generalmente muestran una bioturbación creciente por raíces hacia techo hasta culminar en suelos y capas de carbón de espesor generalmente reducido (facies F1). En algún caso se observa como parte de la secuencia es localmente eliminada por pequeños canales.

Interpretación: Los rasgos y espesor de esta asociación sugiere que representa el relleno de pequeñas depresiones sumergidas situadas sobre la llanura deltaica, cuya colmatación se produjo principalmente gracias a la progradación de lóbulos de desbordamiento (lóbulos de *crevasse*; ver Elliott, 1974; 1986). Estos lóbulos se generan porque los diques de los canales son rebasados por el flujo del canal en avenidas. Al expandirse el flujo depositaría formando estos lóbulos que tendrían un comportamiento esencialmente progradante, constituyéndose en pequeños deltas.

Asociación de facies de canal estuarino (A6)

Esta asociación aparece en una única ocasión, en la parte superior de la sección de Murias de Aller, bajo una capa de carbón (Figura 6; ver sección de Murias de Aller en el Apéndice). Consta de un cuerpo de espesor métrico de base erosiva, con *lag* basal y relleno granodecreciente hasta depósitos de turbera. Su relleno es por areniscas con estratificación cruzada con signos de influencia mareal (facies F8c).

Interpretación.- Esta asociación se dispone de modo neto sobre términos de plataforma lutítica-prodelta (A2) y debe corresponder a un relleno tardío de valle incidido durante el inicio de una transgresión de importancia menor (ver Van Wagoner et al., 1990).

Asociación de facies aluvial (A7)

Esta asociación está integrada por dos subasociaciones que han sido consideradas de modo conjunto debido a la escasez de datos como para diferenciar claramente los tipos de depósitos que contiene.

Subasociación de canales arenosos (A7a):

Consta de depósitos arenosos con estratificación cruzada de bajo ángulo a laminación paralela (subfacies F7a) con base erosiva, con *lag* basal desigualmente desarrollados, organización granodecreciente y espesor métrico. El techo de esta asociación, que solamente aparece una vez, formando el cuerpo superior de la sección de Murias de Aller, no es visible (Figura 6).

Interpretación.- Esta subasociación se interpreta como de canal aluvial por su composición, organización vertical granodecreciente con base erosiva y localización en relación al resto de depósitos (ver por ejemplo Miall, 1992; Collinson, 1996). Su espesor y su aparición lateralmente a los depósitos conglomeráticos sugieren que se trata de un canal menor situado en un complejo de canales braided posiblemente en posición distal, donde ya no llegan los depósitos de gravas, Su relleno se habría

producido por barras de escaso relieve que dan lugar a depósitos sin estratificación cruzada.

Subasociación de lóbulos/canales conglomeráticos (A7b)

Está constituida por depósitos conglomeráticos (facies 11) con intercalaciones lateralmente discontinuas de areniscas, generalmente de grano grueso y laminación ondulante o masivas (facies F9 y F10). Los cuerpos conglomeráticos constan de un número indeterminado de capas amalgamadas y presentan una morfología de tendencia tabular a escala de afloramiento sin que se observen morfologías canalizadas. En conjunto, el litosoma constituido por estos conglomerados (1ª Pudinga o Pudinga de Generalas) presenta una morfología de tendencia lobular a gran escala (Agueda et al., 1986-97) (Figura 6).

Interpretación.- Estos depósitos representarían lóbulos y barras formadas bien sea en un cinturón de canales braided de baja profundidad y gran anchura o bien en un conjunto de lóbulos situados por delante de los canales. A escala regional, estos y otros depósitos conglomeráticos y sus equivalentes laterales han sido interpretados como depósitos de barras principalmente longitudinales depositadas en sectores proximales de un abanico aluvial (Fernández et al., 1988).

Asociación de facies de llanura de inundación (A8)

Está muy poco desarrollada en el intervalo estudiado, apareciendo principalmente a techo del mismo, sobre los lóbulos conglomeráticos (A7b) (Figura 6). Consta de delgados intervalos, de base generalmente neta, formados por lutitas ricas en restos vegetales (facies F4) sobre las que se desarrollan suelos y eventualmente capas de carbón (facies F1).

Interpretación.- Estos depósitos representarían el depósitos de zonas de baja energía encharcadas, finalmente sujetas a colonización vegetal, en las que el encharcamiento permitiría la conservación de la turba acumulada. Su disposición sugiere que se

instalaron sobre los lóbulos /canales aluviales una vez estos fueron abandonados, proceso que debe haber tenido un carácter brusco, dada la base que presentan estos depósitos de colonización vegetal.

