



Descripción e interpretación sedimentolóxica de las facies detríticas del borde Norte de la cuenca de Meirama (Galicia, NW de España)

Description and sedimentological interpretation of the detritic facies in the Northern part of Meirama basin (Galicia, NW of Spain)

GARCIA MELENDEZ, E.

A partir de la descripción e interpretación sedimentolóxica de las facies detríticas que afloran en el borde Norte de la cuenca lignitífera de Meirama, se identifican varias secuencias correspondientes a un medio sedimentario de abanico. La sedimentación estuvo condicionada por los movimientos de la falla de salto en dirección asociada a esta cuenta terciaria y por la disponibilidad de un substrato meteorizado en el área fuente, susceptible de ser transportado hasta la cuenca sedimentaria por procesos de flujos de gravedad (transporte en masa) y por corrientes no canalizadas, a su vez condicionados por factores climáticos.

Palabras clave: Terciario, abanico, Meirama, Galicia, facies detríticas.

From the description and sedimentological interpretation of the detritic facies in the Northern part of Meirama basin, several sequences are identified as a fan depositional environment. Sedimentation was conditioned by the motion of the strike-slip fault which this tertiary basin is associated with; and by a source area weathered whose components were transported to the sedimentary basin by gravity flows and sheet-floods, both of them conditioned by climatic factors.

Key words: Tertiary, fan, Meirama, Galicia, detritic facies.

INTRODUCCION

La cuenca de Meirama ha supuesto un tema de investigación para distintos autores en los últimos años. Algunos de estos trabajos han sido facilitados por las labores de explotación del lignito a cielo abierto, que han permitido los estudios del relleno sedimentario de esta cuenca (GARCIA-AGUILAR, 1987; MONGE, 1987; SANTANACH *et al.*, 1988); otros se han basado fundamentalmente en los datos de sondeos realizados antes de comenzar la explotación minera (MALDONADO, 1977). Estos autores se centran sobre todo en la evolución tectónica y sedimentaria global para toda la cuenca, asignando uno de ellos (MALDONADO, 1977) una edad oligocénico-miocénica para sus sedimentos. Otros, por el contrario, señalan la ausencia de dataciones paleontológicas fiables (SANTANACH, *et al.*, 1988).

Las dataciones a nivel regional del Terciario de Galicia son también difíciles de precisar, así MEDUS (1965), NONN (1966) y BRELL y DOVAL (1979) estiman para el lignito gallego una edad comprendida entre el Aquitaniense y el Plioceno inferior, para MARTIN-SERRANO (1980) estaría situado en el Paleoceno superior - Eoceno inferior.

En cuanto a la evolución climática a lo largo del Terciario, BIROT y SOLE (1954) identifican una tendencia general subárida alternando con períodos de humedad; esta tendencia general hacia condiciones más áridas también es reconocida por NONN (1966), BRELL y DOVAL (1979) y MARTIN-SERRANO (1980) para Galicia en general, y por MONGE (1987) para la cuenca de Meirama en particular.

En este trabajo se hace la descripción e interpretación de unas facies detríticas situadas por encima del lignito, que afloran en el borde Norte de la cuenca (este lugar ha sido sepultado por la escombrera de la explotación minera), esperando que pueda ser útil en investigaciones posteriores que se cen-

tren en análisis de facies detallados de otras zonas de la cuenca, para poder establecer con precisión la posible sedimentación diferencial en esas zonas, que se ve grandemente condicionada por el substrato litológico del área fuente (granitos y esquistos), por el distinto comportamiento tectónico del sistema de fallas y por los factores climáticos.

ENCUADRE GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

La zona de estudio está situada aproximadamente a 30 Km al sur de la ciudad de A Coruña, en el municipio de Cerceda. Se sitúa en una zona deprimida limitada en su borde NE por los montes de O Xalo y en su borde SW por las estribaciones del monte Morzoz, estando atravesada longitudinalmente por el curso alto del río Barcés.

El substrato de la cuenca pertenece a la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico (JULIVERT *et al.*, 1972) y está formado por los metasedimentos de la serie de Ordes (esquistos) y en su mayor parte por el Complejo Granítico de A Coruña, concretamente por el macizo de A Silva; éste presenta cuatro *facies* distintas que no están separadas entre sí por contactos netos, sino que pasan de modo muy gradual de una a otra presentando tipos transicionales (BELLIDO *et al.*, 1987), siendo la común y la de *grano* relativamente grueso las que están en contacto con el relleno sedimentario de la cuenca. El Complejo Granítico de A Coruña muestra un estrechamiento a la altura de la falla de Meirama que lo divide en dos partes, en el extremo sur-oriental de este estrechamiento se sitúa la cuenca lignitífera de Meirama (Fig. 1).

