

Magnetoestratigrafía de las sucesiones pliocénicas del Baix Llobregat: Aproximación preliminar

Magnetostratigraphy of the Pliocene sequences of the Baix Llobregat (NW Mediterranean, NE Spain): Preliminary approach

J. CORREGIDOR⁽¹⁾, L. CABRERA⁽²⁾ y J. M. PARÉS^{(3)*}

(1) *C/ Josep Ricart, 2. E-08980 - Sant Feliu de Llobregat; e-mail: j_correg@arrakis.es*

(2) *Dep. de Estratigrafia i Paleontologia, Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques. Univ. de Barcelona, Fac. de Geologia, Campus de Pedralbes
E-08028 Barcelona. e-mail: lluis@natura.geo.ub.es*

(3) *Institut de Ciències de la Terra (Jaume Almera) C.S.I.C., C/ Solé i Sabaris s/n, E-08028 Barcelona*

**Actualmente en: Department of Geological Sciences, University of Michigan, 2534 C.C. Little Building, Ann Arbor,
Michigan 48109-1063. e-mail: jmpares@umich.edu*

RESUMEN

El análisis estratigráfico de las sucesiones sedimentarias de la antigua bahía pliocénica del Baix Llobregat indica que su registro sedimentario aflorante se depositó dentro de un único pulso transgresivo. El análisis paleomagnético realizado señala, además, que todas estas sucesiones muestran una clara polaridad inversa. Ello apoya su correlación e indica que fueron depositadas durante un único cron inverso. Los datos bioestratigráficos disponibles para el anclaje cronológico de esta única magnetozona inversa reconocida permiten descartar su atribución al cron C2Ar, y sugieren su correspondencia con la parte terminal del cron C3r (entre aproximadamente 5,32 y 5,23 Ma), o con alguno de los subcronos inversos de C3n (entre 4,98 y 4,29 Ma). Considerando las características del registro estratigráfico y la evolución regional del Mediterráneo durante el Plioceno inferior, la primera atribución se considera preliminarmente más plausible, y situaría íntegramente el registro pliocénico aflorante del Baix Llobregat en los estadios iniciales de la transgresión Zancliense.

Palabras clave: Plioceno. Zancliense. Magnetoestratigrafía. Margen catalán. NE de España. Mediterráneo Noroccidental.

ABSTRACT

Preliminary stratigraphic analysis of the outcropping sedimentary successions of the Baix Llobregat Pliocene marine embayment (catalan continental margin, Northeastern Spain, Northwestern Mediterranean) indicates that this sedimentary record was deposited in a single transgressive pulse. The magnetostratigraphic analysis shows that all the studied sections have reverse polarity, a fact that

supports their correlation and suggests that all of them were deposited during a time span included in a single reverse chron. The available chronological data to anchor this single reverse magnetozone to the GPTS allow to refuse its correlation to the chron C2Ar and suggest as more likely its correlation either with the latest part of chron C3r (between 5.32 and 5.23 Ma) or with some of the reverse subchrons of chron C3n (between 4.98 and 4.29 Ma). Taking into account the overall features of the stratigraphic record and the regional evolution of the Mediterranean during the Early Pliocene, the first attribution would be the most likely and would mean that the outcropping Pliocene sedimentary record of the Baix Llobregat was deposited during the early stages of the Zanclean transgression.

Keywords: Pliocene. Zanclean. Magnetostratigraphy. Catalan continental margin. NE Spain. Northwestern Mediterranean.

EXTENDED ABSTRACT

A preliminary interpretation of the lithostratigraphic record of the outcropping non-marine and marine successions of the Baix Llobregat Pliocene embayment (Catalan continental margin, Northeastern Spain, Northwestern Mediterranean; Fig. 1) shows that this sedimentary record was deposited in a single transgressive pulse. These successions include a variety of facies assemblages (subaerial scree, fluvial valley infill, subaqueous coastal cliff scree, subaqueous coastal screed, fluvial-deltaic, fan delta and bay-estuarine assemblages). The studied sequences are made up by only four of these assemblages (subaerial scree, fluvial valley infill, fluvial-deltaic and bay assemblages; Figs. 2 and 3). The infilling of the Pliocene embayment was due to major sediment contributions made by a single, axial fluvial system (palaeo-Llobregat river) and to other minor contributions by mountain streams draining from the neighbouring hills (Garraf and Collserola Massifs; Fig. 1).

Natural Remanent Magnetization (NRM) measurements were carried out to characterize the magnetization. About 95 samples of sandstone and mudstone facies were cleaned by means of thermal demagnetization and alternating fields. The viscous magnetic component recorded in the samples is easily removed and the primary magnetization can be unambiguously established in all the samples. The demagnetization data were represented and analyzed in orthogonal Zijderveld plots (Fig. 4) and equal area lower hemisphere stereographic projection of ChRM directions were produced (Fig. 5). The magnetostratigraphic analysis reveals a stable high temperature magnetization in the mudstones and sandstones that has an exclusively reversed polarity (Figs. 3 to 5). The mean direction of this polarity is $D=170^\circ$, $I=-49^\circ$, $\alpha_{95}=8^\circ$. The calculated mean paleopole is $Lat=-76^\circ$ and $Long=40^\circ E$.

All the studied sections yielded reverse polarity. This fact, the location of the sections in a relatively small zone, and their stratigraphic relationships, support their correlation and suggest that all of them were deposited during a short time span within a single negative chron. The available biostratigraphic data to anchor this single reverse magnetozone to the GPTS (Fig. 6) drive us to refuse its correlation with the chron C2Ar but it still suggests two possible correlations:

- a) To the latest part of C3r Chron, immediately before the beginning of the C3n Chron (i.e. between 5.32 and 5.23 Ma). This chronological attribution would suggest that all the outcropping Pliocene sedimentary record of the Baix Llobregat was deposited during the early Zanclean transgressive stages. Moreover it would indicate that deposition of this sedimentary record would have lasted, less than 90 to 100 ka with a minimal sedimentation rate ranging from 0.8 mm/a to 1.1 mm/a.
- b) To some of the reverse subchrons within Chron C3n. This option would correlate the studied sections with the later part of the Zanclean between the upper boundary of C3n4n and the lower boundary of C3n1n (i.e. between 4.98 and 4.29 Ma). This second proposal would indicate that the sedimentary record preserved in the Baix Llobregat would correspond to later transgressive Zanclean stages. This would mean in turn that the sedimentation of these sections could have been affected by the development of major discontinuities and would have lasted less than 190 to 250 ka with ranges of minimal sedimentation rate ranging from 0.42 to 0.52 mm/a and from 0.32 to 0.40 mm/a.

We think that the first correlation is most likely due to the fact that the Early Zanclean transgression was the most significant event during the Early Pliocene in all the Mediterranean and therefore the possibilities of preservation of its record in onshore zones are larger. Moreover the reversal polarity sequence for the Early Pliocene would also support this sug-

gestion. The available calcareous nannoplankton data (i.e. occurrence of the biozones NN-12 or NN-13, Matias, 1990) enable one to rule out the chron C2Ar. Moreover the exclusive occurrence of reverse polarities in the studied sections suggests that these deposits were formed during a mostly reverse chron. This fact would favour a correlation with C3r and would be against a correlation with C3n. If this second correlation is considered then it would be necessary to accept the unlikely fact that the studied sections should have been deposited exclusively during some of the C3n reverse subchrons. This selective preservation would require a complex evolution of the depositional framework for explanation, with several evolutionary stages characterized by accumulation and erosion. Nevertheless the sequence analysis of the outcropping successions does not support this proposal since only a single transgressive pulse is recognized. Moreover it is unlikely that the depositional episodes were always coincident with reverse stages.

The results from this preliminary study, even though the uncertainty of the correlation to the GPTS, enable to propose a more accurate chronological framework that could only be improved in the future either by using more resolute dating techniques, or by a better, integrated comprehension of the onshore-offshore Pliocene stratigraphy in the Catalan margin.