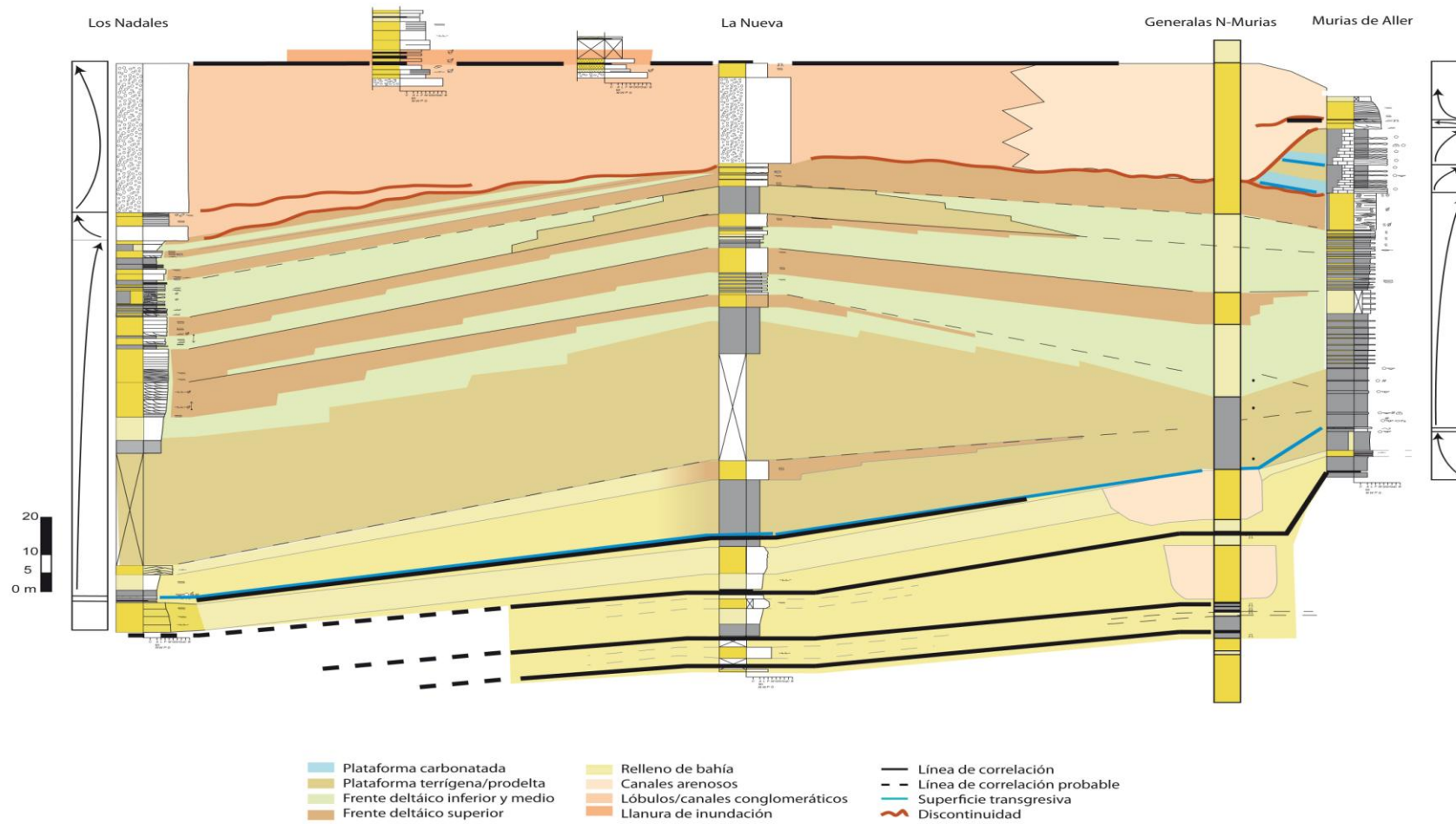


Figura 6: Panel estratigráfico basado en la Figura 4 mostrando las relaciones laterales y verticales de las diferentes asociaciones de facies, su evolución y disposición en ciclos y el apilamiento progradante o retrogradante de éstos

Modelo sedimentario

De acuerdo con las facies y asociaciones de facies descritas, la sucesión estudiada se ajusta a un modelo sedimentario fluvio-deltaico. En base a los intervalos que se detallan en el capítulo de Estratigrafía, y dejando aparte los cuerpos calcáreos, la sucesión se estructura, en un conjunto de secuencias en su mayoría granocrecientes de progradación deltaica, cubiertos finalmente de modo disconforme por un conjunto de depósitos de canales aluviales que culminan en un delgado espesor de depósitos de llanura de inundación. En la parte baja de la sucesión, los ciclos deltaicos están representados por, un apilamiento de ciclos de llanura deltaica.