La cuenca tiene en planta una forma elíptica con una anchura de unos 500 m y un eje máximo de unos 3 Km que es paralelo a la falla de orientación N120E-N140E y de salto 1,7 Km en la horizontal (MONGE, 1987); el borde NW es menos profundo que el borde SE, alcanzando este último los

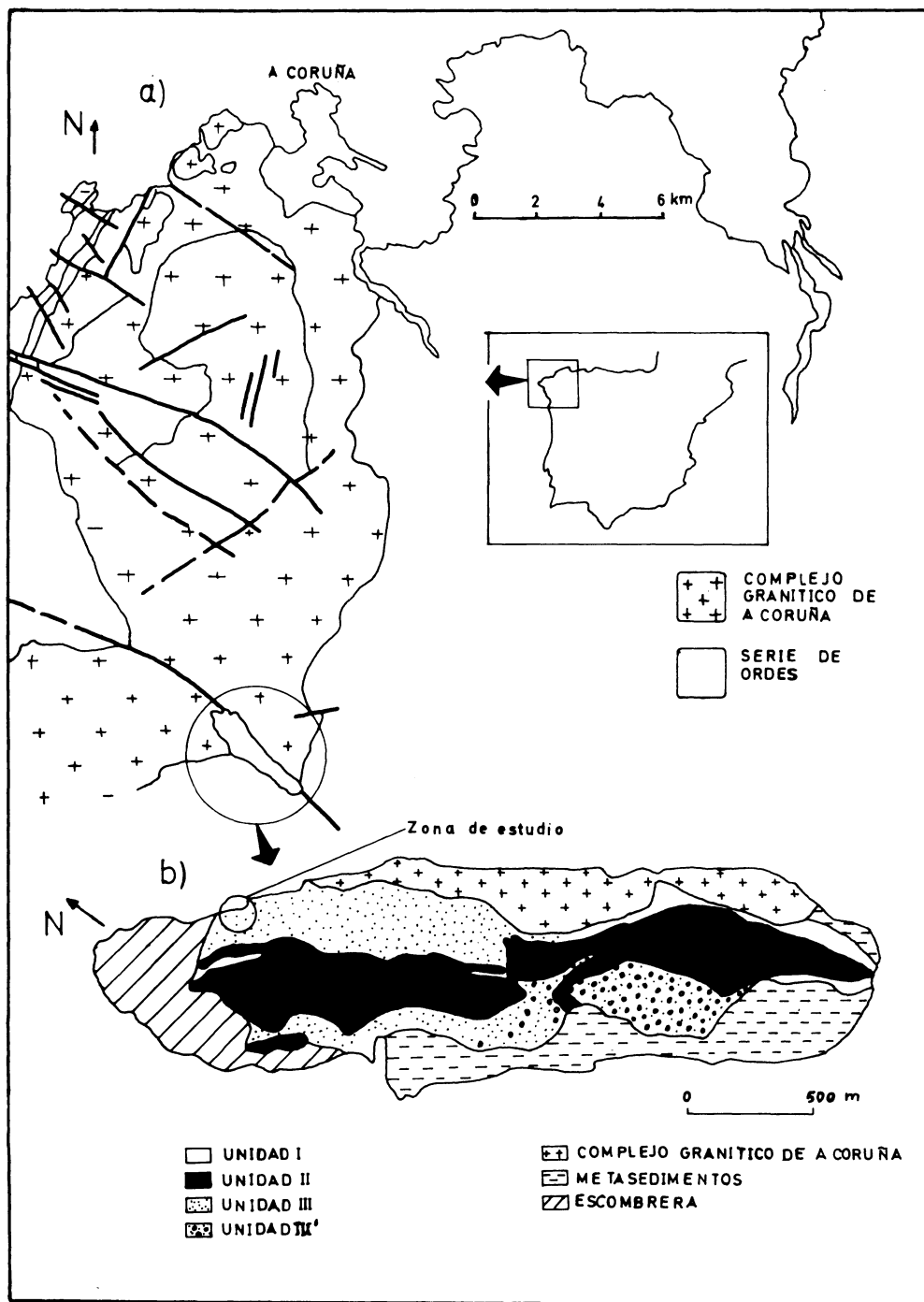


Fig. 1. a) Encuadre geográfico y geológico.

b) Mapa geológico de la cuenca de Meirama (tomado de Monge (1987)).

340 m según los sondeos realizados. La falla (o sistema de fallas) está estructurada como un corredor direccional dextrógiro con una longitud de 55 Km y una anchura de 3,5 Km de evolución cenozoica (SANTANACH *et al.*, 1988), en el que además de la cuenca de Meirama se encuentran las de Lendo, Visantona, Lanza, Orros, Boimil y Xanceda.

DESCRIPCION DE LOS SEDIMENTOS

Entre los perfiles 2 y 3 de la explotación minera situada en la cuenca afloran tres de las cuatro unidades sedimentarias de carácter no formal diferenciadas por MONGE (1987) en el relleno sedimentario: la parte superior de la unidad II (unidad del lignito), la unidad III (unidad detrítica in-

termedia) y la unidad IV (unidad detrítica superior). El afloramiento (Fig. 2) tiene unos 24 m de altura y aproximadamente 40 m de anchura estando su superficie muy verticalizada. Sus coordenadas son 43°12'27" de latitud Norte y 8°26'13" de longitud Oeste.

La unidad de lignitos está constituida en esta zona por lignito alternando con niveles centimétricos de arcillas caoliníferas de color blanco; el paso de esta unidad a la siguiente es gradual (en esta zona) y está formado por tres niveles de características intermedias. A continuación se describen los niveles de este afloramiento que corresponden a la unidad detrítica intermedia y a la unidad detrítica superior. Los tres primeros niveles descritos son las facies de transición entre la unidad I y la unidad III.

