



Facies y modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada. (A Coruña, NW España)

Facies and local model for the aluvial deposits in the rio Mero basin and Sada peninsula (A Coruña, Galicia, NW Spain)

ESCUER SOLE, J.; VIDAL ROMANI, J. R.

Los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada se originaron en dos tipos diferenciados de ambientes fluviales;

- Corrientes fluviales de tipo trenzado.
- Cursos/conos torrenciales

Dichos ambientes pueden ser reconocidos gracias a las asociaciones de facies que presentan habiéndose identificado cuatro asociaciones diferentes (proximales, medias, distales y de curso y/o como torrencial).

La sedimentación se desarrolló en un contexto temporal con alternancia de periodos con predominio de procesos alocíclicos opuestos a periodos con mayor importancia de procesos autocíclicos ambos caracterizados por dos tipos diferentes de disección. El producto de esta alternancia dió como resultado secuencias grano y energía decreciente separadas por hiatos erosivos en los que se produciría el aterrazamiento de los depósitos.

Cronologicamente los depósitos sedimentarios de la cuenca del Mero corresponderían, a la falta de datos más precisos el registro del transito Terciario- Cuaternario en esta zona.

Palabras clave: aluvial, facies, modelo, transito, terciario-cuaternario, Galicia

Aluvial deposits of Mero basin and Sada peninsula was generated under two different kinds of fluvial environments:

- Braided type fluvial currents.
- Torrential fan/currents.

This environments can be recognized by their facies associations. Four facies associations have been recognized (proximal, middle, distal and torrential currents/fan association).

Sedimentation was developed on a temporal context with alocyclic-autocyclic processes periods characterized by two different kinds of dissection. The result of this, was energy and fining-upwards sequences construction limited by erosive hiatus. During erosive hiatus was produced the deposits trenchment.

This deposits can be, by lack of more precise data, the Tertiary-Quaternary age record in this zone.

Key words: aluvial, facies, model, transit, tertiary-quaternary, Galicia.

ESCUER SOLE, J. (Depto. Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Gran Vía 585. Barcelona 08007)

VIDAL ROMANI, J. R. (Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 15168, O Castro, Sada, Coruña)

INTRODUCCION

El presente estudio tiene por objetivo la caracterización sedimentológica de los depósitos de materiales aluviales que se presentan en la cuenca del río Mero y en la península de Sada.

Previamente a este trabajo estos materiales fueron estudiados por otros autores NONN (1966), VIDAL ROMANI (1977), VIDAL ROMANI et. al. (1979) recibiendo diferentes denominaciones; «facies atlántica de la raña» NONN (1966), «gravas dente de besta» VIDAL ROMANI et al. (1979) si bien ambas denominaciones no tienen carácter formal. El presente estudio pretende a partir de un análisis de facies establecer un modelo local sobre la génesis de estos depósitos y también situarlos cronológicamente.

La falta de restos paleontológicos hace difícil una correcta datación de estos materiales. Hasta el momento presente esta se ha realizado atendiendo a criterios geomofológicos y considerando una posible correlación con alguno de los tramos superiores de la serie Neógena de la cuenca de Meirama estableciéndose por tanto una cronología relativa.

La principal peculiaridad que presentan estos depósitos reside en su alto contenido en elementos cuarzosos (99,9 % de la fracción grava que constituye el 80 % del total de sedimento) contenido que se mantiene

sin variaciones importantes en todas las localidades reconocidas.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El río Mero corresponde a uno de los cursos de agua actuales que drenan la comarca de As Mariñas en la provincia de A Coruña en el NW de la península Ibérica y vierte sus aguas hacia el Océano Atlántico mediante la Ría de O Burgo o Ría de A Coruña. (Fig. 1)

La cuenca actual (400 km) es marcadamente asimétrica siendo los afluentes de la margen izquierda los más desarrollados (Valiñas, Brexa, Barcés y Govia). El recorrido del curso principal desde su nacimiento hasta el mar es de 50 km y se desarrolla sobre un substrato uniforme constituido por materiales pertenecientes a la Serie o Complejo de Ordenes concretamente metasedimentos cuarzo-feldespáticos sometidos a un metamorfismo de bajo grado ENGELS et al. (1974) y al menos dos fases de plegamiento probablemente hercínicas de distinta intensidad MATTE & CAPDEVILLA (1978). Este substrato es común a toda la cuenca del río Valiñas desarrollada mayormente en zona granítica.