INTRODUCCIÓN

La técnica de datación magnetoestratigráfica de sucesiones sedimentarias, aplicada en condiciones de adecuada continuidad estratigráfica, buena extensión de afloramientos y preciso anclaje bioestratigráfico, es una de las más potentes de las disponibles en la actualidad (Berggren et al., 1995). Con esta premisa la hemos aplicado al estudio de las sucesiones marinas pliocénicas del Baix Llobregat, conocidas de antiguo (Vezian, 1856). Los trabajos emprendidos por Almera y sus colaboradores y, entre ellos, el de Almera (1894) establecen una detallada estratigrafía e interpretación paleoambiental de estas sucesiones y describen su rico registro paleontológico. Éste ha sido el principal objetivo en estudios posteriores que en algunos casos también han prestado atención a la estratigrafía de detalle de las sucesiones. Martinell (1985, 1988) ha realizado una síntesis sobre las características generales del registro pliocénico en las zonas emergidas del margen catalán. Más recientemente Solsona (1998) aporta una extensa relación de parte de los numerosos trabajos realizados sobre el registro paleontológico reconocido en estas sucesiones.

Otros trabajos estratigráficos y sedimentológicos parciales (Valenciano y Sanz, 1967) o generales (Anadón et al., 1983; Clauzon et al., 1987) recogen las ideas generales ya definidas por Almera (1894) sobre el dispositivo sedimentario pliocénico del Baix Llobregat y diferencian varias unidades litológicas (de origen continental y marino) en las distintas sucesiones. Éstas se caracterizan por ser en conjunto relativamente poco potentes (hasta un máximo de un centenar de metros) y estar en parte desconectadas entre sí.

Las sucesiones transicionales y marinas pliocénicas han sido atribuidas al Zancliense a partir de las asociaciones de nannoplankton calcáreo (biozonas NN-12 o

NN-13, Matias y Martinell, 1984; Matias, 1990 y compers.) y del análisis de la razón isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida en conchas de ostreoides de las sucesiones de El Papiol (Goldsmith et al., 1994). La ausencia de datos bioestratigráficos no ha permitido hasta la fecha en cambio, precisar la edad de los materiales continentales de origen coluvial y fluvial. A partir de la disponibilidad de esta información, la aplicación de la magnetoestratigrafía en el análisis de las sucesiones pliocénicas del Baix Llobregat se planteó con dos objetivos principales:

- 1) Tratar de confirmar la correlación entre las distintas sucesiones, basada fundamentalmente en criterios geométricos.
- 2) Obtener una datación (o al menos acotación) magneto-cronológica más precisa de las sucesiones marinas y continentales, que complementase las dataciones bioestratigráficas e isotópicas ya disponibles y que atribuyen al Zancliense inferior estas sucesiones (Matias, 1990; Goldsmith et al., 1994). Este objetivo se consideró de interés como un primer paso para mejorar el conocimiento sobre la cronología de la importante transgresión del Plioceno inferior en el margen continental catalán.

MARCO GEOLÓGICO

Las sucesiones pliocénicas del Baix Llobregat, junto con las del Baix Ebre y del Baix Empordà, son parte del registro preservado en zonas emergidas del dispositivo transgresivo-regresivo, de plataforma-talud terrígeno, que se desarrolló a lo largo del margen catalán durante el Plioceno (Bartrina et al., 1992; Tassone et al., 1996; Tassone, 1998).

El origen del dispositivo sedimentario y del registro estratigráfico pliocénico del Baix Llobregat, estuvo es-

trictamente ligado a la acusada fase erosiva del Messiniense, en la que el nivel del mar en las cuencas mediterráneas experimentó un marcado descenso y quizá en algunos momentos una total desecación (Hsü, 1972; Hsü et al., 1973; Busson, 1990; Clauzon et al., 1996). Durante este periodo la red de drenaje se encajó profundamente so-

bre los materiales que configuraban los márgenes continentales emergidos, dando lugar a significativos paleorelieves. La posterior transgresión pliocénica inferior, de carácter generalizado en todo el Mediterráneo y de posible origen eustático (Riba 1981), causó la reimplantación de condiciones marinas y su expansión en los valles entallados en los márgenes continentales. El efecto de este proceso sobre el margen catalán fue acentuado localmente, de modo que el máximo transgresivo alcanzó algunas decenas de kilómetros hacia el interior de los valles formados en la etapa anterior, entre ellos la parte inferior del Llobregat. Las aguas del mar pliocénico penetraron, como mínimo, hasta los alrededores de Castellbisbal, configurando una bahía (Almera, 1894). La sucesión pliocénica aflorante en el Baix Llobregat se sitúa entre las cotas topográficas de 50 y 130 m s.n.m y no rebasa los 80 m de potencia total. Sin embargo existen sucesiones en el subsuelo del mismo Baix Llobregat, el Llano de Barcelona y el delta del Llobregat (Alborch et al., 1980). La potencia de estas sucesiones pliocénicas en el subsuelo del llano de Barcelona y el delta del Llobregat es localmente mayor. La potencia de los depósitos del dispositivo de plataforma-talud pliocénico en las zonas sumergidas del margen catalán, que registran una notable contribución terrígena, rebasa los 1.000 m (Bartrina et al., 1992).

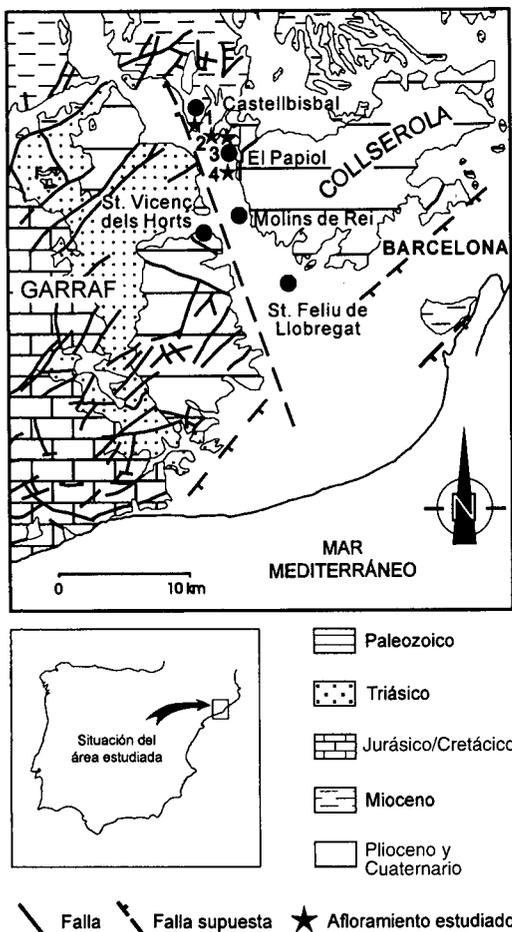


Figura 1. Esquema geológico del área del Baix Llobregat según el “Mapa Geològic de Catalunya 1:250.000” y situación de los afloramientos en los que se ha muestreado para el análisis paleomagnético. 1: Turó de la Gatzarella (Castellbisbal). 2: Can Mas, 3: Can Esteve y 4: Les Argiles (El Papiol).

Figure 1. Geological sketch of the Baix Llobregat (catalan continental margin, NE Spain) based on the Geological Map of Catalunya 1:250,000. The infilling of the Pliocene Baix Llobregat embayment was due to major sediment contributions made by a single, axial fluvial system (palaeo-Llobregat river) and to other minor contributions by mountain streams draining from the neighbouring hills (Garraf and Collserola Massifs). The location of the studied sections is shown: 1: Turó de la Gatzarella (Castellbisbal). 2: Can Mas, 3: Can Esteve and 4: Les Argiles Quarry (El Papiol).

Las sucesiones pliocénicas estudiadas se localizan en afloramientos situados mayoritariamente a lo largo de la margen izquierda del valle del Llobregat (Fig. 1), aunque también se reconocen algunos afloramientos aislados en la margen derecha. Son afloramientos de pequeña extensión que han sufrido desde finales del siglo XIX una constante e intensa actividad antrópica, en el contexto de una comarca fuertemente poblada e industrializada. Este antropismo ha provocado por un lado la destrucción total o parcial de buena parte del registro sedimentario aflorante, debido a la expansión de los núcleos urbanos, a la creación de nuevos polígonos industriales o a la explotación de las sucesiones arcillosas pliocénicas con fines industriales y cerámicos. Por otra parte, sin embargo, aún hoy es posible reconocer afloramientos accesibles de estas sucesiones en las trincheras de antiguas explotaciones de áridos y de arcillas.