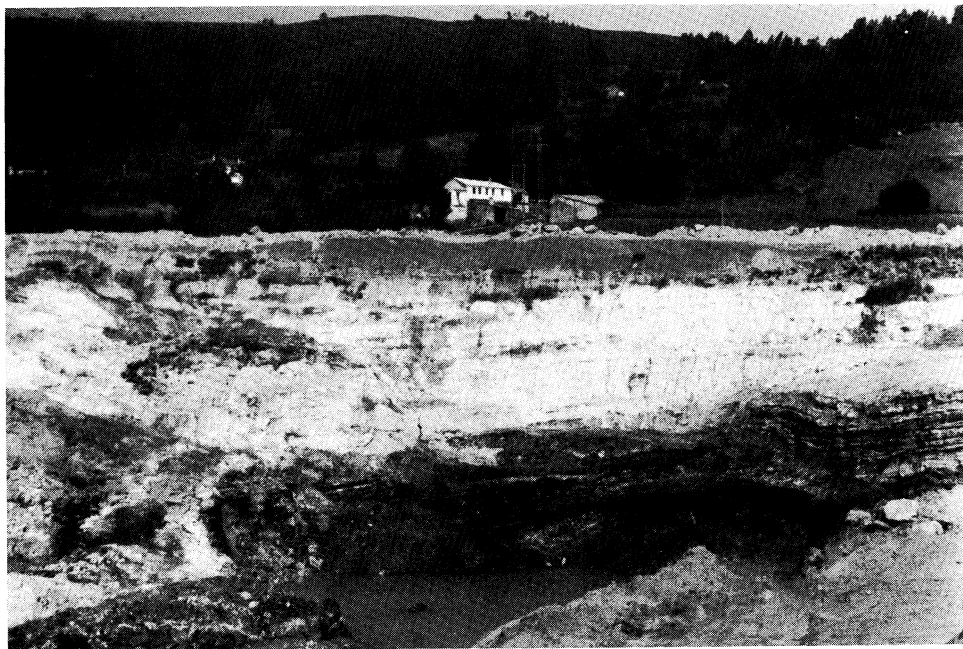


Fig. 2. Vista general del afloramiento.

DESCRIPCIÓN DE LA UNIDAD DETRÍTICA INTERMEDIA O UNIDAD III

1. 110 cm de arcillas de color gris a marrón claro.
2. 2 cm de arcillas y limos de color gris oscuro a negro, ligeramente laminadas. Presentan algún clasto de cuarzo.
3. 60 cm de arcillas de color gris a marrón. Presentan granos y cantos de cuarzo dispersos, éstos tienen unos 6 mm de eje máximo, son de color blanco y azulado predominando el último; también aparece algún clasto de feldespato y de moscovita. Sedimento inmaduro mineralógica y texturalmente. En algunas zonas la estructura es granosoportada.
4. 100 cm de gravas de cuarzo con cantos de 10 mm de eje máximo, son de color blanco y azulado siendo más abundante el último. Presentan una matriz limo-arenosa con granos de cuarzo de color blanco. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
5. 18 cm de arcillas de color gris con algunos clastos de cuarzo de color blanco y azulado, y con laminillas de moscovita.
6. 50 cm de gravas de cuarzo con cantos de 8 mm de eje máximo, son de color blanco y azulado. Presentan una matriz arenosa de granos de cuarzo. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
7. 70 cm con cuatro subniveles (sin contacto neto entre ellos) de arenas, gravas, arenas y limos. Los dos niveles arenosos son de granos de cuarzo con algún canto. Las gravas son de cuarzo con cantos de unos 6 mm de eje máximo. Los limos son de color gris con algún canto de cuarzo. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
8. 45 cm de gravas de cuarzo con cantos de color blanco y azulado. Presentan una matriz arenosa con granos de cuarzo de color blanco. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
9. 80 cm de arenas de granos de cuarzo de color blanco con algún canto de cuarzo disperso; hacia techo va aumentando el número de cantos gradualmente hasta formar un subnivel de gravas en los últimos 14 cm. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
10. 60 cm de limos, tienen cantos de cuarzo dispersos de 5 mm de eje máximo. Aparecen algunos restos de materia orgánica. Presentan lentejones de gravas de cuarzo.
11. 30 cm de gravas de cuarzo con cantos de unos 5 mm de eje máximo, son de color blanco y azulado. Presentan un subnivel arenoso intercalado de unos 5 cm de potencia. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
12. 65 cm de limos y arenas muy finas con cantos de cuarzo de color blanco y azulado dispersos. Presentan laminación paralela y aparece algún resto de materia orgánica vegetal; también aparecen pequeños cristales de yeso.
13. 30 cm de gravas de cuarzo con cantos de 5 mm de eje máximo de color blanco y azulado. Presentan una matriz limosa de color marrón. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
14. 5 cm de arcillas de color marrón oscuro a negro ricas en materia orgánica. Es un nivel muy continuo que abarca la mayor parte del afloramiento.
15. 40 cm de gravas de cuarzo con cantos de 10 mm de eje máximo de color blanco y azulado. Presentan una matriz arcillosa. El grado de cementación en este nivel es mayor que en los del resto del perfil. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
16. 40 cm de limos masivos de color gris con algún clasto de cuarzo disperso.
17. 75 cm de gravas de cuarzo con cantos de unos 10 mm de eje máximo de color blanco y azulado (siendo este último más abundante), soportados por una matriz limo-arenosa con granos de cuarzo y alguna lámina de moscovita. Hacia techo disminuye el número de cantos y aumenta la matriz. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
18. 12 cm de limos con cantos de cuarzo dispersos.
19. 200 cm de gravas de cuarzo con cantos de 30 mm de eje máximo de color blanco y azulado. Presentan una matriz arenosa de granos de cuarzo de color blanco con alguna laminilla de moscovita, también aparecen restos de materia orgánica vegetal y algún subnivel de limos. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
20. 75 cm de arcillas de color gris a blanco con algún canto de cuarzo disperso.
21. 65 cm de gravas de cuarzo con cantos de 10 mm de eje máximo de color blanco y azulado (siendo éste predominante). Presentan matriz limosa. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.