Estos materiales, esquistos, son fácilmente alterables habiendo desarrollado ho-

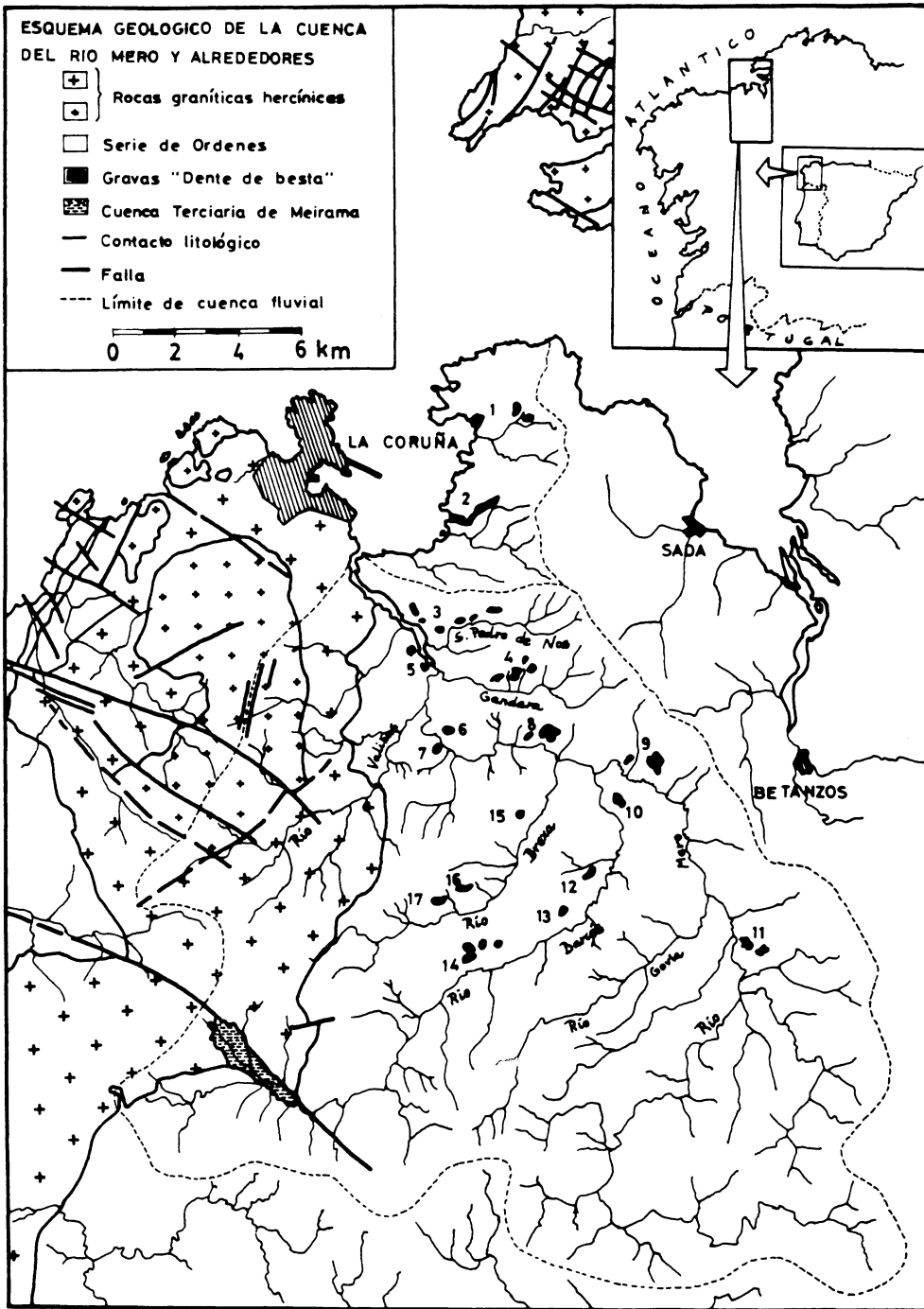


Fig. 1

rizontes de alteración muy intensos en los que sólo se conservan nuevas especies minerales como la caolinita propias de climas más agresivos que el actual MACIAS et al. (1977), MACIAS (1980), MACIAS et al. (1980).

Los depósitos objeto de estudio se localizan en la propia cuenca del Mero y parte de ellos en la península de Sada entendiéndose por península de Sada la porción de terreno comprendida entre la ría de A Coruña y la ría de Ferrol.

En total se han reconocido 17 depósitos o grupos de ellos con la suficiente entidad y espesor para permitir un análisis de facies si bien existen otros que debido a su poco es-

pesor y condiciones desfavorables de afloramiento no han sido tenido en cuenta. Los depósitos reconocidos se apoyan en su totalidad sobre el substrato descrito anteriormente si bien este puede llegar a mostrar diferentes grados de alteración.

Se han identificado tres grupos diferentes de depósitos atendiendo a su disposición y alturas relativas respecto a los talwegs actuales y asociaciones de facies que presentan: Depósitos de curso torrencial (1, 2, y 3 de la Fig. 1), depósitos de cono torrencial (4 de la Fig. 1) y depósitos de terraza (el resto). Con respecto a estos últimos se han identificado hasta cuatro niveles de terraza para el Mero dos para el Barcés y dos para el Brexa. (Fig. 2)

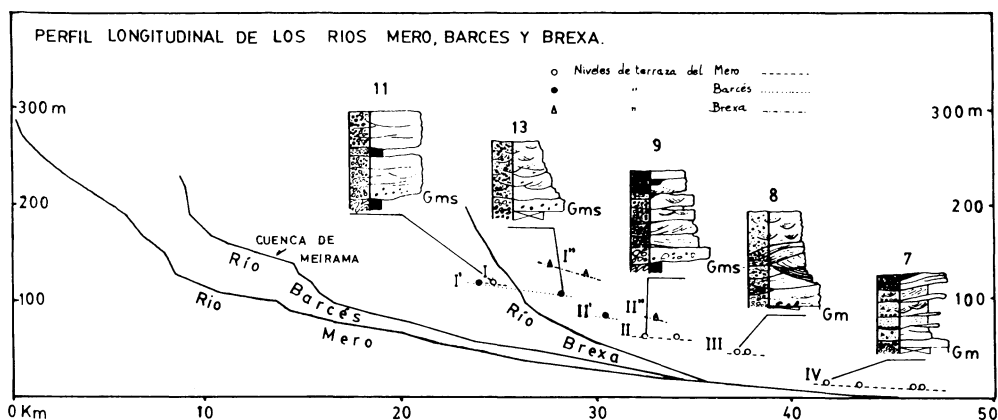


Fig. 2. Perfiles longitudinales de los ríos Mero, Barcés y Brexa. Los depósitos aluviales relacionados con estos cursos corresponden a acumulaciones situadas sobre antiguos niveles de terraza. Se han identificado cuatro niveles en el caso del Mero (I + 60 m, II + 45 m, III + 35 m, IV + 25 m) que tienen equivalencia, al menos los más antiguos en el Barcés (I' + 60 m, II' + 45 m) y en el Brexa (II'' + 60, II'' + 45 m). Estos niveles son equivalentes a otros definidos en la mayor parte de ríos gallegos de gran recorrido (Miño, Tambre) VIDAL ROMANI (1978).

En los perfiles representados en la figura puede observarse, que las facies en contacto con el substrato son más ricas en matriz (Gms) en los depósitos más antiguos.

MATERIALES

Los depósitos en cuestión están formados por secuencias con tendencia granodecreciente compuestas por gravas, arenas y finos dominando la fracción grava sobre las demás (80 % del total del sedimento) (Fig. 3. Tabla I).

La litología es característica y homogénea. Los cantos son de naturaleza cuarzosa en un 99,9 % principalmente cuarzo blanco, procedente de filones en el substrato, cuarzo azul gris y cuarcitas, procedentes de los propios metasedimentos.

