

Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior

por Luis CABRERA PÉREZ

Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona.
Gran Via de les Corts Catalanes, 585. Barcelona-7.

SUMMARY

A very important alluvial fan clastic sedimentation, took place in the NNE-SSW trending Vallès-Penedès graben (northeastern Spain) during Miocene time. Shallow lacustrine and paludine areas developed in distal zones of these alluvial fan complexes during Burdigalian (Early Miocene). At that time both facies development and their distribution were closely controlled by tectonic activity. Fault scarp retreat and back-faulting processes in the southeastern edge of the basin (observed in western Vallès area), originated an expansive advance of distal alluvial-fan facies in that direction. The decreasing or cessation of the activity of the southeastern margin fault caused, in Late Burdigalian time (while faults in the northwestern margin were still active) facies redistribution, and gave way to the asymmetry of the basin. Finally lacustrine, marine and transitional deposits of late burdigalian and langhian age, were laid down overlapping the southeastern inactive margins.

Activity of transverse fractures (Llobregat and Capellades-Vallcarca faults) and their control of the sedimentation, might be showed by the existence of three sedimentary dominions (Baix Penedès, Alt Penedès and Vallès) and by the progressive decreasing of marine formations thickness towards the northeast.

Both the age of the lowest miocene outcropping levels (Early Miocene) and the thickness of the non-marine deposits (deduced from structural data) suggest the possible existence of continental Oligocene materials in the subsurface of the basin.

RESUMEN

En la fosa tectónica del Vallès-Penedès tuvo lugar, durante el Mioceno, una importante sedimentación detrítica continental, desarrollada principalmente en sistemas de abanicos aluviales. En el Burdigaliense, una intensa actividad tectónica condicionó el desarrollo y distribución de las facies de estos sistemas, estableciéndose en sus zonas distales una amplia variedad de ambientes limnicos. Los procesos de formación y degradación de escarpes de falla y la probable ampliación centrifuga del ámbito de la cuenca en sus márgenes surorientales (observados en el Vallès occidental), ocasionaron la expansión hacia los mismos de las facies distales de los complejos aluviales. La detención o atenuación de la actividad de las fallas del mismo margen sureste de la cuenca (opuesta a la continua actuación de las del noroeste), causó en el Burdigaliense superior una redistribución de las facies deposicionales y dio lugar a la asimetría de la cuenca. Finalmente, materiales marinos y de transición, de edad burdigaliense superior-langhiense, rebasaron los márgenes surorientales de la fosa, cuando ya eran inactivos.

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se estudia la relación existente entre la sedimentación que tuvo lugar en la fosa del Vallès-Penedès durante el Mioceno inferior, y los procesos tectónicos que condicionaron la diferenciación e historia de esta cuenca. El desarrollo del mismo se basa esencialmente en los resultados de un estudio estratigráfico y sedimentológico

realizado sobre las formaciones continentales inferiores de la fosa, que afloran en el Vallès occidental, Baix Llobregat y Penedès (Cabrera, 1979). Estos resultados, dada la influencia que ha ejercido el contexto tectónico sobre la dinámica de los dispositivos deposicionales, son de especial interés para establecer algunas hipótesis sobre la evolución estructural y paleogeográfica de la cuenca.

RASGOS GENERALES DE LA FOSA DEL VALLÈS-PENEDÈS

La depresión del Vallès-Penedès, una de las fosas tectónicas, más importantes reconocidas en los Catalánides (fig. 1), está situada en el margen oeste de la actual cuenca Norbaleárica-Provenzal (Biju-Duval et al., 1978). Este rasgo estructural podría estar comprendido dentro de un vasto complejo de horsts y grabens que se extendería desde la fosa renana y la región del Ródano hasta el Mar de Alborán (Julivert et al., 1974), conociéndose su prolongación en sectores actualmente sumergidos del Mediterráneo Noroccidental (Mauffret et al., 1978; Biju-Duval et al., 1978). La diferenciación de las fosas integradas en este complejo estructural se habría iniciado en el Eoceno en las zonas más septentrionales y sería más moderna (oligocénica a neógena superior) en las centrales y meridionales (Arthaud et al., 1977).