22. 80 cm de arcillas y limos con cantos de cuarzo dispersos de color blanco y azulado que disminuyen hacia techo.
23. 70 cm de gravas de cuarzo con cantos de color blanco y azulado. Presentan un lentejón de arenas y limos con cantos de cuarzo dispersos. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
24. 80 cm de limos y arcillas de color gris con clastos de cuarzo dispersos que son más abundantes hacia muro. Presentan laminación paralela.
25. 11 cm de arenas de cuarzo de color blanco, predominando cantos de cuarzo hacia techo.
26. 23 cm de arcillas de color gris.
27. 14 cm de arenas con cantos de cuarzo dispersos de 15 mm de eje máximo de color blanco y azulado. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
28. 70 cm de arcillas de color gris con clastos dispersos de cuarzo de color blanco y azulado.
29. 50 cm de gravas de cuarzo de color blanco y azulado. Presentan matriz arcillosa y un lentejón de arcillas con cantos de cuarzo dispersos. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
30. 110 cm de gravas de cuarzo con cantos de 30 mm de eje máximo, de color blanco y azulado. Presentan una matriz arenosa que hacia techo es de limos. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
31. 120 cm de arcillas de color blanco con cantos de cuarzo dispersos.
32. 33 cm de gravas de cuarzo con cantos de 10 mm de eje máximo, de color blanco y azulado. Presentan matriz areno-limosa. Sedimento mineralógicamente maduro y texturalmente inmaduro.
33. 8 cm de arcillas de color gris con algunos cantos de cuarzo dispersos.

DESCRIPCION DE LA UNIDAD DETRITICA SUPERIOR O UNIDAD IV

34. 120 cm de gravas de cuarzo, de color blanco y azulado, y de feldespato. El eje máximo de los cantos de cuarzo es de 10 mm y el de los feldespatos es de 8 mm. Presentan una matriz limo-arcillosa de color gris oscuro con laminillas de clorita y de moscovita. Aparece algún resto de materia orgánica vegetal. Hacia techo van apareciendo más clastos de feldespato, presentando éstos un tamaño mayor. En los 15 cm superiores aparecen cantos de granito muy alterados con la biotita cloritizada. Sedimento mineralógica y texturalmente inmaduro.
35. 300 cm con distintos niveles de gravas, arenas y arcillas que alternan vertical y lateralmente. Las gravas son de cuarzo de color blanco, feldespato y fragmentos de roca (granito con la biotita cloritizada), el eje máximo de los cantos es de unos 40 mm aunque se encontró uno de 15 cm. Los granos de las arenas son de cuarzo y de feldespato con láminas de moscovita y de biotita (ésta, menos abundante). Tanto las gravas como las arenas presentan laminación paralela. Las arcillas aparecen formando la matriz de las gravas y arenas, y en lentejones con cantos y granos dispersos; son muy ricas en materia orgánica y en restos vegetales, presentando un color negro. Sedimento mineralógica y texturalmente inmaduro.

El espesor de cada nivel descrito se ha medido en su zona de máximo desarrollo vertical, ya que algunos de estos cuerpos sedimentarios se acuñan lateralmente.

El contacto entre las dos unidades descritas anteriormente es una discordancia angular e incluye un hiato erosivo muy importante (MONGE, 1987). Los contactos entre los distintos niveles son netos, erosivos y graduales (Figs. 3 y 4), éstos son más difícil-

les de delimitar por lo que en los casos en los que no se intuía un límite se ha considerado como un solo nivel, resultado de un único evento deposicional (por ejemplo los niveles 7 y 9).

En el nivel 12 se han identificado a la lupa pequeños cristales de yeso de talla milimétrica. Dada la litología dominante en el área fuente, se estima su origen como sin o post-sedimentario, y formados a favor de

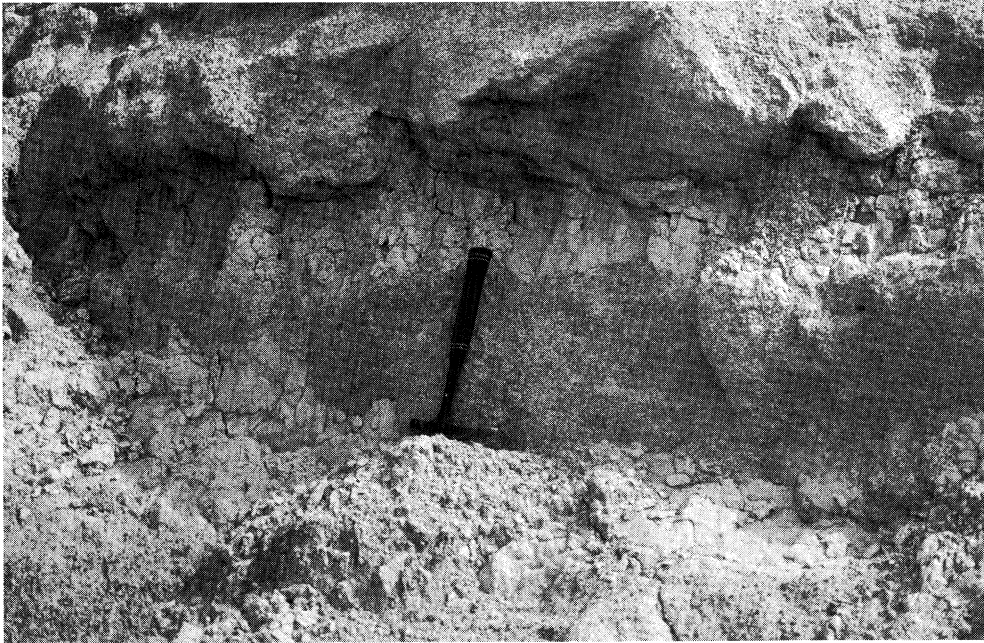


Fig. 3. Contacto erosivo en la base del nivel 15.