En los niveles más antiguos (I + 60, II + 45) los depósitos se apoyan sobre un subs-

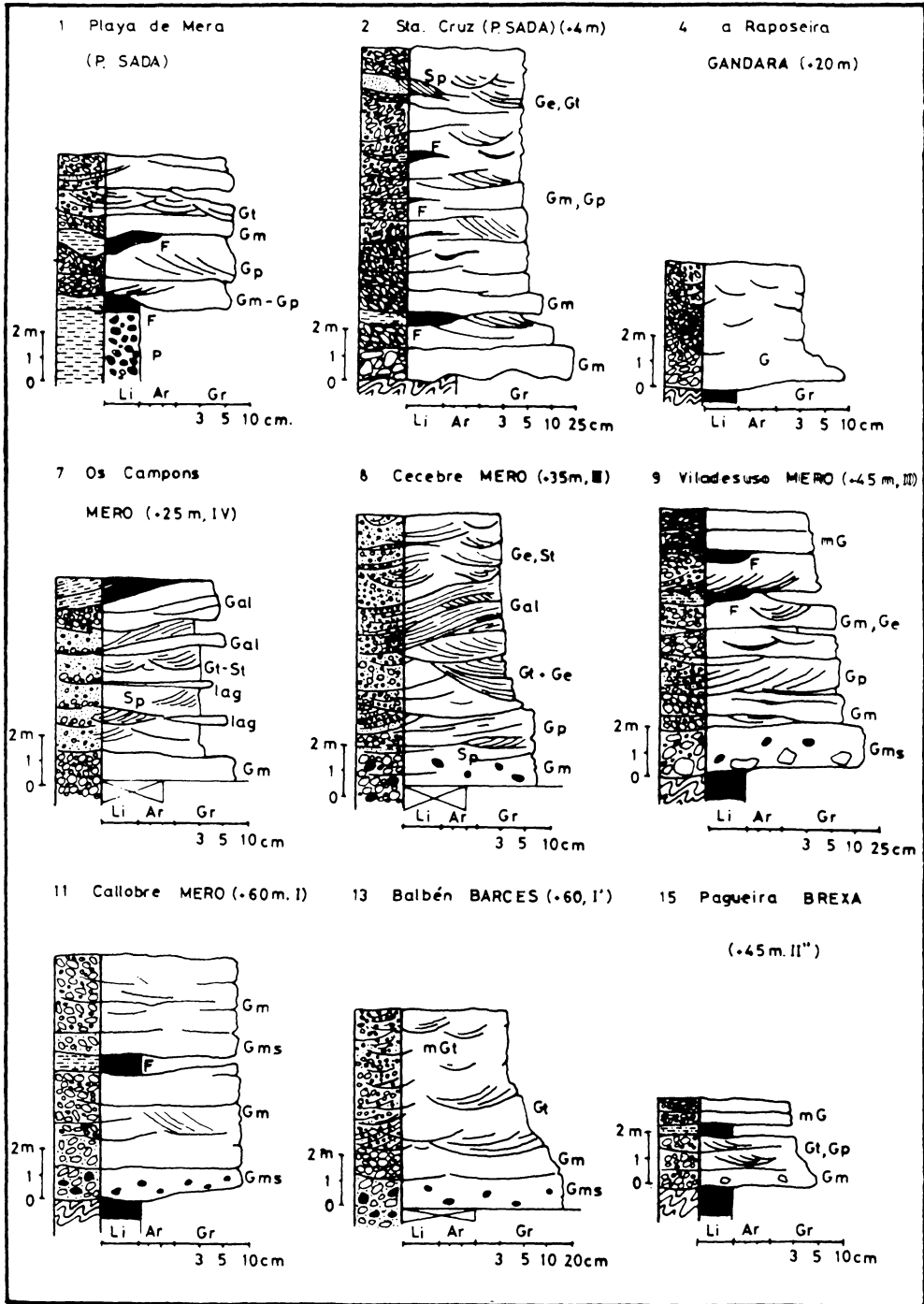


Fig. 3. Perfiles de los afloramientos más significativos del área estudiada.

TABLA I

	Cota	E.	P.	D.	FACIES DOMINANTES	N.	Pg.	ASOCIACION DE FACIES	A.
1. Mera	2-50	-	10	-	Gm, Gp-t, F	?	25%.	Curso torrencial	P
2. Sta. Cruz	4-40	-	12	-	Gm, Ge-Gt	?	20%.	"	F
CORRIENTES 2º ORDEN									
3. Seijal - O Carballo	18-60	20	4	-	?	?	13%.	Curso torrencial	?
4. A Raposeira	50-80	-	5	-	G	?	20%.	Cono aluvial	G
TERRAZAS MERO									
5. O Burgo	29	25	4	3	G, F	IV	0,6%.	Distal	R
6. Cambre	35	25	7	7	Gm, Gt, S	IV		"	?
7. Os Campons	37	25	9	9	Gal, S, Gm	IV		"	?
8. Cecebre	62	35	15	13	Gm, Gt-e, Gal	III	-	Media, distal	?
9. Viladesuso	83	45	15	16	Gms, Gm, Gp	II	-	Media, proximal	R
10. Castro de Orto	88	45	15	16	?	II	-	?	R
11. Callobre	130	60	10	26	Gms, Gm	I	-	Proximal	R
TERRAZAS BARCES									
12. S. Vicente de Vigo	80	45	7	17	?	II'	-	?	R
13. Balbén	120	60	12	22	Gms, Gm, Gt	I'	2,9%.	Media, proximal	R
14. Atalaya - Bailia	130	60	10	26	?	I'		?	?
TERRAZAS BREXA									
15. Pagueira	85	45	4-5	17	Gm, Gt - Gp	II'	-	Media	R
16. Montecarlo	130	60	5?	20	G	I''	7%.	Proximal	?
17. Tabeaio	140	60	10?	22	Gms	I''		"	?
<p>E: Encajamiento del curso actual respecto a la base del depósito en metros Cota: en metros</p> <p>P: Potencia en metros N: Nivel de terraza A: Grado de alteración del substrato</p> <p>D: Distancia en Kms. a la cota 0 R: Esquisto argilizado a rojo P: paleosuelo</p> <p>Pg: Paleogradiente del depósito o nivel de terrazas G = " gris F: roca fresca</p>									

trato intensamente alterado (saprolitas) presentando en contacto con el mismo gravas masivas ricas en matriz con cantos de esquisto alterado y cantos blancos. En los depósitos restantes el contacto es mediante gravas masivas soportadas por los cantos incluso si el substrato en el que se apoyan está formado por saprolitas.

La clasificación suele ser mala mostrando en general heterometrías marcadas.

El grado de redondez de los cantos oscila entre anguloso-subanguloso a subredondeado. Se observa que la angulosidad es más marcada en aquellos depósitos que no constituyen niveles de terraza de los cursos principales. En estos últimos puede constatarse la existencia de cantos con diferentes grados de redondez coexistiendo en un mismo depósito cantos angulosos con cantos subredondeados.

La potencia de los depósitos nunca supera los 20 m estando comprendida por lo general entre 3 y 15 m.