ESTRATIGRAFÍA Y ASOCIACIONES DE FACIES DE LAS SUCESIONES PLIOCÉNICAS DEL BAIX LLOBREGAT

El segmento estudiado del Baix Llobregat, de unos 11 km de longitud y entre 2 y 4 de anchura, tiene una orientación NW-SE. En este sector, en su mitad meridional, las

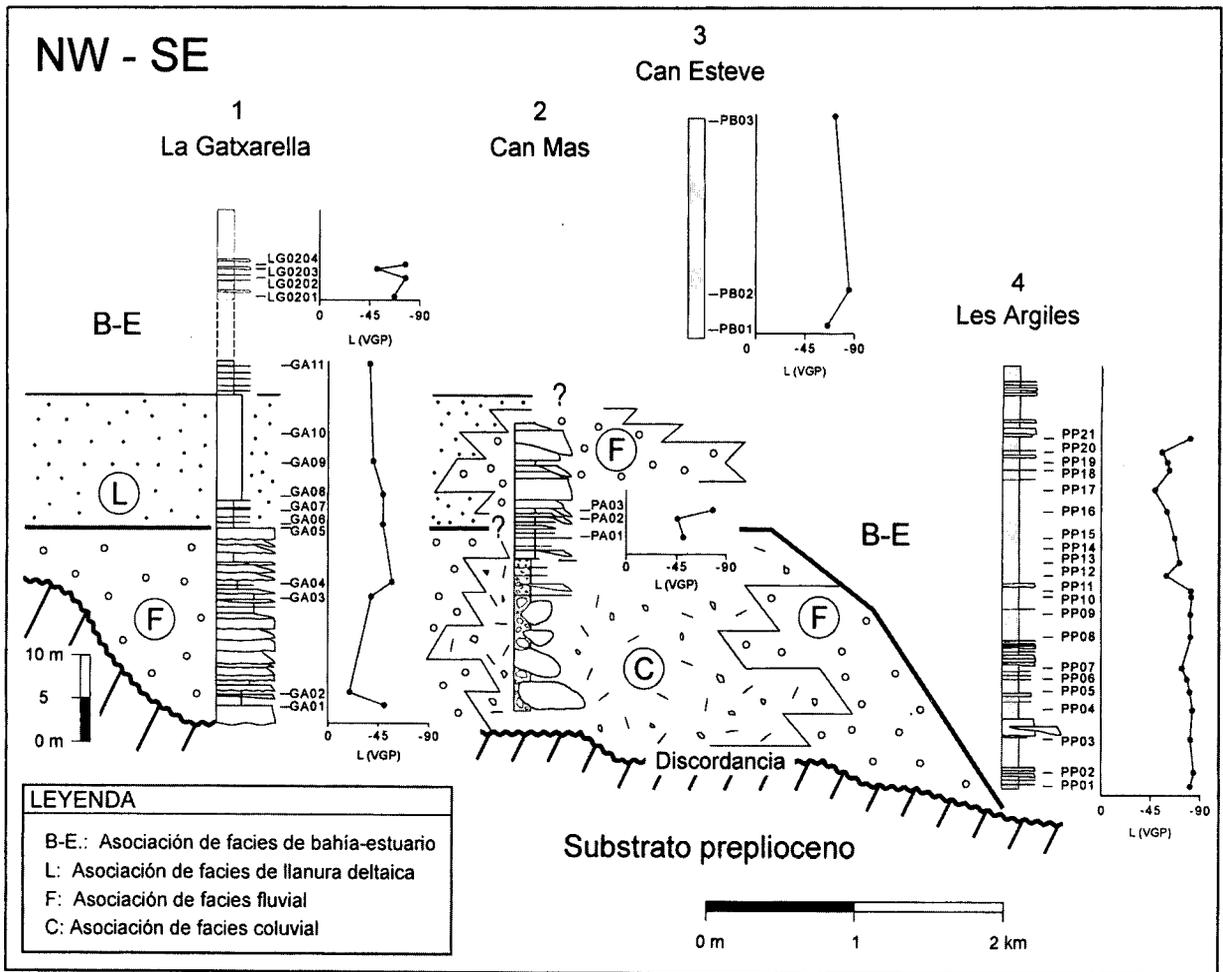


Figura 2. Correlación estratigráfica entre las principales unidades pliocenas diferenciadas en el Baix Llobregat. A la derecha de cada perfil se encuentra la posición en la que se han tomado las muestras, así como el gráfico de latitud (L, VGP) correspondiente para cada sección. La escala horizontal está referida a la distancia entre columnas estratigráficas, pero no debe considerarse en la distribución de facies.

Figure 2. General stratigraphic framework of the studied sections showing the main facies assemblages. These sections are made up by subaerial scree (C), fluvial valley infill (F), fluvial-deltaic (L) and bay (B-E) assemblages. The sampling sites and the plot of latitude (Virtual Geomagnetic Pole) are on the right of each section. Note the reverse polarity in all the sections. The horizontal scale is referred to the distance between the different sections but not to the lateral facies distribution, which is not to scale.

sucesiones pliocénicas aflorantes se disponen discordantemente sobre los materiales paleozoicos de la Cordillera Litoral, entre los macizos del Garraf y Collserola. En su mitad septentrional lo hacen discordantemente sobre los materiales fallados y basculados del Mioceno inferior y medio, relacionados con la evolución neógena del semi-graben del Vallès-Penedès. Todo este conjunto aparece afectado por superficies erosivas pleistocenas y holocenas que constituyen su límite superior y sobre las cuales se han desarrollado los potentes depósitos cuaternarios reconocidos en el Baix Llobregat.

Durante el Plioceno, en las zonas de onshore del Baix Llobregat se depositaron diversas asociaciones sedimentarias. Todas ellas descansan discordantemente sobre los materiales paleozoicos y miocenos del substrato prepliocénico, por encima de una superficie erosiva basal de Tipo 1 en el sentido de Posamentier et al. (1988), ya que durante el Messiniense afectó el margen de la plataforma continental (Bartrina et al., 1992).

Desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico general, se reconocen varias asociaciones de facies

(Corregidor et al., trabajo en curso). En los subapartados siguientes se describen brevemente las características principales de las asociaciones de facies reconocibles en los perfiles estudiados (Fig. 2).

Asociaciones de facies continentales

Estas asociaciones incluyen sucesiones comprendidas entre la extensa superficie erosiva basal messiniense y la superficie de transgresión pliocénica inferior. Se distinguen dos asociaciones de facies:

Asociación de facies de lutitas, lutitas arenosas, con cantos y bloques, y brechas con soporte de matriz (Depósitos coluviales)

Esta asociación es reconocible fundamentalmente en los sectores de El Papiol y Castellbisbal, donde sus depósitos descansan discordantemente sobre las sucesiones intensamente rojas del Mioceno inferior. Son depósitos lenticulares, desorganizados, de origen coluvial, en los que los elementos más característicos, por ejemplo en el sector de El Papiol, son bloques subangulosos de calizas arrecifales miocénicas de hasta 10 m de diámetro (columna nº2 en Fig. 2). Entre los bloques de mayor tamaño se reconocen además cantos bien redondeados a angulosos, de origen paleozoico. Estos elementos se encuentran soportados por una matriz lutítica-arenosa de color rojizo. Progresivamente y hacia el techo, los depósitos más desorganizados dan paso a facies estratificadas en las que se alternan capas lutíticas y de cuarzo-arenita y lentejones de brechas con clastos de origen paleozoico. Vertical y lateralmente pasan de manera rápida a las asociaciones de facies fluviales. La potencia máxima observada para estos depósitos en el sector de El Papiol es de unos 20 m.

El conjunto de la asociación registra la sedimentación de depósitos coluviales acumulados en paleovertientes en respuesta a procesos gravitacionales (caídas, deslizamientos de bloques y flujos masivos).