condiciones reductoras coincidentes con determinada etapa evolutiva de la cuenca.

El grado de cementación es variable, en general bajo, siendo el nivel 15 el más cementado; en la unidad detrítica superior es nulo.

En la mayoría de los niveles descritos anteriormente destaca el carácter masivo y la ausencia de estructuras sedimentarias.

ASPECTOS COMPOSICIONALES Y TEXTURALES

Cuarzo. Para los clastos de cuarzo de este floramiento se les asigna una procedencia del Macizo granítico de A Silva, dada su proximidad. El tamaño de los clastos de cuarzo del sedimento, sobre todo los más grandes, son heredados con pocas variaciones del área fuente, ya que el tamaño de *grano* en las facies común y de *grano* relativamente grueso del Macizo de A Silva es de

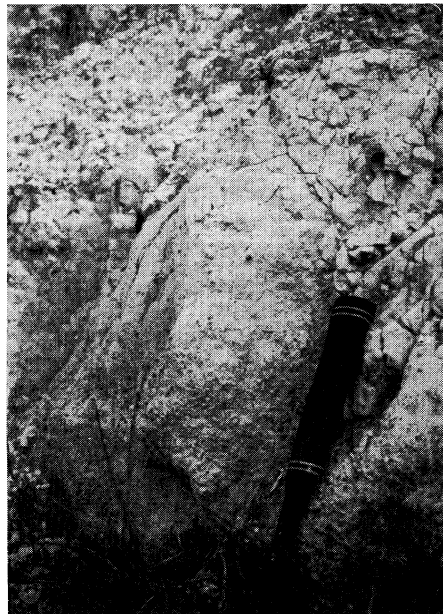


Fig. 4. Contacto gradual entre un nivel de gravas granosoportadas y un nivel fangoso con cantos dispersos.

12 mm y 20 mm respectivamente (I. G. M. E., 1987), aunque se han encontrado excepcionalmente en los sedimentos algunos cantos de hasta 30 mm (en los niveles 19 y 30). Los tamaños menores de los clastos en los sedimentos serían resultado de los procesos erosivos. En el área fuente, «los agregados de cuarzo, que en las rocas poco o nada deformadas se componen de cristales de grano medio-fino, se subdividen en numerosos cristales pequeños con bordes irregulares o suturados con una extinción ondulante bien marcada, conservándose algún cristal mayor» (I. G. M. E., 1987). En esta roca madre los agregados de cuarzo se mantendrían más o menos sin cambios según su resistencia a la rotura durante la meteorización; el resto de los minerales de la roca se irían alterando y transformando en fases más estables, acordes con las condiciones climáticas reinantes. Una vez iniciado el transporte hasta la cuenca de sedimentación, los *granos* de cuarzo policristalino se irían desagregando en función de la duración del transporte sufrido y de la energía de los procesos deposicionales, pudiendo dar clastos de cuarzo monocristalinos que serían angulosos-subangulosos (y no más o menos redondeados como cabría esperar tratándose de un transporte más largo).

Es preciso destacar la presencia de dos tipos de clastos de cuarzo según la coloración, uno más o menos blanco (incoloro) y otro de color gris-azulado, siendo en la fracción arenosa el cuarzo de color blanco, el predominante. Aunque en la bibliografía no se menciona que las distintas facies del Macizo de A Silva tengan distintas coloraciones, ambas son interpretadas como procedentes de dicho Macizo. Otra posibilidad sería que procediera de área fuente esquistosa, pero según MONGE (1987), por esfuerzos compresivos el lignito creó un relieve central que impediría la mezcla de material procedente de un borde y del otro de la cuenca, explicándose así la diferencia de facies de la unidad sedimentaria III en los bordes N-NW y S-SE. Por lo que la posibilidad sugerida anteriormente quedaría descartada.

Feldespato. El feldespato tiene una estabilidad mecánica y química menor que el cuarzo. Este mineral está prácticamente ausente de la mayor parte de los niveles descritos, presentándose a techo de la unidad detrítica intermedia y sobre todo en la unidad detrítica superior, donde es abundante. Su ausencia da idea de que el área fuente ha debido sufrir una importante alteración química transformando los feldespatos en otros minerales más estables, normalmente arcillosos. Su presencia en la unidad IV indica que las condiciones de alteración del área fuente eran distintas, predominando la meteorización física. Asimismo hay que tener en cuenta que los feldespatos se pueden transformar, además de en el área fuente, en el sedimento por la acción de los procesos postsedimentarios o diagenéticos.

Fragmentos de roca. En la unidad detrítica superior aparecen fragmentos de roca granítica que presentan varios tamaños, hasta 15 cm. Algunos de estos cantos están alterados y se fragmentan fácilmente. En la unidad detrítica intermedia no aparecen debido a que la alteración en el área fuente produjo la disgregación de la roca.