Ambiente de plataforma marina

Los depósitos de plataforma carbonatada forman dos intervalos en la sucesión estudiada (Figura 6). El inferior tiene muy escaso espesor y una amplia extensión lateral mientras que el segundo, de mayor espesor, aflora únicamente en la sección de Murias de Aller (río Negro) y consta de depósitos carbonatados que alternan con lutitas prodeltaicas/ de plataforma. Este intervalo consta de 2 ciclos separados por un episodio transgresivo.

Ambientes deltaicos:

Los depósitos deltaicos se organizan en un conjunto de ciclos de progradación deltaica, formados por depósitos prodeltaicos hasta otros de frente deltaico proximal, que se apilan verticalmente separados por episodios transgresivos y forman los intervalos II y III antes citados (Figuras 4 y 6). Además, la parte inferior de la sucesión (intervalo I), bajo el primer nivel de plataforma carbonatada, consta de un conjunto de ciclos de relleno de bahía apilados (Figuras 4 y 6).

Los ciclos deltaico se componen de alternancias de lutitas con limolitas (intervalo I) que hacia techo evoluciona a intervalos de alternancias que se intercalan con cuerpos areniscosos (intervalo II). Cada ciclo comienza por un intervalo potente de lutitas que

hacia techo pasa a alternancias de lutitas, limolitas y areniscas y finalmente a cuerpos de areniscas marcando la evolución desde el prodelta hasta el frente deltaico superior. En sentido proximal-distal se observa una marcada disminución del tamaño de grano de los depósitos con una progresiva desaparición de las areniscas del frente deltaico proximal. Las facies en estos cuerpos areniscos evolucionan en el mismo sentido desde areniscas con laminación paralela (F7a) y estratificación cruzada (F8a y F8b), a areniscas con laminación paralela (F7a) y finalmente a areniscas con laminación paralela y estratificación cruzada hummocky (F7b) (ver Figura 6 y secciones del Apéndice).

A lo largo de los intervalos II y III se verifica una evolución de los ciclos deltaicos, desde ciclos con un gran desarrollo del prodelta, en la parte baja del intervalo II, hasta ciclos con desarrollo mayor de los cuerpos arenosos del frente deltaico superior en el intervalo III. Este hecho marcaría el carácter progradante a gran escala del conjunto de aparatos deltaicos.

Los ciclos de relleno de bahía deltaica, se encuentran en la base de la sección estudiada, en el intervalo I (Figuras 4 y 6). Estos ciclos son similares a los ciclos deltaicos, pero de menor espesor y reflejan la progradación de cuerpos sedimentarios sobre una cuenca sumergida de poca profundidad hasta la colmatación de esta y el desarrollo de suelos. De acuerdo con Elliott (1974, 1986), representarían el relleno de bahías interdistributarias por medio de lóbulos de crevasse. En algún caso se observa (base del intervalo II; Figura 6) como los ciclos de relleno de bahía evolucionan distalmente a ciclos deltaicos a medida que el sub-delta que se generaba en una bahía progradaba hasta la cuenca marina transformándose en un delta.

Los sistemas deltaicos estudiados no presentan rasgos de influencia mareal ni de oleaje y han sido interpretados tradicionalmente como de dominio fluvial (Colmenero y Barba, 1995). Únicamente se reconocen estructuras de flujo combinado, ripples y estratificación cruzada hummocky, que dada la ausencia de otros indicativos de influencia de oleaje, como serían el lavado de las areniscas, sugieren la actuación de flujos de avenida (Mutti et al., 1996), tal y como ha sido observado en los sistemas deltaicos asociados al cuerpo infrayacente de las areniscas de Generalas (Ncogo, 2012)

Ambiente aluvial

Los depósitos aluviales, dispuestos con base neta sobre, conforman el intervalo IV descrito en apartados anteriores. Este intervalo consta de lóbulos y canales conglomeráticos, cuya geometría es difícil de precisar, separados entre sí por superficies de discontinuidad y, ya en los estratos más altos que afloran en algunas localidades (Fig. 7). Estos, están colocados a techo de los depósitos de frente deltaico.

Predominan sedimentos conglomeráticos y no se sabe con certeza si estas secuencias son canaliformes o lobulares, aunque algunos autores se decantan por estructura lobular (Fernández et al, 1988). Estos conglomerados son de clastos redondeados cuarcíticos y matriz arenosa. Estos conglomerados están alternando con pequeñas capas de areniscas de potencia decimétrica. En la parte más distal, que corresponde a la sección de Río Negro, estos conglomerados lateralmente cambian litológicamente a areniscas, en una sección de evolución granocreciente y cercana a la base de esta, se sitúa una capa de carbón. Culmina con unas alternancias, lutitas y capas de carbón que pertenecerían a un ambiente de llanura aluvial.