La mineralogía de las fracciones arena y finos (limos, arcilla, arena fina y muy fina) confirma la concentración de los minerales resistentes en el marco geológico MACIAS (1977).

Algunos de los depósitos presentan niveles con ferruginización importante tal es el caso en el perfil de la playa de Mera (P. Sada) y las partes superiores de los depósitos pertenecientes al nivel II del Mero.

Para efectuar la descripción de los depósitos se emplea la nomenclatura de MIALI (1977), (1978) con las siguientes adiciones:

Ge: Gravas de acanalamiento y relleno. (scour & fill). Con heterometría interlaminar marcadísima. Los *scours* son de escala métrica. Esta facies ocurre en «sets» solitarios que se presentan hacia techo y barras fluviales MASSARI (1983), FORBES (1983).

Gal: Gravas con acreción lateral. Cuerpos sigmoidales adosados a un núcleo o bien formado por gravas masivas o por acreción vertical de otras facies. Corresponden a crecimientos laterales de barras. Indican un

aumento de la sinuosidad del canal y cierta estabilidad de los núcleos sobre los que crecen. Son características las corrientes con descargas muy distintas (alta y baja) SMITH (1974)

G: Gravas indiferenciadas. Cuando las condiciones de afloramiento no permiten decir nada más.

mG: Gravas menores. De granulometría inferior a 3 cm Ø. El prefijo *m* sirve para indicar tanto un menor tamaño de grano como de estructuras (mG, mGt, mGp, etc.)

ASOCIACIONES DE FACIES

Atendiendo a las características sedimentológicas definimos asociación de facies como aquel grupo de facies ambiental o genéticamente relacionado y que nos permite establecer diferencias con otro ya que una facies por si sola no caracteriza un ambiente READING (1978).

Se definen tres asociaciones de facies para los depósitos de terraza de la cuenca del Mero basadas en el tipo de estructuras y tamaño del grano que presentan (proximales, medias y distales), mas una cuarta para los depósitos que no constituyen niveles de terraza.

En el caso de los depósitos de terraza los términos distalidad-proximidad deben ser entendidos, más como una variación de la energía a lo largo del tiempo, que como el resultado de la variación espacial de las asociaciones.

ASOCIACION DE FACIES PROXIMALES

Construida mayoritariamente por gravas que constituyen más del 80 % de la asociación. Dominada por gravas polimodales tanto «clast» como «matrix-supported» (Gms, Gm de MIALI 1977, 1978). Las gravas soportadas por la matriz (Gms) suelen dominar la base de los depósitos más anti-

guos (niveles I + 60m, II + 45m) incluyendo cantos blandos (saprolita) y cantos de esquistos alterados. Las gravas «clast-supported» (Gm) también pueden aparecer en contacto con el substrato. En este caso suelen incluir bloques de gran tamaño ($\varnothing > 500$ mm) y los cantos ($60 \text{ mm} < d < 200 \text{ mm}$) presentan abundantes marcas de impacto. Ambos tipos de facies muestran una persistencia lateral acusada (decenas de metros).

Sobreimponiéndose a estos tramos basales aparecen gravas masivas (Gm) de granulometría menor ($50 \text{ mm} < d < 150 \text{ mm}$) que incluyen lentejones de arenas masivas (Sm) y finos de espesor decimétrico. Ocasio-

nalmente pueden aparecer «sets» de gravas con estratificación planar (Gp) relacionadas genéticamente con las gravas masivas (Gm). Fig. 4.

Esta asociación de facies domina enteramente los depósitos de los niveles de terraza I del Mero (depósito n.º 11 Fig. 1, Tabla I) y I' del Brexa (depósitos 16 y 17). También aparece en las partes bajas de las secuencias de los niveles I' del Barcés (dep. n.º 13) y II del Mero (dep. n.º 9). En ambos niveles (I y II) aparecen (Gms). En el resto de los niveles (III y IV) la asociación de facies proximal no incluye esta facies apareciendo en su lugar gravas soportadas por los cantos (Gm).

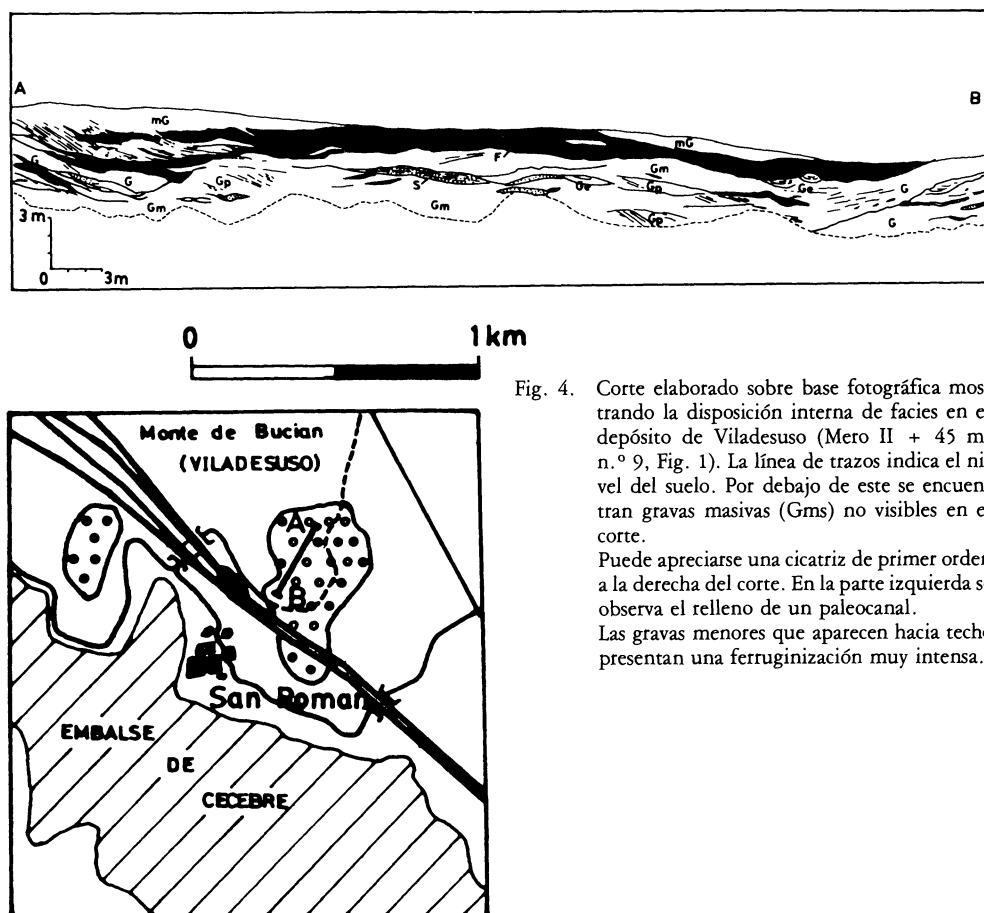


Fig. 4. Corte elaborado sobre base fotográfica mostrando la disposición interna de facies en el depósito de Viladesuso (Mero II + 45 m, n.º 9, Fig. 1). La línea de trazos indica el nivel del suelo. Por debajo de este se encuentran gravas masivas (Gms) no visibles en el corte.