Mica. No son muy abundantes en los sedimentos. La moscovita aparece escasamente en cuatro niveles de la unidad detrítica intermedia y en los niveles de la unidad detrítica superior, presentándose en pequeñas láminas. La biotita no se ha encontrado en la unidad III; en la unidad IV aparece en láminas sueltas y también en los fragmentos de roca asociada con la clorita como producto de su alteración. En la roca madre, la *facies* común presenta un bajo contenido en moscovita, ésta es más frecuente al sur de la falla de Meirama, la *facies* de *grano* relativamente grueso no tiene moscovita (I. G. M. E., 1987).

Arcilla. La arcilla es muy abundante en todo el afloramiento, tanto como componente principal como formando parte de la matriz en muchos niveles. Globalmente, según BRELL y DOVAL (1979), el mineral de

arcilla principal en la cuenca de Meirama es a caolinita, con valores próximos al 90 % de la fracción arcillosa en algunos tramos, conteniendo además illita e interestratificados. Estos autores afirman que los cambios climáticos durante el Neógeno marcan las características mineralógicas de los sedimentos y de las alteraciones; así la caolinita se formaría en un régimen laterítico con una génesis a partir de procesos de hidrólisis intensos (principalmente de los feldespatos) con altas temperaturas y precipitaciones intensas. En algunos casos estos procesos de formación de arcillas podrían producirse o completarse en la cuenca de sedimentación.

Selección. Un sedimento está tanto mejor seleccionado cuanto menor sea la dispersión del tamaño de sus clastos. Los componentes de estos sedimentos están de mal a medianamente seleccionados, debido a que han sufrido un transporte corto y poco selectivo. Aunque la roca granítica del área fuente es aproximadamente equigranular, al constituir el cuarzo *granos* policristalinos, éstos se debilitan y disgregan originando gran variedad de tamaños, pero casi nunca mayores de 10-15 mm de eje máximo.

Madurez. Un sedimento es composicionalmente (o mineralógicamente) más maduro cuanto menos proporción tenga de minerales inestables. Esto ocurre en la mayoría de los niveles de la unidad detrítica intermedia y se explica, a pesar del corto transporte sufrido, por la desaparición de los minerales inestables durante la alteración del área fuente. La presencia en la unidad detrítica superior de una mayor variedad mineralógica, se explica por el menor grado de alteración del área fuente antes de formar parte del sedimento.

Un sedimento es texturalmente maduro cuanto menos matriz tenga, cuanto mejor selección y cuanto mayor redondez. Todos los niveles de ambas unidades son texturalmente inmaduros ya que tienen gran cantidad de matriz, están mal seleccionados y en cuanto a la redondez, todos los clastos son angulosos-subangulosos.

SECUENCIAS DIFERENCIADAS

En la unidad detrítica intermedia se diferencian tres secuencias verticales que son aproximadamente positivas y estratodecrecientes (*fining-thinning upwards*), en las que se aprecian cambios en el tamaño de los clastos, en el espesor de los estratos y en los procesos deposicionales.

Secuencia A: está comprendida entre los niveles 4 y 16 (ambos incluidos). Está formada por sedimentos de gravas de cuarzo masivas sin ninguna estructuración interna y con matriz arenosa o limo-arenosa, que se hace más arcillosa hacia los niveles de gravas superiores. Estas gravas alternan con niveles de arenas, limos y arcillas que se hacen más numerosos hacia techo, presentando alguno de ellos laminación paralela y en la mayoría de los casos cantos de cuarzo dispersos.

Secuencia B: está comprendida entre los niveles 17 y 28 (ambos incluidos). Presenta unas características similares a la anterior, siendo en ésta los niveles arcillosos con cantos dispersos más numerosos.

Secuencia C: está comprendida entre los niveles 29 y 33. En ella no podemos precisar con certeza su tendencia debido a que ha sido erosionada, aunque por el tamaño máximo de clasto encontrado en los niveles de gravas y por el tamaño de los componentes de la matriz, parece ser la misma que en las secuencias A y B (*fining-thinning upwards*).

En la unidad detrítica superior, debido a las malas condiciones de afloramiento, no se pueden establecer secuencias. El primer nivel de esta unidad (n.º 34) sería de transición y tendría un carácter masivo, similar a los del resto del perfil, diferenciándose de éstos en la presencia de numerosos clastos de feldespato, dato que lo aproxima al nivel inmediatamente superior ya que una de las características principales de este último nivel (n.º 35) es su inmadurez mineralógica.

En la figura 5 junto a la columna litológica se indican las secuencias y dos gráficos en los que se han representado la variación