Ambiente de llanura aluvial

En el intervalo estudiado, estos depósitos están muy poco desarrollados. Se encuentran principalmente a techo de la sección estudiada, en el techo del intervalo IV, sobre los canales/lóbulos. Estos depósitos se componen por limolitas y lutitas con predominio de capas de carbón.

Ambiente mareal

En el intervalo estudiado, estos depósitos solo afloran en la sección de Murias de Aller. Por su localización en relación al resto de las asociaciones de facies (ver a continuación el apartado de Estratigrafía Secuencial), estos depósitos se desarrollaron en determinados momentos de la evolución de una cuenca que, como se ha señalado anteriormente, poseía una escasa actividad mareal.

Estratigrafía secuencial

El estudio de facies genéticamente relacionadas dentro de un marco de superficies cronoestratigráficas se denomina estratigrafía secuencial (Van Wagoner et al., 1988). Se construye tomando en cuenta los parámetros alógenos en el momento de la sedimentación y la predicción de las arquitecturas de facies en las zonas no estudiadas de antemano. Las secuencias deposicionales están constituidas por varios cortejos cuya distinción se basa en el ordenamiento de las parasecuencias constituyentes (progradante, agradante o retrogradante), en su posición estratigráfica mutua y en su relación con las superficies significativas de las secuencias (límite de secuencia, superficie transgresiva, superficie de máxima inundación). Se va a dividir en tres cortejos, de mar bajo, transgresivo y de mar alto; ver p. ej. Vail et al., 1977; Van Wagoner et al., 1988). La organización secuencial del intervalo estudiado se ilustra en la Figura 7.

A continuación se exponen las secuencias en las que se ha dividido la sección estudiada.

Secuencia deposicional I

Su base se localiza en la base de las areniscas de Generalas, a muro del intervalo estudiado y su techo está definido por la superficie erosiva basal de la 1ª Pudinga. Tiene un espesor de unos 160-170 m de los que los 90-100 m superiores entran dentro del intervalo estudiado donde engloba los intervalos I-III.

En la parte baja de la sucesión estudiada, formando el intervalo I, se extiende un conjunto de parasecuencias de relleno de bahía separadas por eventos transgresivos representados por capas de carbón cada vez más delgadas hasta desaparecer en las parasecuencias más altas (Figura 7). Este conjunto, que se continua a muro, fuera ya del intervalo estudiado, presenta pues una tendencia retrogradante y culmina en las calizas de la base del intervalo II. Esta disposición sugiere que este conjunto de parasecuencias representa el corte transgresivo y la mencionada caliza, la superficie de máxima inundación.

Sobre este conjunto y hasta el límite de secuencia superior, se extiende un intervalo de carácter granocreciente (intervalos II y III) (Figuras 6 y 7) constituido por varios ciclos progradantes asimilables a parasecuencias, de los cuales se pueden señalar dos (Ib y Ic)

como las principales. La organización interna de este conjunto formaría un set de parasecuencias progradante al que se interpreta como el cortejo de nivel de mar alto (figura 7).

Secuencia deposicional II

La porción estudiada de esta secuencia se extiende entre su base y las primeras capas de carbón situadas sobre la 1ª Pudinga. (intervalo IV). El conjunto conglomerático parece, en base a la variación vertical de tamaño de grano, representar un ciclo granocreciente-granodecreciente. Se interpreta que corresponde a los depósitos de mar bajo (y bajada?) más el inicio del cortejo trasngresivo (Figura 7).

La discontinuidad basal de esta secuencia parece presentar un relieve de varios metros y así, en la sección de Murias de Aller, donde se sitúa en un nivel estratigráfico más alto, esta discontinuidad permite aflorar un intervalo de calizas marinas y lutitas de plataforma/prodelta, dispuestas de modo neto sobre el techo de la secuencia I. Este conjunto, que solamente aflora en esta localidad, parece representar el cortejo transgresivo de una secuencia situada entre las otras dos y de orden incierto.