Puede apreciarse una cicatriz de primer orden a la derecha del corte. En la parte izquierda se observa el relleno de un paleocanal.

Las gravas menores que aparecen hacia techo presentan una ferruginización muy intensa.

ASOCIACION DE FACIES MEDIAS

Esta asociación está caracterizada por unidades de 3-5 m de potencia con tendencia granodecreciente. Las gravas con estratificación cruzada en surco (Gt) constituyen el 60 % de la asociación. La medida de los surcos individuales oscila entre 0, 2-1, 5 metros de espesor por 0, 5-4 m de anchura. (Fig. 5). Se presentan en «cosets» sobreimpo-

niéndose a «sets» de gravas masivas (Gm) que pertenecen a la asociación de facies proximales. Estos «cosets» pueden estar limitados entre si por cicatrices de jerarquía mayor. Hacia techo de estos cuerpos es frecuente la aparición de «sets» aislados de gravas de acanalamiento y relleno (Ge). Estas últimas presentan una heterometría interlaminaar marcadísima coexistiendo en un mismo «set» desde la fracción grava hasta la fracción arena muy fina-limo. El tamaño de los

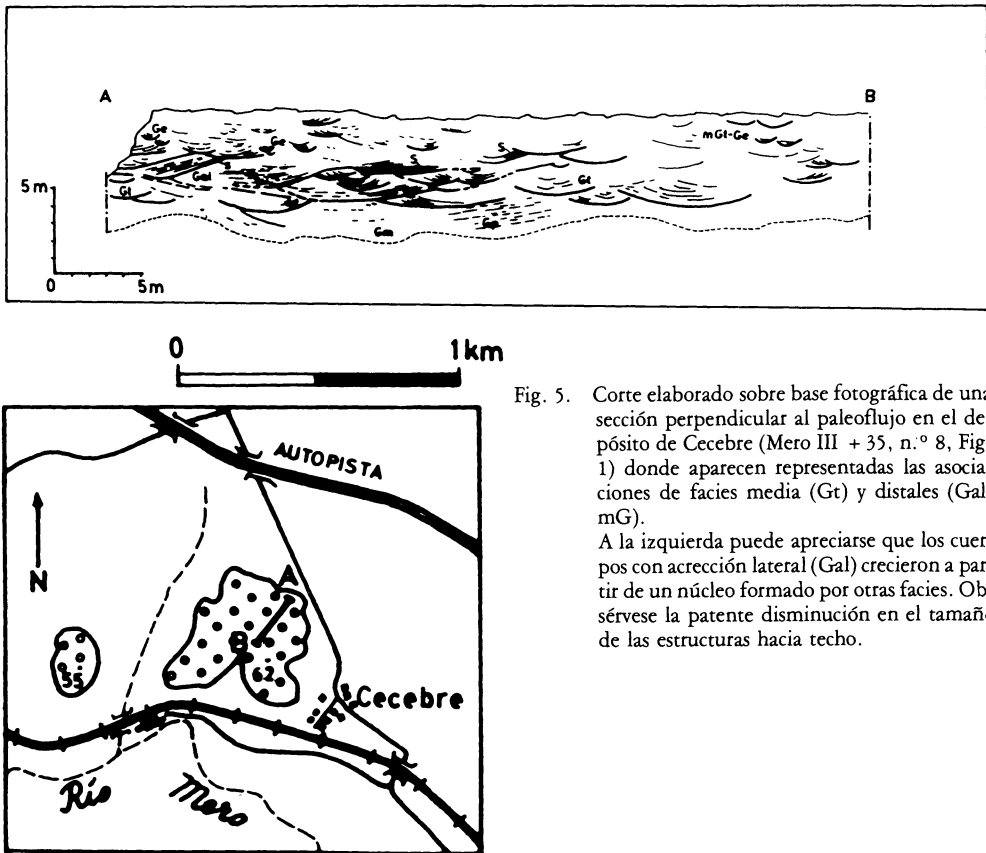


Fig. 5. Corte elaborado sobre base fotográfica de una sección perpendicular al paleoflujo en el depósito de Cecebre (Mero III + 35, n.º 8, Fig. 1) donde aparecen representadas las asociaciones de facies media (Gt) y distales (Gal, mG).

A la izquierda puede apreciarse que los cuerpos con acreción lateral (Gal) crecieron a partir de un núcleo formado por otras facies. Obsérvese la patente disminución en el tamaño de las estructuras hacia techo.

«scours» oscila entre 0, 2-1 m de potencia por 0, 5-2 metros de anchura.

Acompañando a las facies dominantes de la asociación (Gt, Ge) aparecen otras accesorias: Arenas y microgravas ($1\text{ mm} < d < 50 < 30\text{ mm}$) con estratificación cruzada (mGt,

mGp, Sp, St) que ocasionalmente pueden presentar deformaciones por carga o inducidas por tracción de formas (dunas) en un fondo no consolidado.

Esta asociación domina las partes medias de la secuencia del nivel III del Mero (Cece-

bre dep. n.º 8 Fig. 1) y nivel I' del Barcés (Balbén dep. n.º 13).

ASOCIACION DE FACIES DISTALES

Caracterizada por la granulometría menor en general respecto a las asociaciones de facies anteriores. El hecho más representativo de esta asociación es la presencia de gravas con acreción lateral (Gal) sin embargo la asociación esta dominada por gravas menores (prefijo *m*).

Los cuerpos con acreción lateral (Gal) presentan forma sigmoidal con un espesor comprendido entre 1-1,5 m y pueden tener laminación interna si la granulometría lo permite ($1\text{ mm} < d < 50 < 20\text{ mm}$). Si se siguen lateralmente se observa que han crecido a partir de un núcleo formado o bien por gravas masivas (Gm) o bien por cuerpos construidos por amalgamación de otras facies (Gt, Ge) pertenecientes a asociaciones de facies diferentes (proximales y medias). Superponiéndose a las gravas con acreción lateral microgravas (mGt, mGp, etc) acompañadas de arenas gruesas (Sm, St, Sp, etc). (Fig. 6).