Asociación de facies de conglomerados, arenas y lutitas (Depósitos fluviales)

Esta asociación está constituida por conglomerados, arenas y lutitas de color rojizo o abigarrados. Los conglomerados son polimícticos, soportados por clastos que están bien redondeados. La matriz es arenosa, de fracción gruesa, y bien seleccionada. Las capas conglomeráticas

muestran bases erosivas y se organizan en pequeñas secuencias grano-decrecientes de aproximadamente 1 m de potencia. Son capas masivas, con estratificación horizontal mal definida, estratificación cruzada planar de bajo ángulo y estratificación cruzada en surco. Las imbricaciones de clastos son muy frecuentes. Entre los conglomerados hay lentejones de arena con laminación cruzada de bajo ángulo, horizontal y de *ripple*. Los niveles lutíticos muestran laminación paralela, abundantes restos vegetales muy oxidados y moldes de gasterópodos terrestres.

Los depósitos de esta asociación están especialmente bien desarrollados en el sector de Castellbisbal (La Gaxarella, Figs. 1 y 2) donde recubren discordantemente las facies aluviales rojas del mioceno inferior; y en El Papiol donde solapan los materiales del substrato prepliocénico y recubren los depósitos coluviales infrayacentes. En Castellbisbal, sus sucesiones están afectadas, en su parte superior, por una superficie transgresiva que marca el paso a las suprayacentes asociaciones de facies transicionales y marinas. En El Papiol además (sector de Can Mas, columna nº 2 en Fig. 2), los depósitos fluviales pasan lateral y verticalmente a las sucesiones marinas de bahía existentes en el sector, con las que muestran una relación más compleja. La potencia máxima observada de las sucesiones de esta asociación es de unos 25 m.

Estos depósitos fueron acumulados por un sistema fluvial de canales entrelazados. Las acusadas bases erosivas, recubiertas por estos depósitos, indican claramente el encajamiento local del citado sistema en el substrato prepliocénico (esencialmente en el miocénico) y ocasionalmente sus tránsitos más graduales a las facies coluviales.

Asociaciones de facies transicionales y marinas

Estas asociaciones están a menudo separadas de las anteriores por una superficie erosiva de transgresión (a veces muy bien definida) y, ocasionalmente, muestran con ellas relaciones laterales. Se han diferenciado cinco asociaciones de facies (depósitos de acantilado, conos de derrubios subacuáticos, abanicos litorales, llanura fluvial deltaica y bahía) de las cuales sólo se describen aquí las dos que aparecen representadas en los perfiles estudiados:

Asociación de facies de lutitas y arenas (Depósitos de canales y lagunas de llanura deltaica)

Esta asociación está constituida por una alternancia de capas lutíticas de tonalidades amarillentas y de arena

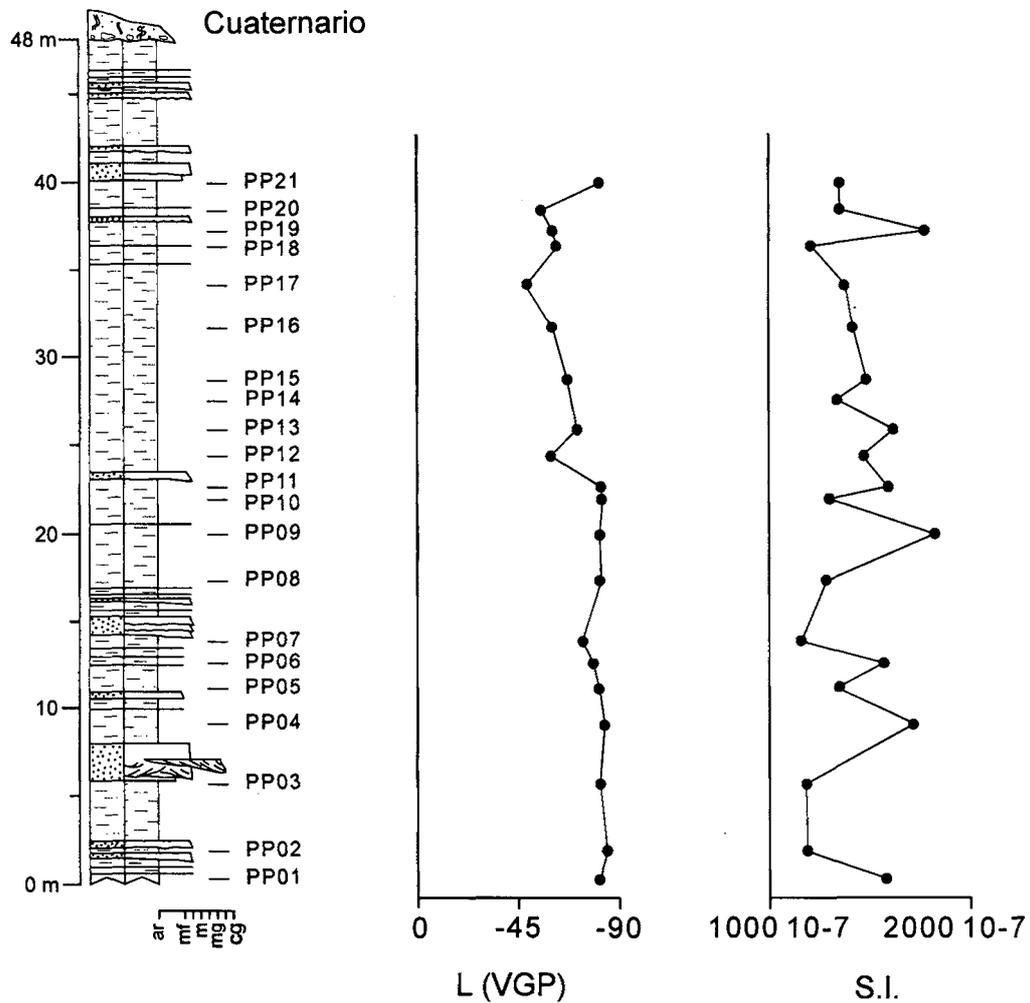


Figura 3. Columna estratigráfica representativa de la asociación de arcillas, lutitas arenosas y arenas de medio estuarino, en la localidad de Les Argiles (El Papiol). En ella se ha situado la posición de las diferentes muestras así como los gráficos referentes a la latitud (L-VGP) y a la susceptibilidad magnética inicial (S.I.).

Figure 3. Stratigraphic section showing the characteristic bay facies assemblage in Les Argiles (El Papiol). The sampling sites, the plot of latitude of the Virtual Geomagnetic Pole -L (VGP)- and the magnetic susceptibility (S.I.) are on the right of the section. All the sampling sites show reverse polarity.

de grano fino-medio. La sucesión se presenta frecuentemente afectada por deslizamientos, conteniendo intervalos de brechas intraformacionales formadas por cantos angulosos de lutita, de tonalidades y tamaños variables. El contenido paleobiológico es poco diverso, e indica un ambiente deposicional marino de transición (Almera, 1894; Gillet, 1957). Esta asociación incluye depósitos de canal de hasta 10 m de potencia constituidos, básicamente, por arenas medias y finas, con estructuras tractivas y organizadas en secuencias granodecrescentes. La potencia máxima reconocida de esta asociación es de unos 18 m.

Estos depósitos se formaron en medios de llanura deltaica inferior (caracterizados por el desarrollo de depósitos lenticulares arenosos de canales distributarios y lutítico-arenosos, de cierta extensión lateral) y de bahía interdistributaria, con fauna característica de medios salobres.

Esta asociación de facies aparece en contacto directo con la superficie transgresiva, instalada sobre las asociaciones de facies continentales pliocénicas o sobre el substrato mioceno o paleozoico. Verticalmente, la asociación puede pasar a la asociación de facies de bahía.