Origen de las secuencias

Aunque no es el objeto inmediato de este trabajo, ya que trasciende a sus objetivos y a su carácter local, se pueden establecer algunas conclusiones respecto a las secuencias descritas. La extensión lateral de los respectivos cuerpos basales de granulometría grosera (areniscas de Generalas y 1ª Pudinga) sugiere que ambas secuencias deben representar una importante bajada relativa del nivel del mar que implica la progradación hacia la cuenca de los sedimentos gruesos del sistema fan deltaico de Mieres, originando dichos cuerpos que se extienden a lo largo de la Cuenca Carbonífera Central. A la vista de la estratigrafía de la sucesión del Sector de Aller-Nalón, el mismo significado tendrían los cuerpos de la 2ª Pudinga y de la arenisca de La Voz. Quedaría excluido un origen por procesos autocíclicos (avulsión del sistema fan deltaico y generación de un nuevo lóbulo) que implicaría una extensión lateral más restringida de

los mismos y su alternancia en la lateral con cuerpos análogos. En base a la duración estimada de los pisos de Carbonífero (3 ma para el Westfaliense D –Asturiense, según Menning et al., 2006), se puede aventurar que las secuencias consideradas, cuyo espesor es del orden de 170 m frente a los más de 3000 m del Asturiense en l Sector de Aller – Nalón, tendrían una duración de entre 100000 y 200000 años, pudiendo ser encuadradas entre las de 4º orden, interpretadas generalmente como de origen glacioeustático (Mitchum y Van Wagoner, 1991), compatible con las condiciones de periodo frío (icehouse) con glaciaciones que imperaron durante gran parte del Carbonífero.

Discusión

Coincidiendo con autores anteriores, principalmente Colmenero y Barba (1985) y Fernández et al. (1988), los ciclos deltaicos aquí descritos se interpretan como generados por sistemas deltaicos dominados por la acción fluvial, debido a la ausencia de rasgos de dominio de los procesos marinos de mareas y oleaje, salvo en los momentos transgresivos en los que se desarrollarían canales con régimen mareal, como los existentes en la parte alta de la sección de Murias de Aller.

Dentro de los sistemas de dominio aluvial, la presencia de areniscas con estratificación cruzada tipo hummocky, pero inmaduras, y sin signos de lavado continuado por el oleaje, hace suponer que el área estudiada estaba dominada o al menos influenciada por avenidas. Los términos más distales de estas capas estarían constituidos por las capas de limolitas y areniscas muy finas con ripples de flujo combinado y techo gradual (facies 6) y por las limolitas gradadas de la facies 5 (cf. Mutti et al., 1996).

Aquellos autores consideran que serían sistemas con una morfología lobulada (*lobate*) propios de zonas con aporte sedimentario grande (Elliot, 1978; Miall, 1979). En todo caso, la mayor parte de los sistemas deltaicos de la Cuenca Carbonífera Central tuvieron carácter somero y evolución rápida, lo que les hace muy similares a otros deltas descritos en cuencas de la misma edad, en dominios tectónicamente activos (Ferm, 1970; Walter, 1975; Ryer, 1981).

Conclusiones

Las conclusiones a las que se ha llegado en el presente trabajo son las siguientes:

Litológicamente, la sucesión estudiada entre el techo de las areniscas de Generalas y el de la Primera Pudinga está constituida por lutitas, limolitas, areniscas con niveles subordinados de calizas y margas, conglomerados y algunas delgadas capas de carbón.

La distribución vertical de estas litologías permite distinguir cuatro intervalos, (I)I, constituido por areniscas, lutitas y algunas capas de carbón; (II) formado por lutitas con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino en bancos centimétricos y con un nivel basal calcáreo delgado y lateralmente continuo; (III), integrado por cuerpos arenosos separados por intervalos de lutitas y limolitas; y (IV) constituido por conglomerados (1ª Pudinga) que se disponen sobre una disconformidad y que lateralmente hacia el SE, evolucionan a areniscas y están cubiertos por alternancias con algunas capas de carbón. Este intervalo IV, en la sección de Murias de Aller, está integrado por intercalaciones de calizas y lutitas cubiertas de modo erosivo por areniscas con rasgos mareales y capas de carbón.

El análisis de las facies, ha permitido separar once facies que se agrupan en ocho asociaciones de facies que se ajustan a tres modelos principales. Un modelo de plataforma carbonatada, de muy escaso desarrollo, y que se encuentra presente en los intervalos I y IV; un modelo deltaico, presente en los intervalos I, II y III y un modelo aluvial, que conforma casi la totalidad del intervalo IV.

El modelo deltaico se ajusta un modelo de sistemas de dominio fluvial, con indicios de que las avenidas pudieron jugar un papel en su construcción. Se distinguen dos tipos de ciclos: ciclos granocrecientes de progradación deltaica y ciclos de relleno de bahía interdistributaria. Los primeros tienen un espesor métrico a decamétrico y forman la totalidad de los intervalos II y III. En ellos se observa una marcada evolución proximal distal hacia el SE, con disminución del tamaño de grano de los depósitos de frente deltaico proximal, que evolucionan desde areniscas con estratificación cruzada y laminación paralela (facies 8 y 7a, respectivamente), a areniscas con laminación paralela (facies 7a) y finalmente a areniscas finas con estratificación cruzada hummocky (facies 7b). Los ciclos de relleno de bahía interdistributaria forman el intervalo I y presentan un espesor métrico, organización granocreciente-granodecreciente y suelen culminar en una capa de carbón.