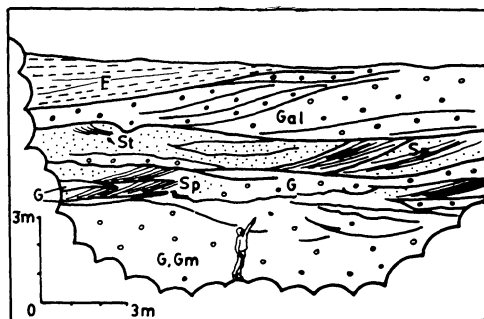


Fig. 6. Incremento de la fracción arena y presencia de acreción lateral en la secuencia de Os Campons (Mero IV + 25, n.º 7, Fig. 1).

Esta asociación de facies se presenta en el nivel IV del Mero (5, 6 y 7 Fig. 1 Tabla I) así como las partes terminales de la secuencia de Cecebre (nivel III del Mero dep n.º 8). Asimismo aparece en el nivel II'' del

Brexa (Pagueira dep n.º 15) aunque en este no aparecen (Gal).

ASOCIACION DE FACIES DE CURSO Y/O CONO TORRENCIAL

Esta asociación a diferencia de las anteriores no se ha definido atendiendo al espectro de facies de los depósitos por ser este muy variado, (Fig. 3). Se caracteriza por la *paleopendiente* que muestran los cuerpos sedimentarios (superior siempre al 10 %), la acentuada angulosidad de los cantos, la escasez de estructuras sedimentarias respecto a los depósitos de terraza. A diferencia de la asociación de facies proximales, típica de las partes bajas de los depósitos de terraza, esta asociación no contiene ni gravas soportadas por la matriz (Gms) ni cantos blandos en las cercanías de la base de los depósitos. En esta asociación incluimos los depósitos de la península de Sada así como los de la cuenca del Mero relacionados con corrientes actuales de 2.º orden (Rego San Pedro, Gándara).

El término «cono torrencial» solo sería válido en el caso del depósito de A Raposeira (n.º 4 Fig. 1) cuyo trazo cartográfico sugiere una antigua morfología de cono disecada por cursos subactuales.

INTERPRETACION Y DISCUSION

La asociación de facies proximales caracterizada en los niveles más antiguos por la presencia de gravas masivas (Gms) no debe interpretarse como originada por procesos de flujo en masa típicos, (debris flow), ya que los cantos no flotan en una matriz sino que más bien están soportados por cantos de medida menor lo que indicaría un transporte en un medio acuoso, (*fluidal debris flow* de NEMEC & STEEL (1984)).

El incremento de fracción fina respecto a la facies Gm así como la presencia de cantos blandos se justificaría por la circulación de la carga de fondo sobre un substrato (facil-

mente desmenuzable a flujos altos, que se incorporaría a la corriente, aumentando su viscosidad, aunque sin llegar a constituir un verdadero flujo de masa.

Una vez que el lecho primitivo estuviera tapizado por este tipo de facies (Gms) este quedaría protegido y la siguiente deposición originaría facies con menos matriz (Gm). Estas últimas son interpretadas como producto de la circulación de barras longitudinales similares a las descritas para corrientes trenzadas (braided) tanto modernas como antiguas, WILLIAMS & RUST (1969), RUST (1978), MIALI (1977).

La aparición de gravas con estratificación planar (Gp) asociadas a la facies (Gm) se explicaría gracias a la formación de caras de avalancha en los frentes de las barras durante caídas del flujo en las que la barra crece verticalmente hasta crear un desnivel en su parte frontal lo suficientemente grande para desarrollarlas (HARMS et al. (1975)). La abundancia de marcas de impacto en los cantos favorecida por la litología de los mismos, confirmaría la existencia de flujos de energía muy alta durante la formación de dichas barras longitudinales.

La existencia de «cosets» de (Gt) de gran escala que aparecen en la asociación de facies medias serían el resultado de migración de dunas por los canales principales de cursos trenzados WALKER (1979) e indicarían una primera disminución de la competencia ya que su tamaño de grano es menor que en la asociación proximal. Estas formas, retocadas durante la caída del flujo, pueden formar núcleos o cuerpos, sobre los que habrían crecido posteriormente las gravas con acreción lateral propias de la asociación de facies distales.

Las tres asociaciones de facies pueden coexistir dentro de un mismo depósito siendo general que una domine sobre las otras. Cuando dos o más asociaciones de facies aparecen en un mismo depósito el orden en el que se suceden en la vertical sigue una pauta clara. En contacto con la base aparece la asociación de facies proximal sobre esta aparece la asociación de facies medias y so-

bre esta la asociación de facies distales mostrando una tendencia tanto grano como energía decreciente muy marcada. Esto se repite en cada nivel de terrazas. Dicha tendencia debe ser interpretada como un amortiguamiento en las condiciones energéticas del sistema durante el período en el cual se edifica cada secuencia. Esto es avalado por la tendencia granodecreciente y disminución hacia techo del tamaño de las estructuras en la mayor parte de los depósitos.

Por el tipo de asociaciones de facies que presentan los depósitos de los niveles de terraza de la cuenca del Mero deben ser interpretados como restos de cinturones de canales móviles de tipo trenzado (braided mobile channel belt de FRIEND 1983) originado en un contexto temporal afectado por dos tipos de procesos:

Auto-cíclicos: En los que no habría habido cambio neto en la cantidad de sedimento y energía total del sistema sino una redistribución de las mismas dentro de él como por ejemplo migración de un canal. En estas condiciones si no hay control externo al sistema este tiende hacia un equilibrio. Esta tendencia hacia el equilibrio vendría indicada por el carácter granodecreciente de las secuencias.

Morfológicamente los periodos con predominio de este tipo de procesos estarían caracterizados por un modelo de disección negativo en el que predominarían los aportes laterales sobrepasando la capacidad de evacuación de los ejes de drenaje lo cual se traduciría en un relleno o acumulación en los mismos.

Alocíclicos: en los que si hay cambio en la energía y cantidad de sedimento involucrada en el sistema debido a controles externos tales como cambios climáticos o controles tectónicos.

A diferencia de la situación anterior los periodos con predominancia de procesos de tipo alocíclicos se habrían caracterizado morfológicamente por un modelo de disección positivo donde domina el encajamiento de los ejes de drenaje respecto a los interfluvios.