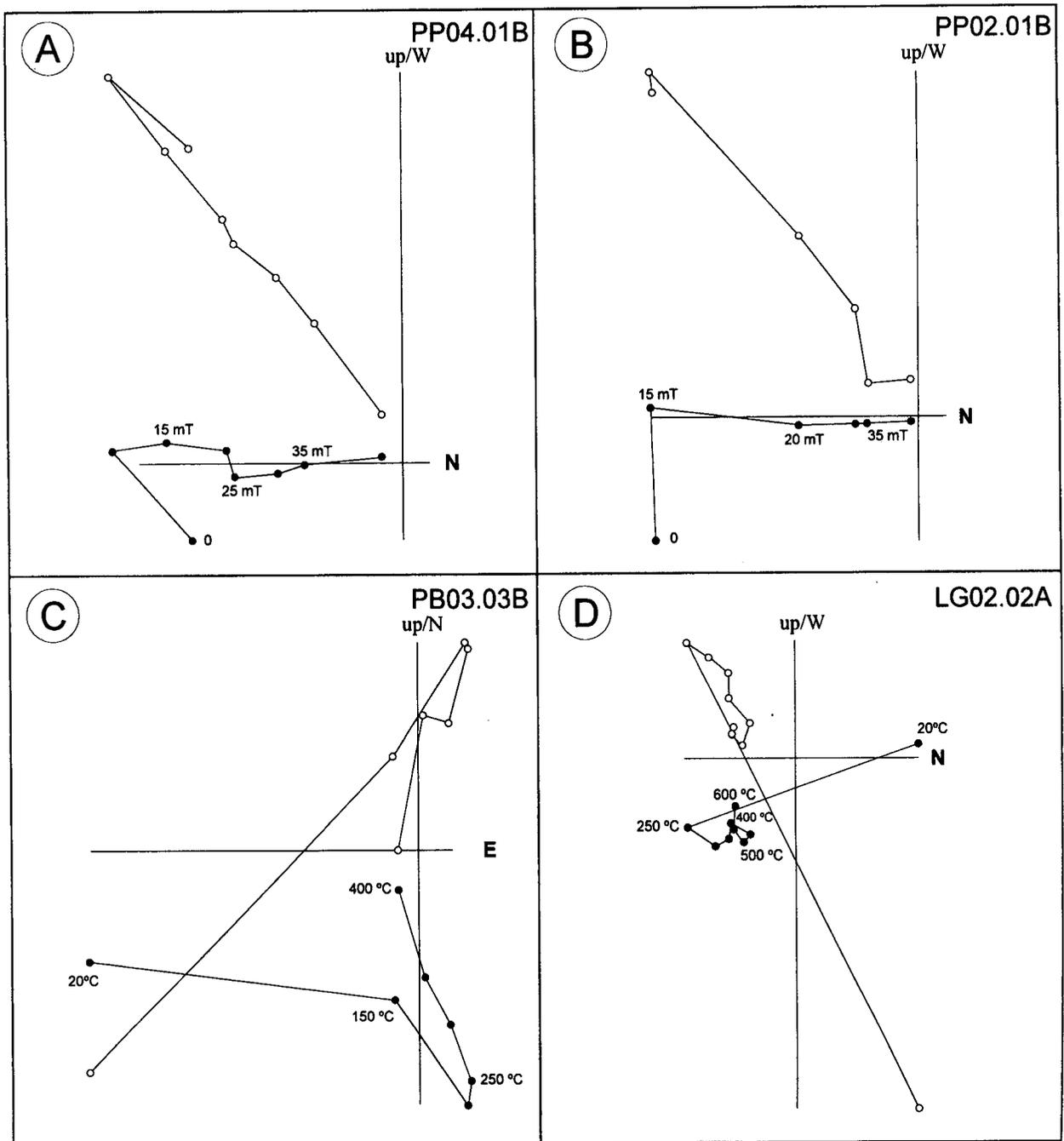


Figura 4. Diagramas ortogonales de desmagnetización característicos de las facies de lutitas gris-azuladas, (PP04.01B, PP02.01B; Les Argiles y PB03.03B; Can Esteve) y lutitas amarillentas (LG02.02A; La Gatzarella) de la asociación de facies de bahía (ver figuras 2 y 3 para la situación de las muestras). Ver explicación en el texto.

Figure 4. Natural Remanent Magnetization (MRN) measurements were carried out to characterise the magnetization in the diverse facies. About 95 samples of sand and mudstone facies were cleaned by means of thermal demagnetization and alternating fields. The results were represented and analysed in orthogonal Zijderveld plots. Dots (circles) represent projections on the horizontal (vertical) plane. The selected examples correspond to gray-bluish mudstones (PP04.01B, PP02-01B, El Papiol section; PB03-03B, Can Esteve section) and to yellowish mudstones (LG02.02A, La Gatzarella section) of the bay facies assemblage (see figures 2 and 3 for sample location). The viscous magnetic component is easily removed at low temperatures or low AF fields. The stable high temperature magnetization component shows reversed polarity in all studied samples.

Asociación de facies de arcillas, lutitas arenosas y arenas (depósitos de bahía)

Esta asociación es la más extendida, y la que integra sucesiones más potentes (hasta casi 50 m) y fácilmente reconocibles en el Baix Llobregat. Está constituida predominantemente por lutitas entre las que se intercalan capas de arena de grosor variable, mucho más evidentes hacia las partes altas de las sucesiones. El tramo inferior de la unidad está constituido por arcillas azuladas, muy bioturbadas, de aspecto masivo, con intercalaciones de arenas de grano fino y medio de geometría lenticular. Muy localmente aparecen pequeños lentejones de conglomerados, con presencia de fauna incrustante de carácter litoral (Martinell y Domenech, 1995). El contenido paleobiológico es muy variado, encontrándose especialmente bien representado por fauna y flora marina planctónica y bentónica (Almera, 1894; Cuenca, 1974; Martinell y Marquina, 1981; Martinell, 1985; Marquina, 1987; Civis, 1975; Matias y Martinell, 1982; Martinell y Marquina, 1983; Matias, 1990).

El tramo superior es mucho más arenoso y en él alternan arcillas, lutitas arenosas y cuarzoarenitas líticas de color amarillento. Algunos cuerpos arenosos son lenticulares, con geometría de paleocanal; otros tienen geometría tabular y mayor continuidad lateral. Las capas arenosas pueden estar amalgamadas y formar cuerpos de hasta 5 m de potencia. El contenido paleobiológico es sensiblemente menos variado que en los tramos predominantemente arcillosos.

Las sucesiones de esta asociación descansan, a menudo, directamente sobre el substrato paleozoico y mioceno, rellenando el antiguo paleo-relieve. La sedimentación de sus partes inferiores se produjo en una zona de bahía-estuario ligeramente restringida y relativamente alejada de la influencia de los aportes terrígenos gruesos. Los tramos superiores registran, en cambio, mayor influencia terrígena gruesa.

Dispositivo sedimentario y evolución secuencial

La geometría y las dimensiones de la bahía pliocénica del Baix Llobregat estuvieron muy controladas por el espacio de acomodación resultante de 1) la erosión producida durante el descenso del nivel marino messiniense y 2) de su posterior ascenso en el Plioceno inferior. Este encajamiento de la red de drenaje modeló un valle estrecho y profundo por el que penetró el mar durante la transgresión pliocénica, dando lugar a un golfo de morfología estrecha y alargada.

El inicio del relleno sedimentario del Baix Llobregat tuvo lugar a partir de la acumulación de depósitos coluviales en las vertientes de los relieves y de depósitos fluviales en el paleo-valle previamente excavado por la red de drenaje. Este relleno inicial podría relacionarse con un ascenso general del nivel de base marino durante el Plioceno inferior o con una fase de red de drenaje más evolucionada y jerarquizada.

Una vez implantado el dispositivo de bahía-estuario, el relleno sedimentario correspondiente tuvo lugar mediante dos tipos de aportes bien diferenciados: un aporte axial desde el extremo septentrional de la bahía, de origen fluvial y aportes laterales, de origen torrencial, relacionados con las avenidas efímeras procedentes de los relieves circundantes del Garraf y Collserola. El aporte axial fue el principal responsable del relleno sedimentario del estuario, mientras que el conjunto de aportes laterales únicamente originó pequeñas acumulaciones marginales. Por el contrario, los aportes fluviales, ligados a un área fuente extensa y litológicamente más diversificada, debieron ser más constantes y, ocasionalmente, con descargas mucho más intensas en términos de contribución de sedimento (Corregidor et al., en curso).