El modelo aluvial conforma un intervalo compuesto por conglomerados, areniscas de relleno de canal y lutitas de llanura aluvial.

La sucesión estudiada forma parte de dos secuencias deposicionales, cuya base viene dada por dos litosomas muy característicos a escala del Sector de Aller-Nalón: las areniscas de Generalas y la 1ª Pudinga. Estas dos secuencias son verosíblemente de 4º orden y origen glacioeustático y muy posiblemente serían análogas a las que se deben disponer sobre otros litosomas de gran continuidad lateral (2ª Pudinga y areniscas de La Voz) también relacionadas con el complejo fan deltaico de Mieres.

Bibliografía

- Agueda, J.A., Comenero Navarro, J.R., Fernández González, L.P., Salvador González, C.I., Barba Regidor, P. y Barba Regidor, F.J. 1986-87. Facies generadoras de carbón en el Westfaliense superior de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22, 131-139.
- Boothroyd, J.C. & Ashley, G.M. 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: A. Jopling & B.C. McDonald (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 23, 193-222.
- Casillas Castañón, F. (1984), Estudio estratigráfico de la serie Westfaliense del valle del río Negro (Aller). Tesis de Licenciatura (inédita), Univ. Oviedo, 68 pp.
- Coleman, J.M. y Prior, D.B. (1980). Deltaic and bodies. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, Short Course Notes, 15, 171, pp.
- Collinson, J.D. (1996), Alluvial sediments, En: Reading, H.; (ed.) *Sedimentary Environments: processes, facies, and stratigraphy*. Blackwell Science: 37-82. Oxford.
- Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: Walker, R.G., and James, N.P. (Eds.). *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, *Geotext* 1, 195-218.

- Dumas, S., Arnott, R.W.C. y Southard, J.B. (2005), Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 501–513.
- Elliott, T. (1974). Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21, 611–622
- Elliott, T. (1986). Deltas. En: H.G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environment and Facies*. Blackwell Sci. Pub., 113-154.
- ENADIMSA (1980). INVESTIGACIÓN Geológico-Minera en el área de San Fernando-Pontones. Fondo Documental del IGME.98 pp.
- Fernández, L.P.; Agueda, J.A.; Colmenero, J.R.; Salvador, C.I. y Barba, P. 1988. A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. In: W. Nemeč & R. Steel (Eds.) *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie & Son, Glasgow, 287-302.
- Hein, F.J. & Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 14, 562-570.
- Kneller, B.C., and Branney, M.J. (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42, p. 607-616. Lotze, F. (1945), Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotect. Forsch.*, 6, 1-12. (Traducido por J.M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Pbl. Extr. Geol. España*, V, 149-166).
- Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high- density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.

- McCabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: R.A. Rahmani & R.M. Flores (Eds.), *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 7, 13-42.
- M. Menning, M., Alekseev, A.S., Chuvashov, B.I., Davydov, V.I., Devuyst, F.-X., Forke, H.C., Grunt, T.A., Hance, L., Heckel, P.H., Izokh, N.G., Jin. Y.-G., Jones, P.J., Kotlyar, G.V., Kozur, H.W., Nemyrovska, T.I., Schneider, J.W., Wang, X.-D., Weddige, K., rWeyer D. y Work, D.M. (2006). Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240, 318–372.
- Miall, A.D. (1992). Alluvial sediments. En: Walker, R. G. and James, N. P.(Eds.), *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada., p.119-142.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite sandstones*. San Donato Milanese: AGIP-Instituto di Geologia, Universita di Parma, p.275.
- Mitchum Jr, R.M. y Van Wagoner, J.C. (1991). High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, 131–160.
- Mutti, E.; Davoli, G.; Tinterri, R. y Zavala, C. (1996). The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Mem. Sci. Geol.*, 48, 233-291.
- Rust, B.R. 1978. Depositional models for braided alluvium. In: A.D. MIALL (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, 605-625.
- Salvador González, C.I. 1977. *Estratigrafía y sedimentología del borde NW de la Cuenca Carbonífera Central*. Sección Ablaña-Baiña. Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo (inédita).
- Sanchez de la Torre, L; Agueda Villar, J.A.; Colmenero Navarro, J.R.; Gonzalez Lastras, J.; Salvador Gonzalez, C.I.; Martín Llana, J. y Barba Regidor, P.1985b. Evolución sedimentaria del Carbonífero en la Cuenca Central de Asturias. C.R. X Int. Congr. Strat. Geol. Carb. Madrid 1983, 3, 187-196.