Las fracturas más importantes que limitan la depresión (de orientación ENE-WSW) y las que la atraviesan casi perpendicularmente (fallas de Capellades-Vallcarca y del Llobregat) actuaron como fallas de rumbo e inversas durante la etapa compresiva paleógena que afectó los Catalánides (Fontboté, 1954; Guimerá y Santanach, 1979). Con posterioridad fueron reactivadas como fallas normales en una etapa distensiva neógena, que ha determinado las actuales características morfoestructurales de la unidad (Llopis, 1947). Las fallas de rumbo que atraviesan la fosa, han condicionado la definición de distintos dominios sedimentarios en ella (Vallès, Alt Penedès, Baix Penedès). En el Neógeno superior, aún habiendo sido dominantes los procesos distensivos, se han producido episodios compresivos de escasa entidad (Cabrera, 1979; Juliá y Santanach, 1980).

La geometría de la fosa es poco conocida en detalle a

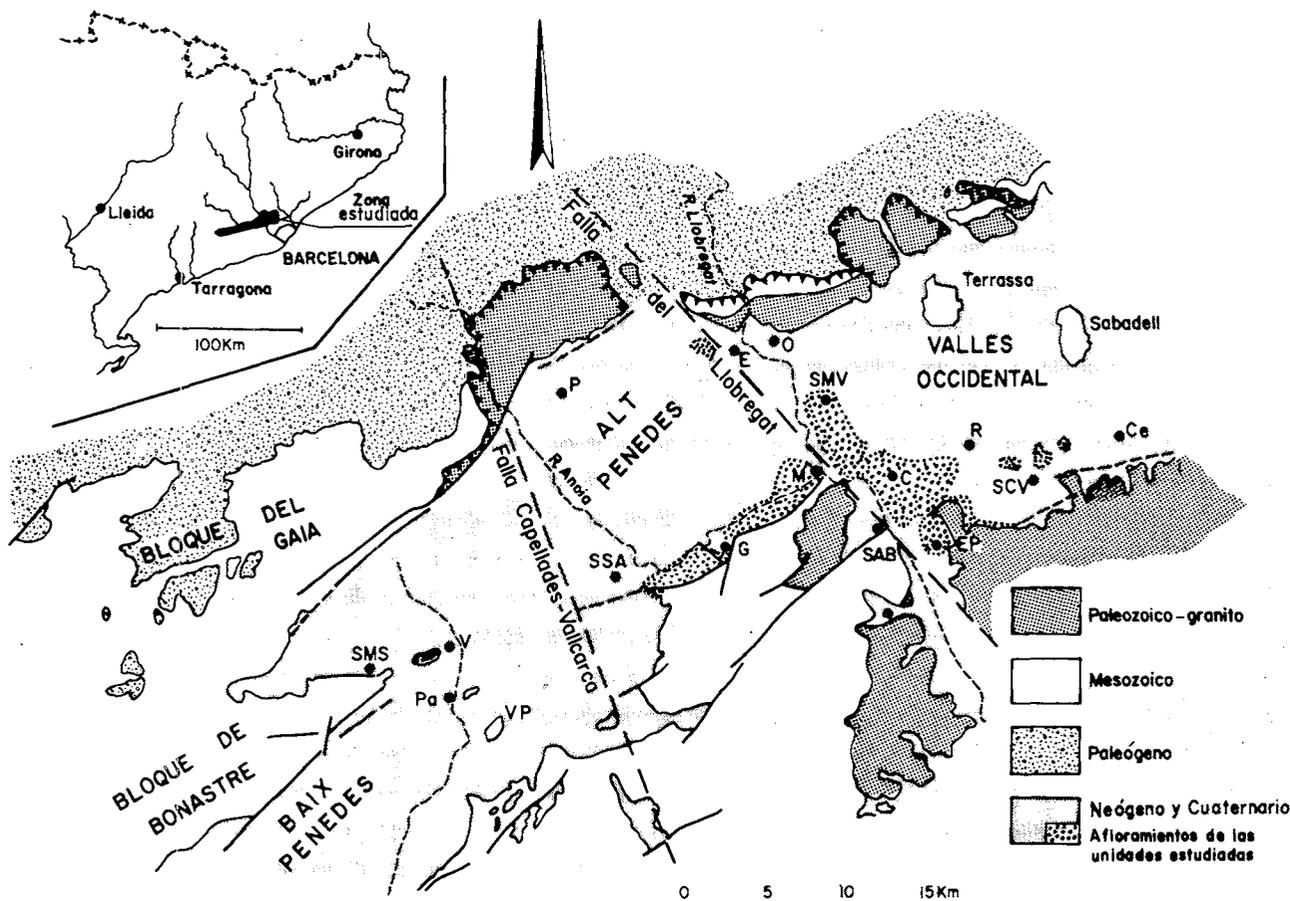


Fig. 1. Esquema geológico mostrando la distribución de los afloramientos de las unidades estudiadas (basado en Guimera y Santanach, 1979). LOCALIDADES: C, Castellbisbal; Ce, Cerdanyola; E, Esparraguera; EP, El Papiol; G, Gelida; M, Martorell; O, Olesa; P, Piera; Pa, Pacs; R, Rubí; SAB, Sant Andreu de la Barca; SCV, Sant Cugat del Vallès; SMS, Sant Martí Sarroca; SMV, Sta. M.ª de Vilalba; SSA, Sant Sadurn d'Anoia; V, Vilobí; VP, Vilafranca del Penedès.

causa de la falta de datos de subsuperficie. Existe una zona elevada central (detectada mediante sondeos y geofísica) que se extiende a lo largo de la cuenca y en la que el sustrato se encuentra a profundidades comprendidas entre 800 y 2.300 m. Este hecho se refleja en algunas estructuras superficiales: prolongación oriental del Bloque de Bonastre; bóveda anticlinal de Sant Sadurn d'Anoia. Al norte de este rasgo estructural se sitúa la zona de máximo hundimiento diferencial de la cuenca (probablemente superior a 3.000 m). Las fracturas situadas al sur del horst central, han tenido una actuación más modesta, produciéndose hundimientos del orden de 2.000 m, que pueden quedar reducidos a escasos centenares de metros en las zonas más marginales (Albert, 1975).

En el Baix Penedès el hundimiento diferencial producido entre el borde meridional de la prolongación del Macizo de Bonastre y el margen norte del Macizo de Garraf, no ha rebasado los 400 m (Bayó, 1977). Ello confiere al sector un marcado carácter de bloque basculado en el cual se habría producido un hundimiento diferencial menos acusado que en los dominios inmediatamente vecinos.