Los primeros estadios de influencia marina de la transgresión pliocénica en el sector estudiado estuvieron caracterizados por una sedimentación en medios de transición, llanura deltaica inferior, dentro de contextos transicionales deltaicos-estuarinos. La sedimentación de las sucesiones arcillosas de bahía se produjo, en cambio, bajo unas condiciones marinas más claras y con una influencia alejada del sistema de aporte axial. La parte superior de estas sucesiones, correspondientes al tramo arenoso superior, denota una influencia más acusada de aportes continentales.

El conjunto del registro estratigráfico reconocido sugiere el desarrollo de un proceso transgresivo que pudo causar el inicio de la colmatación del paleovalle del Llobregat, la implantación retrogradante de sistemas de conos subacuáticos y abanicos litorales y, finalmente, el inicio de una regresión relacionada con la progradación del sistema fluvial-deltaico axial y los abanicos litorales transversales (Corregidor et al., en curso).

ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO

Para intentar resolver los objetivos planteados se adoptó una estrategia de muestreo basada esencialmente en cubrir el máximo de registro sedimentario accesi-

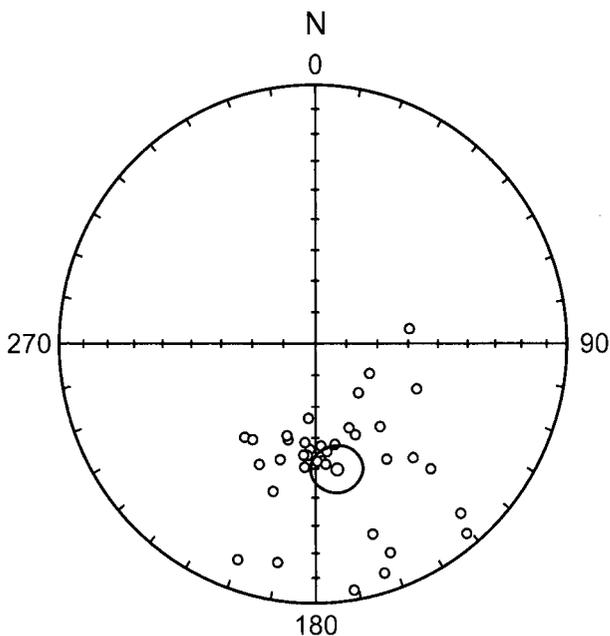


Figura 5. Proyección estereográfica de las direcciones características obtenidas en todas las estaciones estudiadas. La dirección media de la población de direcciones es $D= 170,2$ $I= -48,8$ $\alpha_{95}= 7,8$. A ella correspondería un paleopolo medio de $Lat=-76$ and $long=39.9E$.

Figure 5. Equal area lower hemisphere stereographic projection of ChRM directions. All the sampling sites display reversed magnetization. The mean direction is $D= 170,2$ $I= -48,8$ $\alpha_{95}= 7,8$. The calculated mean paleopole is $Lat= -76$ and $long=39.9E$. This value is in agreement with the paleopole obtained by Barberà et al. (1996) for the NE Iberian Peninsula, reflecting the absence of tectonic rotations in the study area.

ble en las facies sedimentarias previsiblemente más favorables (lutíticas finas), sin descartar sin embargo muestreos de prueba en facies presumiblemente menos favorables (arenas).

En la realización del presente estudio paleomagnético se han muestreado un total de cuatro asociaciones de facies: dos continentales (coluviales y fluviales), una transicional (llanura deltaica inferior) y una marina (bahía). El conocimiento de la litoestratigrafía de la cuenca pliocénica ha sido clave en la aplicación de la técnica paleomagnética y ha conducido al muestreo de cinco perfiles estratigráficos que incluyen el registro pliocénico aflorante en el área estudiada (Fig. 2). El hecho que todos los afloramientos se ubiquen en canteras, activas o inactivas, ha facilitado la labor del muestreo y ha permitido obtener muestras con un bajo o nulo grado de alteración.

Se han seguido las técnicas y estrategias de muestreo estándar en paleomagnetismo. Las muestras han sido extraídas mediante una perforadora portátil de gasolina y, ocasionalmente, en las facies con consolidación menor, una perforadora eléctrica, ambas equipadas con brocas de corona adiamantada no magnética, lubricadas con un circuito abierto de agua. Las muestras paleomagnéticas obtenidas tienen unas dimensiones de 2,54 cm de diámetro y unos 10 cm de longitud y fueron orientadas in situ.

Para el correspondiente análisis de laboratorio las muestras de roca se cortaron en especímenes de 2,54 cm de diámetro y 2,2 cm de largo. La Magnetización Remanente Natural (MRN) y la remanencia durante el lavado magnético se midieron mediante un magnetómetro "fluxgate" rotativo (Molspin) y un magnetómetro criogénico GM400 de tres ejes (Cryogenic Consultants Ltd). La susceptibilidad magnética se ha medido con un susceptibilímetro Kappabridge KLY2 (Geofyzika Brno). El lavado magnético de las muestras se ha llevado a cabo mediante desmagnetización térmica y por campos alternantes.

El análisis de la desmagnetización se ha aplicado a un total de 95 especímenes. La mayoría corresponden a arcillas azuladas y algunos a arcillas rojas y a areniscas de grano fino y medio.

Los valores de intensidad más altos corresponden a las arcillas continentales rojas (8×10^{-4} y 5×10^{-3} A/m). Las arcillas azules de facies de bahía tienen valores comprendidos entre 10^{-4} y 10^{-3} A/m y en las arcillas marinas de tonalidades amarillentas oscila entre 7×10^{-5} y 3×10^{-4} A/m (Figs. 2 y 3). Las areniscas presentan un rango de intensidad más amplio, comprendido entre 9×10^{-5} y 10^{-3} A/m.

La susceptibilidad inicial es muy similar para el conjunto de las arcillas de facies marinas (gris azuladas y amarillentas) y continentales (rojas y pardas), y varía aproximadamente entre 100×10^{-6} S I y 200×10^{-6} S I. Las areniscas presentan unos valores más bajos, inferiores a 100×10^{-6} S I.

La aplicación de temperaturas o campos magnéticos progresivamente crecientes produce una disminución gradual de la intensidad de magnetización (Fig. 4D) y revela una magnetización estable tal y como se puede observar en la figura 4. La desmagnetización progresiva revela dos componentes magnéticos. A temperaturas bajas (20° - 250° C) o campos magnéticos bajos (0 - 15 mT), se observa un componente viscoso, a menudo paralelo al campo geomagnético reciente. A temperaturas o campos superiores

se perfila la magnetización característica, que en todas las muestras es de polaridad inversa.

Las direcciones magnéticas características se han calculado mediante el análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) y posteriormente se ha aplicado la estadística de Fisher (1953) para calcular las direcciones medias de cada estación. En base a la dirección media fisheriana de estas direcciones se ha calculado el polo geomagnético virtual (PGV) para cada nivel de muestreo, que, a su vez, se ha utilizado para establecer la polaridad. En todas las estaciones la paleolatitud del PGV es negativa, entre -45° y -90° excepto en el perfil de la Gatzarella (Figs. 2 y 3), indicando que únicamente hay registradas polaridades inversas. La dirección media de todas las direcciones obtenidas es $D=170^\circ$ $I=-49^\circ$ $\alpha_{95}=8^\circ$ (Fig. 5), a la que corresponde un paleopolo de $Lat=-76^\circ$ y $Long=40^\circ E$. Este paleopolo obtenido para las sucesiones pliocénicas del Papiol concuerda con el calculado por Barberà et al. (1996) para el Oligoceno del NE de la Península Ibérica, y refleja la ausencia de rotaciones tectónicas posteriores al Plioceno en el área estudiada.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Correlación con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (ETPG)

En todas las sucesiones estudiadas, situadas en una zona geográficamente reducida, únicamente han sido observadas polaridades negativas. Considerando la correlación más probable entre estas secciones (Fig. 2), parece plausible que pertenecen a la misma magnetozona, y por lo tanto que sus materiales fueron depositados durante el mismo cron de polaridad magnética inversa.

Tal como se ha indicado anteriormente, estas sucesiones transicionales y marinas pliocénicas se atribuyen en la actualidad al Zancliense, a partir de los datos aportados por el estudio de las asociaciones de nannoplancton carbonatado (biozonas NN-12 o NN-13, sin mayor precisión, Matias, 1990 y com. pers.) y del análisis de la relación isotópica de $^{87}Sr/^{86}Sr$ medida en conchas de ostreoides de las sucesiones de El Papiol (4, 33 Ma según Goldsmith et al., 1994). Las asociaciones de facies continentales no han proporcionado hasta la fecha ningún elemento que permita su datación.