En el caso de los depósitos de la península de Sada y aquellos de la cuenca del Mero ligados a corrientes actuales de 2.º orden podemos considerar un origen también influido por la alternancia de procesos citada anteriormente. Sin embargo estos depósitos presentan un espectro de facies tan variado que si bien podemos considerarlos de origen aluvial no podemos asignar los tramos a determinadas asociaciones de facies. De todas formas la tendencia a mostrar mayores tamaños de grano en las cercanías de la base indica una evolución similar a los depósitos de terraza.

La no presencia de gravas masivas soportadas por la matriz indicaría, a diferencia de los depósitos de terraza más antiguos, unas condiciones diferente que no habrían permitido la incorporación de material del substrato en las partes bajas de las secuencias en forma de cantos blandos o como un incremento de matriz.

CRONOLOGIA

Morfológicamente puede establecerse una cronología relativa de los depósitos. Los niveles topográficamente más elevados de terraza (+ 60) serían por tanto los más antiguos. Hemos reconocido hasta 4 niveles de terraza para el Mero (+ 60), (+ 45), (+ 35) y (+ 25) cuyas alturas se corresponde con los niveles de terraza de sus afluentes (+ 60), (+ 45) del Barcés y (+ 60), (+ 45) del Brexa por lo que se puede afirmar que los depósitos estudiados no corresponde a un único episodio de formación.

NONN (1966) considera estas acumulaciones cronológicamente equivalentes a los depósitos de tipo raña que aparecen en la meseta asignándoles una edad Villafranquiense aunque sin aportar pruebas suficientes y considerando un número reducido de estos depósitos.

VIDAL ROMANI et al. (1979) señalan ya la existencia de varios niveles de terraza en el Mero y su equivalencia con los de otros cursos gallegos (Miño, Tambre, Louro) por

lo que afirma que la edad no puede ser la misma para todos y son partidarios de asignar los más antiguos (+ 60) a un Cuaternario inicial.

Según MONGE (in litt.) en la parte alta de la serie neógena de relleno de la cuenca terciaria de Meirama, aparecen gravas y arenas de características similares a las descritas en la asociación de facies proximales (incluyendo Gms). Podría pensarse en una correlación con los niveles más antiguos de la cuenca del Mero (+ 60, niveles I, I', I'') o algunos recientemente descubiertos, y no descritos en este trabajo, situados a una cota superior. Los depósitos citados por MONGE (in litt.), aparecen, sin embargo, situados a una cota muy inferior a la esperada, según esta hipótesis, y que vendría señalada por la línea I, I', I'' (ver Fig. 2), y el replano donde se sitúa la Cuenca de Meirama, y que identificaríamos así como un resto del antiguo perfil longitudinal del río Barcés. Además los depósitos descritos por MONGE (in litt.) aparecen fuertemente tectonizados y basculados (lo que por otra parte también podría justificar las diferencias de altura a las que antes aludíamos). Todo esto, sin embargo, no tendría otro interés que el de tratar de asociar la fase inicial en el desarrollo del sistema fluvial en la cuenca del Mero a un Terciario final, como ya apuntaban en cierto modo otros autores (NONN, 1966).

Los restantes niveles de la cuenca del Mero son progresivamente más modernos y ya deben haberse formado durante el Cuaternario. BUTZER (1987) señala que no existen indicios de correlación con niveles marinos eustáticos mas que a partir del nivel + 45 m (en el caso del Miño) por lo que los niveles de terraza solo podrían identificarse como correspondientes a interglaciares a partir de dicho nivel. Para la costa en los alrededores de A Coruña el nivel más alto identificado correspondería al + 25.

En el caso del Mero correspondería al nivel IV de la Fig. 2 (+ 25). Los depósitos de la cuenca del Mero ligados a corrientes de 2.º orden se correlacionarían con dicho nivel (IV + 25) considerando su altura relativa

sobre los cursos con los que se relacionan ahora (San Pedro de Nóns, Gándara) (+ 20 m).

Los depósitos correspondientes a la península de Sada constituirían un episodio más moderno aún que el nivel IV del Mero, si atendemos a la altura que presentan sobre el nivel de base.

CONCLUSIONES

Los depósitos sedimentarios aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada se originaron en dos tipos diferenciados de ambientes fluviales:

- Cinturones de canales móviles de tipo trenzado y
- Cursos/conos torrenciales.

Dichos ambientes pueden ser reconocidos gracias a las asociaciones de facies que presentan estos depósitos, habiéndose definido cuatro asociaciones diferentes (proximales medias y distales para los niveles de terraza del Mero, Barcés y Brexa (I, II, III y IV) más una cuarta para el resto de depósitos (asociación de curso/cono torrencial). Esta última presenta una gran variedad de facies por lo que su definición se ha basado en otros criterios).

La sedimentación se desarrolló en un contexto temporal con alternancia de períodos con predominio de procesos autocíclicos opuestos a períodos con mayor importancia de procesos alocíclicos correspondiendo a cada período un modelo de disección característico. Esta alternancia se habría repetido varias veces a lo largo del tiempo. Los períodos dominados por procesos autocíclicos estarían caracterizados por un modelo de disección negativo en el que los aportes laterales sobrepasarían la capacidad de evacuación de los ejes de drenaje produciéndose acumulación en los mismos edificándose por tanto las secuencias.

A diferencia de la situación anterior durante los períodos dominados por procesos alocíclicos el modelo de disección sería positivo dominando el encajamiento de los ejes

de drenaje respecto a los interfluvios produciéndose el aterrazamiento de los depósitos generados con anterioridad.

Esta alternancia obedecería en principio a causas climáticas aunque no se puede descartar la existencia de controles eustáticos o tectónicos.

Las secuencias originadas pueden ser interpretadas según las asociaciones de facies presentes. En la (Fig. 7) se muestra la evolución de una secuencia ideal. En dicha secuencia aparecen las tres asociaciones definidas para los niveles de terraza del Mero formando una secuencia grano y energía decreciente apoyada en un substrato de esquisto muy alterado (saprolita). Los bloques diagrama pretenden dar una idea tridimensional del antiguo lecho aluvial en tres etapas a lo largo de la construcción de la secuencia. Cada etapa aparece dominada por una asociación determinada. Este esquema, válido para los depósitos de terraza, sigue siendo válido para el resto en cuanto a disminución de tamaño de grano y energía si bien las facies que aparecerían en la secuencia no corresponderían a las asociaciones representadas.