Asociada al hundimiento que condujo a la formación de la fosa tuvo lugar, con diversas alternativas, una sedimentación muy continua, posiblemente desde el Oligoceno (Anadón y Villalta, 1975) y Mioceno inferior (Crusafont et al., 1955) hasta el Neógeno superior (Gallart, 1978). En este trabajo, se hará exclusiva referencia a los procesos que tuvieron lugar entre el inicio de la diferenciación de la fosa y el de la transgresión de edad burdigaliense superior-lan-

ghiense (Anglada y Martín, 1971; Magné, 1979) que dio lugar a los materiales marinos y de transición reconocidos, al oeste del valle del Besós, bajo los complejos detríticos continentales superiores. A partir de los datos disponibles, no es posible discernir definitivamente si, tal como clásicamente se ha aceptado (Crusafont et al., 1955) la única vía de avance de esta transgresión fue el área del Baix Penedès.

RESUMEN DE LA ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES CONTINENTALES INFERIORES DE LA CUENCA

Como resultado del estudio estratigráfico realizado fueron definidas varias unidades litoestratigráficas. En su mayor parte quedan incluidas en el intervalo de tiempo comprendido en el Burdigaliense inferior y superior, aunque es posible que su distribución cronológica pueda ampliarse ligeramente tanto superior como inferiormente. A fin de encuadrar la exposición de los sucesivos apartados, serán enumeradas brevemente las características litológicas y la interpretación paleoambiental de cada unidad. Sus relaciones aparecen esquematizadas en las figuras 2 y 3.

a) La unidad de brechas basales

Conjunto de materiales detríticos, predominantemente brechas heterométricas, que afloran de modo restringido en el

Baix Llobregat, Penedès y Garraf (figs. 2 y 3). Constituyen tramos de potencia reducida (frecuentemente menos de 10 m) que yacen sobre el sustrato premiocénico (zócalo paleozoico en el Baix Llobregat, cobertera de calizas cretácicas en Garraf y Penedès). Las características texturales de los materiales de la unidad, su carácter basal, su potencia escasa e irregular y el frecuente condicionamiento de la litología de sus clastos por la del sustrato, permiten atribuirlos a depósitos coluviales procedentes de la removiliación de productos de alteración de dicho sustrato.