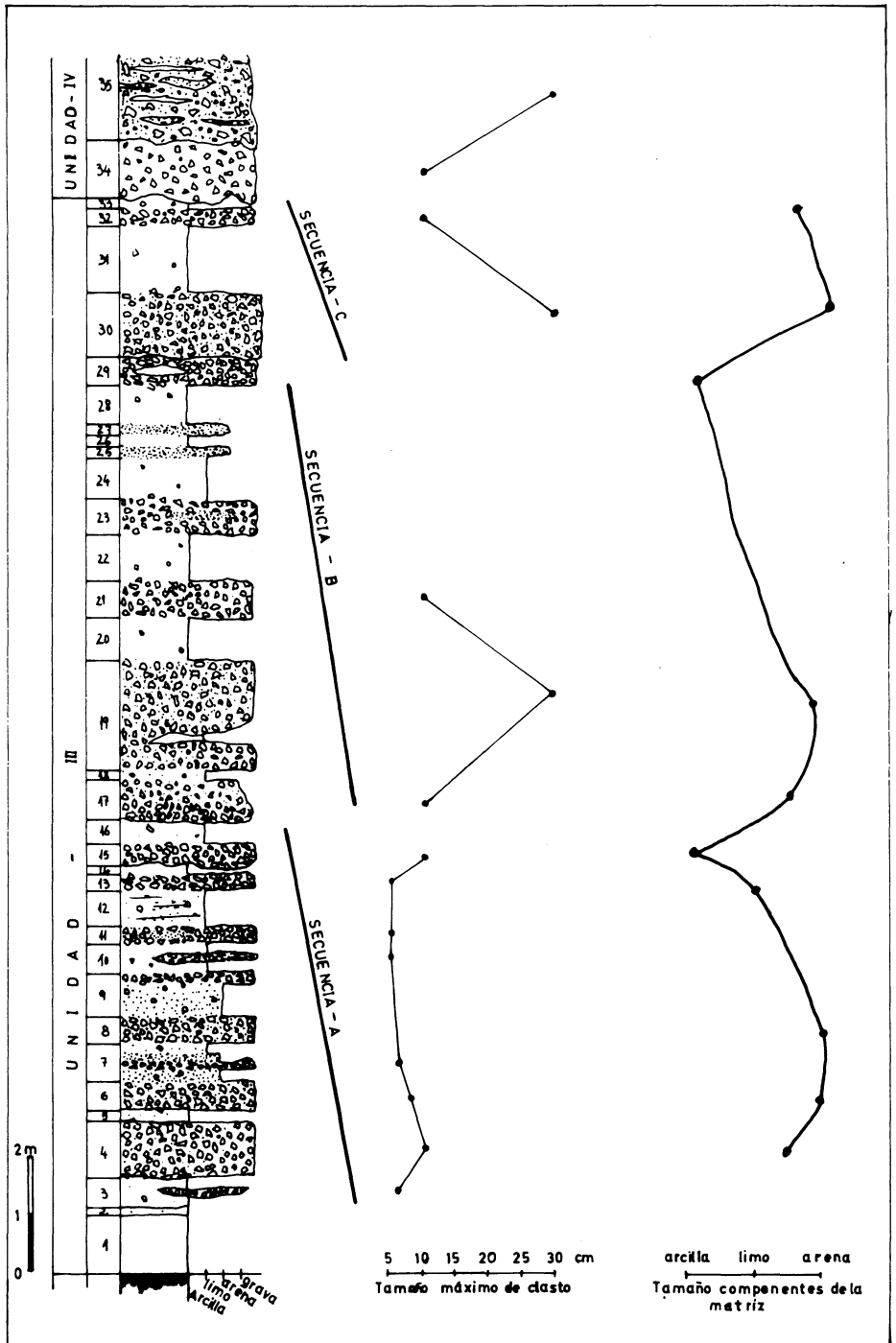


Figura 5

del tamaño máximo de canto encontrado en algunos niveles y la variación del tamaño de clasto de los componentes de la matriz. Ambos parámetros tienden, en general, a disminuir hacia techo de cada secuencia.

PROCESOS DEPOSICIONALES

Los procesos deposicionales que actuaron en la sedimentación de estas facies detríticas se interpretan como los característicos de los medios de abanico en un sentido amplio. El material acumulado en las laderas de este borde de la cuenca, sería movilizadado en períodos de precipitaciones intensas o excepcionales originando en cada evento deposicional distintos tipos de facies según se produzca la sedimentación en zonas proximales o distales. Con eventos sucesivos estas facies se irían apilando en la vertical a lo largo del tiempo.

Las facies más proximales están constituidas por unos niveles de gravas no granosoportadas y otros de arcillas y limos con cantos dispersos. Todos estos niveles masivos se depositarían por una deceleración a partir de corrientes muy competentes resultando facies de flujos de gravedad (transporte en masa) similares a «debris-flow» aunque a una escala menor. Otras facies de carácter medio-proximal son las constituidas por gravas granosoportadas, interpretadas como la deposición de la carga de gravas por un flujo acuoso enérgico que mantiene la arena en suspensión. Según decrece la velocidad del flujo, la arena, el limo, o la arcilla, se infiltra en los espacios situados entre los cantos (RUST *et al.*, 1984) constituyendo la matriz. Estas facies de gravas granosoportadas aparecen como relleno de canales con una forma lenticular (Fig. 6) y también presentando mayor continuidad lateral y base erosiva (por ejemplo el nivel 15) correspondiendo a sedimentos que se expanden lateralmente al alcanzar el canal cierta pendiente. Esta expansión lateral en las partes distales daría facies correspondientes a procesos

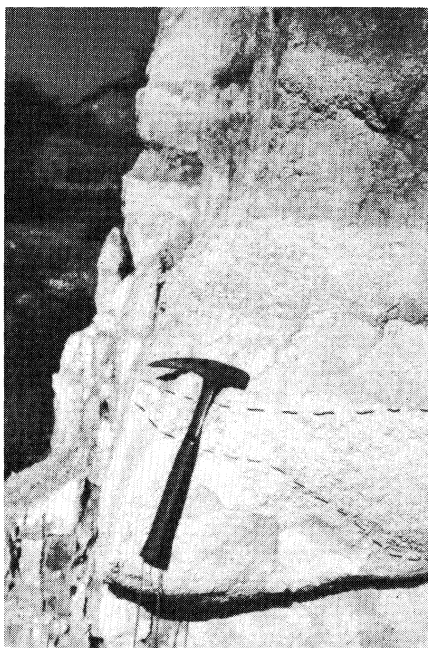


Fig. 6. Gravas granosoportadas relleno un canal.

de corrientes no canalizadas de baja viscosidad o «sheet-flood», originando estratificación paralela (Fig. 7). Estas facies distales con estratificación paralela aparecen siempre a techo de las secuencias.