- Southard, J. B. (1991), Experimental determination of bed-form stability. *Annual Rev Earth Planet. Sci.*, 19, 423-455.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., and Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *AAPG Methods in Exploration Series No 7*, 55 p.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., (1988). An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C.Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.): *Sea-Level changes: An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication, 42: 39- 45.
- Walker, R.G. 1975. Conglomerates: sedimentary structures and facies models. In: J.C. Harms; J. Southard; D.R. Spearing & R.G. Walker (Eds.). *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*. Short Courses Lect. Notes Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 2, 133-158.
- Walker, R.G. (1984), Shelf and shallow marine sands. En: R.G. Walker, (ed.). *Facies Models*. Geosci. Can., Reprint Ser. 1, Geol. Soc. Can., Waterloo, Ontario, 141-170.

Apéndices:

Leyenda de las columnas









Columna estratigráfica de la sección de Los Nadales

Columna estratigráfica de la sección de Murias de Aller

Columna estratigráfica de la sección de La Nueva

LEYENDA COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS INORGANICAS

-  Laminación de ripples
-  Laminación planar
-  Estratificación cruzada planar
-  Estratificación cruzada de bajo ángulo
-  Estratificación cruzada en surco
-  Estratificación cruzada tipo Hummocky
-  Pillows
-  Slump



ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS

-  Bioturbación
-  Raíces

ESTRUCTURAS DIAGENÉTICAS

-  Fe Nódulos de

ORDENACIÓN SECUENCIAL

-  Ordenación ascendente
-  Ordenación descendente

LITOLOGÍA

-  Conglomerados
-  Areniscas
-  Limolitas
-  Lutitas grises oscuras
-  Carbón
-  Calizas

TAMAÑO DE GRANO Y TEXTURA

- C= carbón
 - A= arcilla
 - L= limo
 - F= fina
 - M= media
 - G= gruesa
 - Gr= gránulos
 - Gu= guijarros
 - C= cantos
 - B= bloques
- | arena
- | gravas

Carbonatos

- Mr= marga
- M= mudstone
- W= wackestone
- P= packstone
- G= grainstone

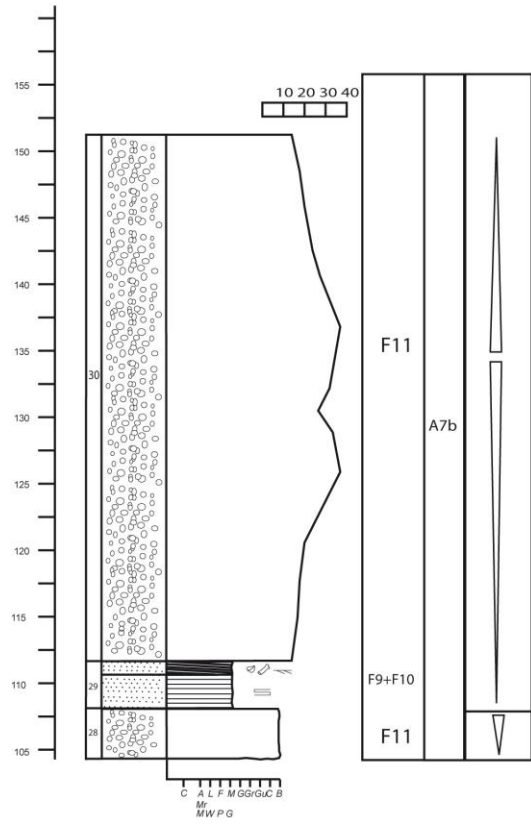
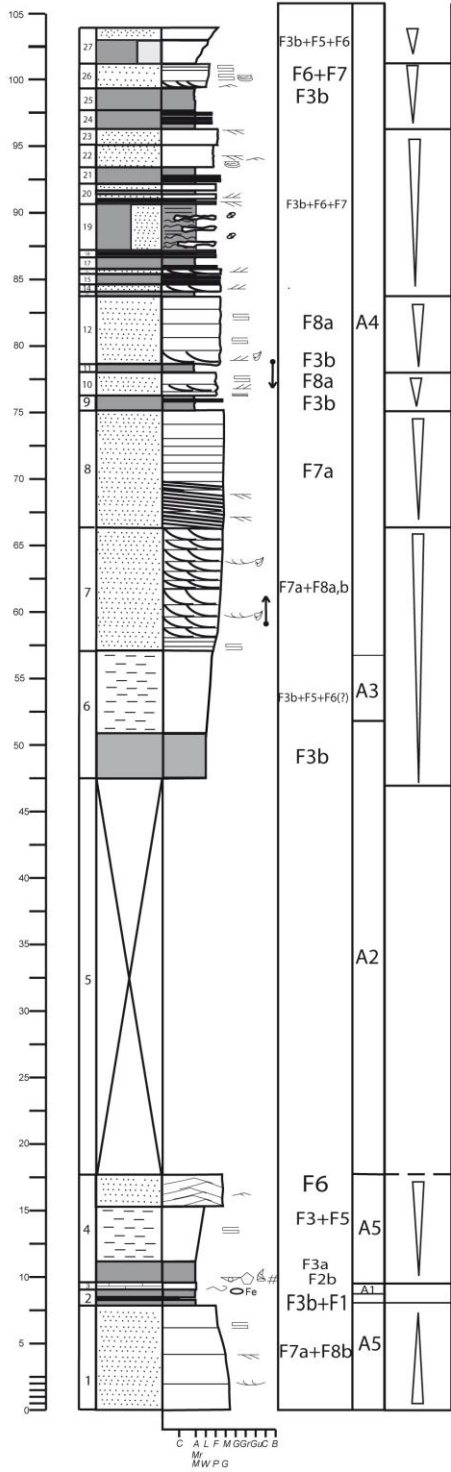
CONTENIDO PALENTOLÓGICO