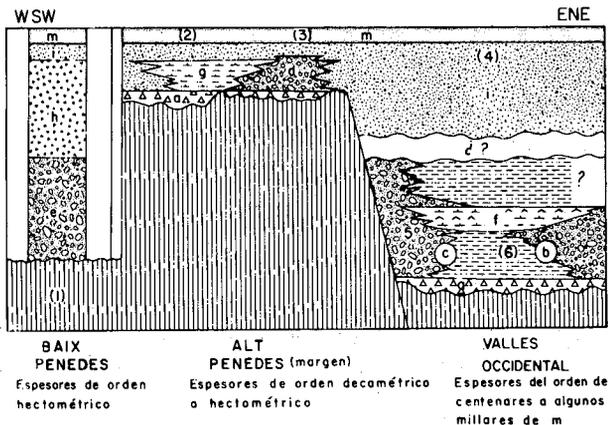


Fig. 2. Diagrama esquemático (sin escala) de la subdivisión litoestratigráfica propuesta para los depósitos estudiados a lo largo del margen meridional de la cuenca y en el sector central del Baix Penedès. **SECTORES INDICADOS** (ver fig. 1): 1, Sant Martí Sarroca; 2, Castell de Subirats (al SE de SSA); 3, Vallverdina (al SW de G); 4, Castellbisbal; 5, Sant Andreu de la Barca; 6, Molí Calopa (al SW de C). **UNIDADES DIFERENCIADAS**: Nivel de brechas basales (a). Unidades detríticas marginales de Puig Pedrós (b), Sant Andreu de la Barca (c), Vallverdina (d) y Sant Martí Sarroca (e). Unidades detrítico carbonatadas y evaporíticas de La Costa Blanca (f), Subirats (g) y Vilobí (h). Complejo detrítico de Castellbisbal (i). Tramos de materiales de origen marino y de transición (m).

b) Las unidades detríticas de los márgenes meridionales de la cuenca

Conjunto de sucesiones de materiales detríticos predominantemente gruesos, que pasan lateralmente a otros más finos, y cuyos afloramientos aparecen a lo largo del margen norte de la Cordillera Litoral, o bien en áreas vecinas. De manera provisional se han diferenciado las unidades de El Puig Pedrós (al N de El Papiol), Sant Andreu de la Barca, El Papiol, La Bainneta (al NE de Martorell) Vallverdina y San Martí Sarroca (figs. 1, 2 y 3). Su potencia estimable es de escasos centenares de metros.

Las sucesiones detríticas gruesas están constituidas por una alternancia de niveles de brechas, conglomerados brechoides muy heterométricos y paraconglomerados de amplia extensión lateral, que aparecen asociados a materiales más finos, claramente subordinados (areniscas, litarenitas y lutitas rojas). Estos materiales, fueron sedimentados en las áreas proximales de sistemas de conos de deyección cuyas áreas fuente se localizaban en la Cordillera Litoral, a cuyo margen estaban adosados. Las sucesiones detríticas finas (lutitas y arenitas) corresponden a depósitos de áreas muy marginales o distales de estos sistemas.

c) El complejo de la Costa Blanca

Esta unidad, cuya área de distribución parece restringirse al Vallès y Baix Llobregat, agrupa un conjunto de sucesiones detrítico-carbonatadas que afloran en los alrededores de Martorell (La Costa Blanca), Sant Andreu de la Barca, y entre El Papiol y Rubí (El Molí Calopa, figs. 2 y 3). Su potencia es ligeramente superior al centenar de metros. En conjunto está constituida por sucesiones predominantemente lutíticas, en las que pueden aparecer intercalados con frecuencia niveles poco potentes de rocas carbonatadas con restos de organismos limníticos. La presencia o ausencia de estos niveles, su litología (margocalizas, calizas, calizas dolomíticas o dolomías) y su posible asociación con procesos diagenéticos tempranos (desarrollo intersticial de evaporitas, fisuración, brechificación, etc.), permiten diferenciar distintas asociaciones de facies (Anadón y Cabrera, 1980).