Cronológicamente los depósitos sedimentarios de la cuenca del Mero corresponderían principalmente, a falta de datos más precisos, al Cuaternario en esta zona considerándose la posible atribución al Pliocuaternario de los depósitos del nivel (+ 60).

Recibido 30-I-87

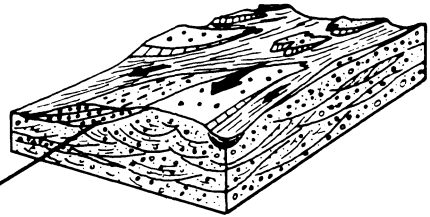
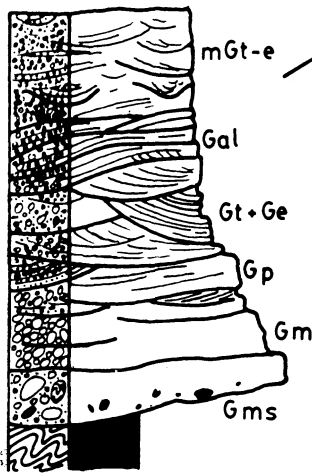
Aceptado 28-3-87

AGRADECIMIENTOS

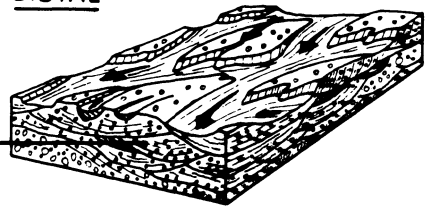
Este estudio no habría sido posible sin el soporte proporcionado por el Laboratorio Xeolóxico de Laxe mediante la concesión de una beca.

MODELO LOCAL

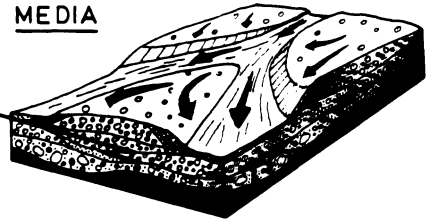
SECUENCIA IDEAL



DISTAL



MEDIA



PROXIMAL

DEPOSITOS ALUVIALES DE LA CUENCA DEL MERO. CARACTERISTICAS

Niveles de terraza				Depósitos ligados a corrientes de segundo orden	Península de Sada (Mera, Sta. Cruz)
I	II	III	IV		
Gms en la base		Gm en contacto con el sustrato (no aparece Gms)			
Paleogradiente propio de curso fluvial		Paleogradientes deposicionales propios de cursos y/o conos torrenciales (>10%.)			
Mezcla de cantos angulosos y subredondeados		Solo aparecen cantos angulosos			
3 Asociaciones de facies reconocidas		Gran variabilidad dentro de una misma asociación			

Fig. 7

BIBLIOGRAFIA

- BUTZER, K. (1967). Geomorphology and stratigraphy of Paleolithic site of Budiño (provinz. Pontevedra, Spain). *Eisz and Gegenwart*. B. 18, pags. 82-103.
- ENGELS, J. P. (1974). Precambrian complexes in the hercynian of the North western península. *Conférence Librice «Precambrian des zones mobiles de l'Europe»*. 1972.
- FORBES, B. L. (1983). Morphology and sedimentology of sinuous gravel bed channel system; Lower Babbage River, Yukon Coastal plain, Canada *Spec. Publsh. Int. Ass. Sedimen.* 6, 195-206.
- FRIEND, P. F. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *Spec. Publsh. Int. Ass. Sedimen.* 6, 345-354.
- HARMS, J. C. SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R., WALKER, R. G. (1975).
Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Pal. Miner. Short Course n.º 2 (Dallas)*. 161 p.
- MACIAS, F. GARCIA PAZ, C. (1977). *Formaciones sedimentarias de las Mariñas. Estudio Mineralógico. Vol. Soc. Gal. Hist. Nat.* 1, 145-167.
- MACIAS, F. (1980). Los suelos rojos como indicadores climáticos en Galicia. *Gallaecia n.º 6*, 11-27.
- MACIAS, F., GARCIA PAZ, C., JIMENEZ, M., VILLAR, M. C. (1981).
El factor material de partida de los suelos de las Mariñas. 2. Alteración de los esquistos en medios bien drenados. *Act. Cient. Comp.* 17., 265-291.
- MASSARI, F. (1983). Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps. Italy. *Publsh. Int. Ass. Sediment.* 6, 287-300
- MATTE, P., CAPDEVILA, R. (1978). Tectonique en grands plis couchés et plisemens superposés d'age hercynienne dans la serie de Ordenes-Betanzos. *Cuad. Sem. Est. Cer. Sargadelos*, 27. 193-202.
- MIALL, A. D. (1977). A review of the braided river depositional environments. *Scienc. Rev.* 3, 1-62.
- MIALL, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in a braided river deposits; a summary. En: *Mem. Can. Soc. Petr. Geol. Calgary*, 5, 597-604.
- MONGE, c. (in litt.). Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama: Un ejemplo de cuenca sedimentaria desarrollada sobre una falla de salto en dirección. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. n.º 11.
- NEMEC, W., STEEL, R. J. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on a gravelly mass flow deposits. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 10 1-3.
- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice. Espagne. Etude géomorphologique. *Pub. de la Fac. des lettres de Université de Strasbourg. Fondation Baulig. Tome 3*. 575 pag.
- READING, S. G. (1978). Sedimentary environments and facies. *Blackwell Oxford*. 557 p.
- RUST, B. R. (1978). Depositional models for braided alluvium. En: *Fluvial Sedimentology Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, 859 p.
- SMITH, N. D. (1974). Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse river, a braided outwash stream. *J. Geol.* 82, 205-224.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1977). Los depósitos sedimentarios del valle del Mero. La Coruña. *Gallaecia n.º 2* separat.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1978). El período Cuaternario en Galicia *Gallaecia n.º 3/4*. Separata.
- VIDAL ROMANI, J. R. PEREZ ALBERTI, A., GRAJAL, M. (1979).
Testimonios de climas semiáridos en el Cuaternario de Galicia. En: *Actas de la 3.ª reunión nacional. Grupo Español de trabajo del Cuaternario*. El Cuaternario en medios semiáridos). Inst. Geog. Aplic. C. S. I. C. Madrid 1979.
- WILLIAMS, G. RUST, B. R. (1969). The sedimentology of a braided river. *Jour. Sed. Petrol.* V. 39, 649-679.