Los datos bioestratigráficos de anclaje permiten descartar la pertenencia de las sucesiones transicionales y

(Ma)	Epoca	Eooc	Crones		Polaridad	Nannoplancton calcáreo	
			Subcrones			Biozonación general Martini (1971)	Biozonación local Matias (1990)
4	PLIOCENO	ZANCLIESE	2Ar			NN15	Discoaster surculus
						NN14	Reticulofenestra pseudoumbilicata
5	PLIOCENO	ZANCLIESE	3n.1	n	■	NN13	Amaurolithus delicatus
			3n.2	n	■		
			3n.3	n	■		
			3n.4	n	■		
	MIOCENO	MESSIN.	3r			NN12	

Figura 6. Propuesta preliminar de atribución magnetocronológica para las sucesiones fluviales y marinas transicionales del Zancliense del Baix Llobregat (zona sombreada). Ver discusión en el texto.

Figure 6. Suggested correlation of the studied Zanclian successions in the Baix Llobregat. The available biostratigraphic data allow us to anchor the obtained single reverse magnetozone to the GPTS. The overall features of the stratigraphic record and the regional evolution of the Mediterranean during the Early Pliocene, favour the correlation of the reversed obtained magnetozone to the upper part of chron C3r as most likely. See further discussion in the extended abstract.

marinas al cron C2Ar (Zancliense superior). En cambio dejan inicialmente abiertas dos posibilidades :

a) Correlación con la parte terminal del cron C3r (Fig. 6), inmediatamente anterior al inicio del cron C3n. Esta atribución situaría íntegramente las sucesiones analizadas dentro del Zancliense más temprano. Teniendo en cuenta la cronología usualmente aceptada para el inicio de la transgresión zancliense en el Mediterráneo, este registro marino transicional se habría depositado entre el inicio de esta transgresión (aproximadamente 5,32 Ma) y el comienzo del cron C3n (5,23 Ma). La aceptación de esta posibilidad implicaría asumir que en esta zona central del margen catalán el registro sedimentario preservado con influencia marina se formó en los primeros estadios de la transgresión Zancliense. Ello implicaría, a su vez, que la sedimentación de este registro habría tenido lugar aproximadamente, como máximo, entre unos 90 a 100 ka.

b) Correlación con alguno de los subcronos negativos de C3n. Esta atribución situaría las sucesiones estudiadas en la parte alta del Zancliense anterior al cron C2Ar, entre el límite superior de C3n.4n y el límite inferior de C3n.1n (es decir entre 4,98 y 4,29 Ma). La aceptación de esta segunda posibilidad llevaría a asumir que en el Baix Llobregat habría quedado preservado el registro sedimentario de estadios transgresivos algo más tardíos dentro del Zancliense. Ello implicaría, a su vez, que la sedimentación de este registro habría podido durar aproximadamente, como máximo, entre unos 190 y 250 ka.

Entre ambas posibilidades, la primera es la más plausible, teniendo en cuenta el hecho que, a nivel regional, la transgresión inicial del Zancliense inferior fue la más importante y la que tuvo mayores posibilidades de dejar registro en las zonas actualmente emergidas (Suc et al., 1992; Tassone, 1998). La secuencia de cambios de polaridad establecida para el Plioceno inferior (Berggren et al., 1995) también apoyaría la primera opción. El absoluto predominio de las polaridades inversas en las sucesiones estudiadas indica que éstas debieron formarse durante un cron predominantemente inverso. Descartado, gracias a los datos bioestratigráficos (Matias, 1990 y com. pers.) el cron C2Ar, la total ausencia de algún registro normal en las sucesiones favorece la posibilidad de su sedimentación durante C3r y disminuye la probabilidad de que se formaran durante C3n. Caso de postularse esta segunda posibilidad, sería preciso aceptar que las sucesiones se hubieran depositado exclusivamente durante alguno de los subcronos inversos de C3n. Esta preservación selectiva y exclusiva de los depósitos formados bajo polaridad inversa requeriría para su explicación proponer una compleja evolución del dispositivo sedimentario, con sucesivas etapas de acumulación y erosión. Sin embargo, el análisis de las sucesiones aflorantes no apoya una evolución compleja, ya que sólo se detecta un único pulso transgresivo principal.

Implicaciones de la cronología en la interpretación del registro estratigráfico

Las dos atribuciones cronológicas posibles para las sucesiones transicionales y marinas tendrían distintas implicaciones para la datación de las sucesiones marinas y transicionales y el significado de las sucesiones no marinas infrayacentes. Las sucesiones de depósitos coluviales inferiores, dada su naturaleza, pudieron empezar a depositarse ya desde el inicio y hasta algo después de la formación de la superficie de erosión messiniense. Desde este punto de vista, su edad no sería precisable más allá de una

atribución comprendida entre aproximadamente 5,7 y 5,3 Ma, dataciones generalmente aceptadas para el inicio y final de la denominada "crisis de salinidad" (Gautier et al., 1994; Clauzon et al., 1996). Es decir, no sería descartable que parte de los materiales coluviales tuvieran una edad messiniense y en otros casos fueran ya pliocénicos inferiores. De un modo u otro, corresponderían fundamentalmente a los depósitos en zonas emergidas de un cortejo de bajo nivel marino (sensu Posamentier et al., 1988). Depósitos similares han sido descritos en las zonas sumergidas del margen catalán (Bartrina et al., 1992) y en zonas emergidas del margen continental del Golfo de León (Suc et al., 1992).

La acumulación de los sedimentos fluviales que recubren directamente el substrato prepliocénico o bien las infrayacentes sucesiones coluviales basales, así como la de las sucesiones marinas y transicionales habría requerido, en principio, un ascenso del nivel de base marino que permitiera la interrupción de la transferencia directa de material desde las zonas continentales emergidas hacia las zonas internas de la cuenca mediterránea. La retención eficaz de sedimentos fluviales en los tramos inferiores del paleo-valle del Llobregat, podría haber estado ya relacionada con el inicio de la transgresión pliocénica inferior (Zancliense inferior), en torno a 5,3 Ma.

Las sucesiones marinas y transicionales que recubren transgresivamente o se relacionan lateralmente con las sucesiones fluviales y solapan el substrato pre-pliocénico (miocénico o paleozoico) también se integrarían dentro del cortejo transgresivo Zancliense, y sólo en sus partes más altas podrían llegar a registrar el inicio del desarrollo del cortejo de alto nivel.

La aceptación de la correlación con la parte más baja del Zancliense (parte alta del cron C3r) y el hecho de que los espesores máximos acumulados en la bahía pliocénica del Baix Llobregat oscilen entre 80 y 100 m (integrando los depósitos reconocidos en el subsuelo), implicaría que las tasas de sedimentación registradas en este caso oscilarían entre 0,8 mm/año y 1,1 mm/año. La aceptación de la correlación con los subcronos negativos de C3n implicaría tasas de sedimentación que habrían oscilado, considerando los posibles rangos de duración de la sedimentación estimables a partir de la escala de tiempo de polaridad geomagnética, entre 0,42 y 0,52 mm/año y entre 0,32 y 0,40 mm/año. Estas tasas de sedimentación, de moderadamente altas a altas, indicarían la relativa importancia del proceso de atrape y retención de sedimento en las bahías del margen continental catalán durante la transgresión y la etapa de alto nivel Zancliense.

CONCLUSIONES

Del análisis lito y magnetoestratigráfico preliminar realizado en las sucesiones pliocénicas del Baix Llobregat se desprende que:

1) El relleno sedimentario de la antigua bahía pliocénica se produjo por la acción de un único sistema fluvial axial (paleo-Llobregat) y por la de múltiples aportes laterales de tipo torrencial, siendo el primero el más importante.