Los materiales del complejo fueron sedimentados en zonas muy distales o marginales de un complejo de conos de deyección. En ellas se habría establecido una amplia variedad de ambientes, estrechamente inter-relacionados: *mud-flats*, áreas palustres y lagunas someras, de existencia efímera, que podían evolucionar hacia playas y ser sometidas a un régimen evaporítico incipiente.

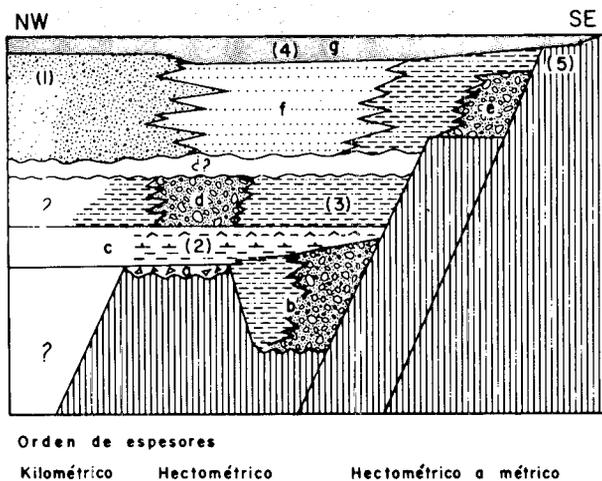


Fig. 3. Diagrama esquemático (sin escala) de la subdivisión litoestratigráfica propuesta para los depósitos estudiados en el Vallès Occidental y Baix Llobregat. **SECTORES INDICADOS** (fig. 1): 1, Sta. M.ª de Vilalba; 2, La Costa Blanca (al E de Martorell); 3, Molí Calopa (al SW de Castellbisbal); 4, Castellbisbal; 5, El Papiol. **UNIDADES DIFERENCIADAS**: Nivel de brechas basales (a). Unidades detríticas marginales de Puig Pedrós (b), La Bainneta (d) y El Papiol (e). Complejo de La Costa Blanca (c). Complejo detrítico de Castellbisbal (f). Tramos de materiales de origen marino y de transición (g).

d) La unidad detrítico-carbonatada de Subirats

El área de distribución de la unidad (fig. 2) se restringe al margen meridional de la fosa, en el dominio del Alt Penedès (sectores de Subirats y Gelida). Su potencia es estimable entre 25 y 40 m. Está constituida por un conjunto de sucesiones predominantemente lutíticas en las que aparecen intercalados tramos con niveles poco potentes de calizas lacustres y lignito. Ocasionalmente materiales detríticos más gruesos (arenitas y ruditas) forman niveles de poco espesor, y las calizas aparecen con menor frecuencia.

Estos materiales corresponden a depósitos de una zona muy distal y/o marginal de un sistema de abanicos aluviales en la que con frecuencia se establecían lagunas someras. En algunas zonas se recibirían los aportes de un sistema de conos de deyección de poca importancia que sedimentaban materiales detríticos gruesos procedentes del Macizo de Garraf (Cordillera Litoral).

e) La unidad de los yesos de Vilobí

El área de distribución de esta unidad es bastante amplia; según datos de sondeos comprende no sólo el sector situado en las inmediaciones de Vilobí y Sant Martí Sarroca, sino que también se extiende hacia Sant Sadurn d'Anoia. Su potencia en Vilobí es de 60 m (fig. 2).

El estudio de los yesos de este importante depósito evaporítico (Ortí y Pueyo, 1976) ha mostrado que proceden en su mayor parte de la hidratación de nódulos de anhidrita diagenética temprana, sobreimpuestos a depósitos de yeso laminado, con niveles peliculares de lutitas y carbonatos. De modo subordinado aparecen también depósitos de gipsarenitas y cristales lenticulares de yeso.