-  Restos vegetales

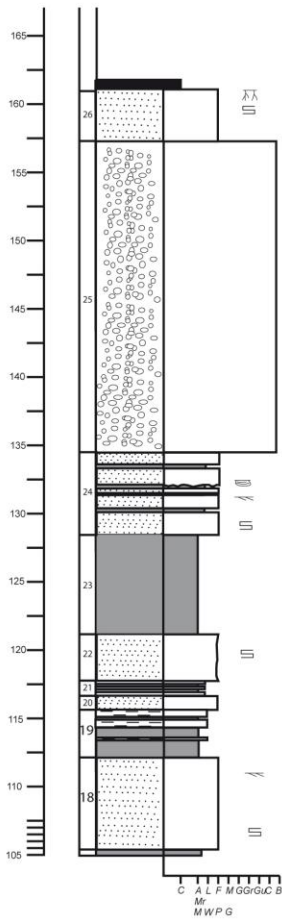
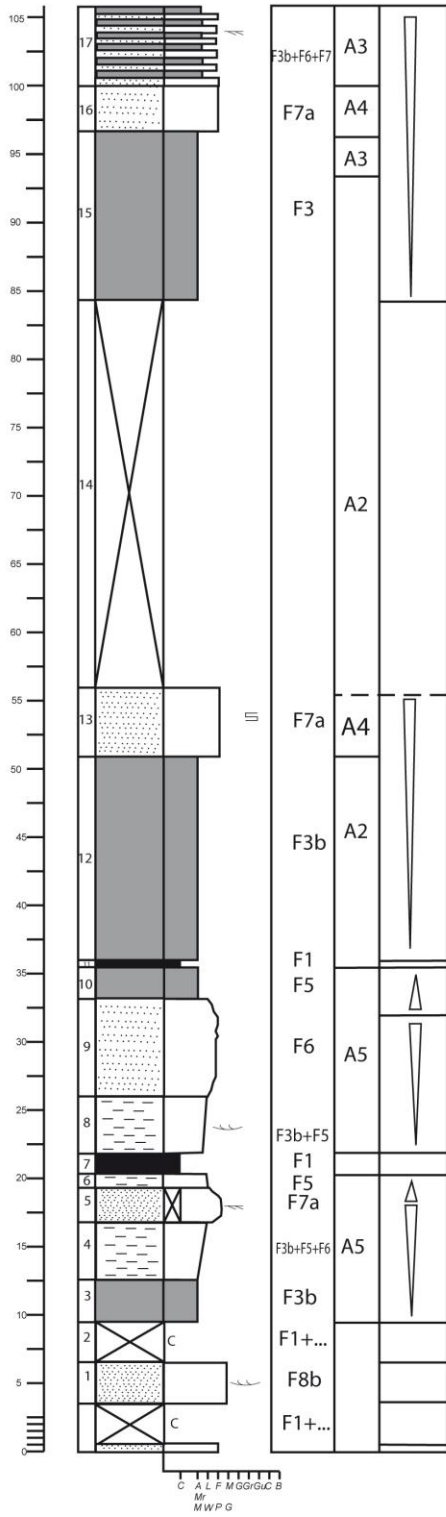
FAUNA

-  Gasterópodos
-  Equinodermos
-  Braquiópodos
-  Briozoos
-  Algas filoides
-  Bioclastos

SECCIÓN LOS NADALES



SECCIÓN LA NUEVA



F1		
F7+F9	A8	
F11	A7b	
F3b+F6+F7	A4	
F3b	A2	
F7a	A4	
F3b	A4	
F6+F7	A3	
F3b+F5+F6	A3	
F7a	A4	

SECCIÓN MURIAS DE ALLER