2) El análisis paleomagnético realizado demuestra que:

a) Las arcillas y areniscas son portadoras de una magnetización estable. Los componentes magnéticos viscosos presentes en las muestras son fácilmente eliminables mediante los métodos de campos alternantes o de desmagnetización térmica, pudiéndose establecer con fiabilidad, en todas las muestras, la magnetización característica primaria.

b) Las cinco sucesiones estudiadas muestran únicamente polaridad inversa, lo que sugiere, teniendo en cuenta su relativamente reducida distribución geográfica, que todas ellas fueron depositadas en el lapso de tiempo de un único cron negativo y son correlacionables entre sí con fiabilidad.

3) Los datos disponibles para el anclaje cronológico de la única magnetozona inversa reconocida permiten descartar claramente su atribución al cron C2Ar, a pesar de su carácter claramente inverso. Sugieren, además, dos posibles correlaciones de las sucesiones con la ETPG:

a) Con la parte terminal del cron C3r, anterior al inicio del cron C3n (es decir, entre aproximadamente 5,32 y 5,23 Ma). Esta atribución situaría íntegramente el registro pliocénico preservado del Baix Llobregat en el Zancliense más antiguo. La aceptación de la primera posibilidad implicaría asumir que en esta zona del margen catalán el registro sedimentario preservado corresponde a los primeros estadios de la transgresión Zancliense. Ello implicaría, a su vez, que la sedimentación de este registro habría durado aproximadamente, como máximo, entre unos 90 a 100 ka. Esta primera opción es aceptada como la más probable.

b) Con alguno de los crones negativos de C3n. Esta atribución situaría las sucesiones estudiadas en la parte alta del Zancliense anterior al cron C2Ar, entre el límite superior de C3n.4n y el límite inferior de C3n.1n (es decir, en-

tre 4,98 y 4,29 Ma). La aceptación de la segunda posibilidad llevaría a asumir que en el Baix Llobregat habría quedado preservado el registro sedimentario de estadios transgresivos algo más tardíos dentro del Zancliense. Ello implicaría, a su vez, que la sedimentación de este registro habría podido durar aproximadamente, como máximo, entre unos 190 y 250 ka. Esta segunda opción es considerada la menos plausible.

Los resultados obtenidos permiten ofrecer, preliminarmente, una mayor precisión en la propuesta de posibles absolutas para el desarrollo del registro sedimentario pliocénico aflorante en el Baix Llobregat, a pesar de cierta incertidumbre en la atribución cronológica. Dada la práctica imposibilidad de obtener mayor resolución a partir del análisis magnetoestratigráfico (a consecuencia de la limitación de la extensión estratigráfica de las sucesiones estudiadas) esta incertidumbre sólo podrá resolverse o disminuirse en el futuro mediante la aplicación de otros métodos de datación más resolutivos, o bien mediante una mejor comprensión e integración de la estratigrafía del Plioceno de las zonas emergidas y sumergidas del margen catalán.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto de investigación PB-97-0882-C03-01 del Ministerio de Educación y Cultura sobre "Registro tectonosedimentario y paleoclimático del Oligoceno y Neogeno del NE de Iberia (sector oriental)", estando también en parte financiado por el "Grup de Recerca de Qualitat 1997 SGR-00073 del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya (Geodinàmica i Anàlisi de Conca)". Los autores desean expresar su agradecimiento a Miguel Garcés y a dos revisores anónimos, cuyas sugerencias han permitido mejorar la organización y contenidos del trabajo. Asimismo, agradecemos a Xavier Barberà la colaboración prestada en diferentes campañas de campo.

BIBLIOGRAFÍA

- Almera, J., 1894. Descripción de los terrenos pliocénicos de la cuenca del Bajo Llobregat y Llano de Barcelona. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona, 3ª época, 102 p.
- Alborch, J., Civis J., Martinell, J., 1980. Nuevas aportaciones micropaleontológicas al conocimiento del Neógeno del Baix Llobregat (Barcelona). Acta Geologica Hispanica, 15 (3), 85-90.
- Anadón, P., Cabrera L., Calvet, F., Gallart, F., Lopez, C., Permanyer, A., Serra-Kiel, J., 1983. Estudio geológico del

- Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides. Terciario, 3, 294 pp., (Inédito).
- Barberà, X., Cabrera, L., Gomis, E., Parés, J. M., 1996. Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 20(5), 1014-1016.
- Bartrina, M. T., Cabrera, L., Jurado, M. J., Roca, E., Guimerà, J., 1992. Evolution of the Central Catalan Margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 219-247.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.U., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., 1995. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *GSA Bulletin*, 107(11), 1272-1287.
- Busson, G., 1990. Le Messinien de la Méditerranée vingt ans après. *Géologie de la France*, 3-4, 3-58.
- Clauzon, G., Martinell, J., Aguilar, J.P., Suc J. P., 1987. Livret guide des Excursions (Roussillon, Penedès et Baix Llobregat). Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, 77 pp.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved?. *Geology*, 24(4), 363-366.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R.Soc. London, Ser. A*, 217, 295-305.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318 (sér. II), 1103-1109.
- Gillet, S., 1957. Principaux caractères du Pliocène saumâtre de la région de Barcelona. *C.R. Somm.*, SGF, 13, 287-289.
- Goldsmith, N.F., Martinell, J., Demarcq, G., Bohn-Havas, M., Dockery III, D. T., 1994. Sr-isotopic calibration of Cenozoic bivalvia and Early Miocene migrations: Eurasian Carnivores to Africa (The Hazeva Formation, Israel) and African gazelles and proboscidea to Ipolytarnoc, Hungary. *Newsletters on Stratigraphy*, 31(3), 167-183.
- Hsü, K.J., 1972. When the Mediterranean dried up. *Scientific American*, 227(6), 26-36.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B., Cita, M.B., 1973. Late Miocene Dessication of the Mediterranean. *Nature*, 242, 240-244.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 62, 699-718.
- Martinell, J., 1985. El Pliocè marí català. Breu síntesi paleontològica. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, n° 9, 213-223.
- Martinell, J., 1988. An overview of the marine Pliocene of NE Spain. *Géologie Méditerranéenne*, 15(4), 227-233.
- Matias, I., Martinell, J., 1984. Première contribution à la connaissance du Nannoplancton calcaire du Pliocene catalan. *Revue Micropaleontologie*, 27(1), 43-53.
- Matias, I., 1990. Els nanofòssils calcaris del Pliocè de la Mediterrània Nord Occidental. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 241 pp.
- Posamentier, H., Vail, P., 1988. Eustatic controls on classic deposition II - Sequence and system tracks models. In: C.K. Wilgus, B.S. Hasting, C.G.St.C. Kedall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.). *Sea level change - an integrated approach*. SEMP. S.P. Publ, 42, 125-154.
- Riba, O., 1981. Aspectes de la geologia marina de la conca mediterrània balear durant el Neògen. *Memòries de la Reial Acadèmia de Ciències i Arts de Barcelona*, 45(1), 1-115.
- Solsona, M., 1998. Paleobiologia dels mesogasteròpodes del Pliocè del Mediterrani nord-occidental. Tesi doctoral. Universitat de Barcelona, 501 pp.
- Suc, J.P., Clauzon, G., Bessedik, M., Leroy, S., Zheng, Z., Drivaliar, A., Roiron, P., Ambert, P., Martinell J., Domènech, R., Matias, I., Julià, R., Anglada R., 1992. Neogene and Lower Pleistocene in Southern France and Northeastern Spain. *Mediterranean environments and climate. Cahiers de micropaléontologie*, 7, 165-186.
- Tassone, A., Roca, E., Muñoz, J.A., Cabrera, L., Canals, M., 1996. Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico. *Acta Geologica Hispanica*, 29 (2), 3-37.
- Tassone, A., 1998. Sismoestratigrafía y evolución tectonosedimentaria del margen continental norcatalan (Mediterráneo occidental) durante el Cenozoico. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 227 pp.
- Valenciano, A., Sanz, E., 1967. Algunas consideraciones sobre la edad y la paleogeografía de las gravas de Castellbisbal. *Acta Geologica Hispanica*, 2, 55-59.
- Vezián, M. A., 1856. Du terrain post-pyrénéen des environs de Barcelona et de ses rapports avec les formations correspondants du bassin de la Méditerranée. Thèse doctoral. Univ. Montpellier.