Los eventos deposicionales de cada cuerpo sedimentario son muy variables en función de la cantidad de precipitación necesaria para iniciar el proceso, el carácter de la descarga de la avenida y el volumen de sedimento depositado (HEWARD, 1978). Estas avenidas son controladas por la distribución areal, intensidad y duración de la precipitación y por la cobertura vegetal, litología y pendientes (BULL, 1964).

La unidad detrítica superior o unidad IV es interpretada por MONGE (1987), para toda la cuenca, como una laguna en la que se decantaron arcillas, mezcladas con aportes detríticos depositados en períodos lluviosos. Cuando la laguna se fue colmatando se instaló una turbera.



Fig. 7. Sedimentos mostrando laminación paralela.

CONSIDERACIONES FINALES

La sedimentación estuvo controlada por el clima y la tectónica. El control tectónico proporciona unas zonas topográficamente elevadas que actúan como área fuente de los sedimentos que se acumulan en las zonas deprimidas creadas junto a esos relieves. El

movimiento más o menos continuado de las fallas lleva a una mayor acumulación y preservación de los sedimentos. Algunos autores reconocen la importancia de la tectónica en la formación de zonas elevadas, pero afirman que es cuestionable que la arquitectura detallada de los sedimentos pueda ser atribuida a sus efectos, sino más bien a la influencia climática (FROSTICK y REID, 1989).

La sedimentación de la unidad III fue simultánea a un predominio de los esfuerzos compresivos de la falla principal, produciendo un rejuvenecimiento del relieve (MONGE, 1987). Además el substrato (ya alterado) por efectos de un cambio climático hacia condiciones más áridas, quedaría sin la cobertera vegetal que lo protegía, desmantelándose progresivamente por el efecto de las precipitaciones. Según el último autor mencionado, el registro de la unidad IV se realizó en una etapa distensiva.

AGRADECIMIENTOS

Al Laboratorio Xeológico de Laxe, a su Director el Dr. J. R. Vidal Romaní, y a Lignitos de Meirama, S. A., por las facilidades concedidas para la realización de este trabajo.

Recibido, 12-II-89

Aceptado, 30-V-89

BIBLIOGRAFIA

- BELLIDO, F., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ-CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G. de (1987). Revisión sobre las características y clasificación de los granitoides hercínicos de la zona Norte de Galicia y del Oeste de Asturias. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 11: 241-260.
- BIROT, P., SOLE SABARIS, L. (1954). Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsule Ibérique. *Memoires et Documents*, 4: 9-61.
- BRELL, J. M., DOVAL, M. (1979). Relaciones entre los sedimentos neógenos de Galicia y las alteraciones de su substrato. Interpretación paleoclimática. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 190-194.
- BULL, W. B. (1964). Alluvial fans and near surface subsidence in Western Fresno County, California. *U. S. Geol. Survey*, Prof. Paper, 437-A: 70 pp.
- FROSTICK, L. E., REID, I. (1989). Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *Journal of the Geological Society*, 146: 527-538.
- GARCIA-AGUILAR, J. M. (1987). Caracterización estratigráfica y tectosedimentaria de la cuenca lignitífera de Meirama (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 37-49.
- HEWARD, A. P. (1978). Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, Northern Spain. En A. D. Miall, ed. *Fluvial sedimentology. Canadian Soc. Petroleum Geologists Mem.* 5: 669-702.
- I. G. M. E. (1987). Proyecto «Caracterización y corrección petrológica, geoquímica y geocronológica de las rocas graníticas de Galicia (A Coruña-Lugo)». *Inédito*.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A., CONDE, L. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I. G. M. E.
- MALDONADO, A. (1977). Estudio Geológico-Geofísico del surco Baldayo-Meirama-Boimil. *Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Madrid. Inédita*.
- MARTIN-SERRANO, A. (1980). El Terciario gallego. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecniterrae*, 5-255: 19-41.
- MEDUS, J. (1965). Contribution palynologique a la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'Ouest de l'Espagne: étude des sédiments récents de Galice. *These 3 cycle. Univ. de Montpellier*, 92 pp.
- MONGE, C. (1987). Estudio sedimentológico de la cuenca Terciaria de Meirama. Un ejemplo de una cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 51-67.
- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique. *Pub. Fac. Letters. Univ. Strasbourg, Fondation Baulig*, III. 591 pp.
- RUST, B. R., KOSTER, E. H. (1984). Coarse alluvial deposits. En: R. C. Walker (ed.): *Facies models. Geoscience Canada. Reprint ser.*, 1: 53-69.
- SANTANACH, P., BALTUILLE, J. M., CABRERA, LL., MONGE, C., SAEZ, A., VIDAL ROMANI, J. R., (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. *II Congreso Español de Geología. Simposio sobre cuencas en régimen transcurrente*. 121-133.