Ortí (1977) teniendo en cuenta el contexto estratigráfico de los tramos propiamente evaporíticos los interpreta como depósitos de *sebkha* continental.

f) El complejo detrítico de Castellbisbal

Constituido por una amplia variedad de materiales detríticos rojos, de muy gruesos a muy finos. Estos forman asociaciones de facies diferenciables entre sí por la proporción relativa de litologías existentes y su ordenación secuencial. Su área de distribución conocida abarca el Vallès occidental y el Penedès (figs. 2 y 3). Su potencia es muy variable según la zona que se considera, presentando un espesor sensiblemente reducido en los márgenes meridionales de la cuenca, respecto a las zonas centrales de la misma. En éstas, el espesor de la unidad rebasa probablemente el millar de metros.

Las paleocorrientes, la composición litológica de los clastos de las facies conglomeráticas y la distribución de las asociaciones de facies (compuestas por materiales detríticos progresivamente más finos desde los sectores septentrionales de la cuenca a los meridionales) señalan que los aportes que originaron los tramos de la unidad inmediatamente anteriores al inicio de la transgresión marina, procedían predominantemente del margen norte de la cuenca, es decir, de la Cordillera Prelitoral.

Los depósitos de esta unidad fueron sedimentados en distintas zonas de sistemas de abanicos aluviales cuyas partes más proximales estaban adosadas al margen septentrional de la cuenca. Las zonas medias y distales se desarrollaron predominantemente en los sectores centrales y meridionales de aquélla.

LAS RELACIONES ENTRE TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN. ESBOZO DE LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DURANTE EL MIOCENO INFERIOR

En la cuenca del Vallès-Penedès concurren la mayoría de los rasgos indicados por Arthaud et al. (1977) como carac-

terísticos de los sistemas sedimentarios desarrollados en un contexto influido por la diferenciación de fosas.

Los hundimientos diferenciales, relacionados con la actuación de las fallas que delimitan y atraviesan la fosa, han condicionado los procesos sedimentarios que tuvieron lugar en ellas desde al menos el Mioceno inferior. La dinámica de actuación de estas fracturas influyó en la distribución y, desarrollo y ordenación megasecuencial de las distintas unidades. El estudio de estos aspectos ha proporcionado datos de interés para establecer algunas hipótesis en torno a la evolución estructural de la fosa.

Los resultados obtenidos, no permiten añadir excesivas precisiones sobre cuál fue la influencia de las fracturas de Capellades-Vallcarca y del Llobregat (fig. 1) en la sedimentación de los materiales miocénicos inferiores. Con todo sería posible sugerir que su actividad pudo ya compartimentar la cuenca en tres dominios sedimentarios: Baix Penedès, Alt Penedès y Vallès. Esta compartimentación se reflejaría en la distinta entidad de los hundimientos diferenciales acaecidos en las zonas de máxima subsidencia, así como en el gradual menor desarrollo que alcanzaron las formaciones marinas (de edad burdigaliense superior y langhiense) desde los dominios occidentales a los orientales.

Las fallas de los márgenes meridionales de la cuenca iniciaron su actividad distensiva con anterioridad al lapso de tiempo definido por la biozona MN-3 de Mein, equivalente a un burdigaliense inferior (Cabrera, 1979). En los sectores septentrionales de la fosa, la casi total ausencia de afloramientos de las formaciones continentales inferiores, impide establecer el momento en que se inició la actuación distensiva de las fallas allí existentes. El importante espesor de sedimentos acumulados al pie de la Cordillera Prelitoral, permitiría suponer que esta actuación pudo iniciarse, al menos, simultáneamente a la del borde sur de la cuenca. En el Vallès occidental y Penedès, no ha podido establecerse en superficie la presencia de sedimentos premiocénicos. Sin embargo, su existencia en el subsuelo no es improbable, toda vez que en el Vallès oriental afloran materiales oligocénicos (Anadón y Villalta, 1975).

Durante el Burdigaliense inferior, se asiste a una intensa y generalizada actividad tectónica. La actuación durante este lapso de tiempo del sistema de fracturas del Llobregat (fig. 1), quedó registrada por la sedimentación de materiales detríticos gruesos (Unidad de La Bainneta, fig. 3). En el Alt Penedès, al pie de la falla de Martorell-Gelida, tuvo lugar una intensa sedimentación detrítica. En el Baix Penedès, el margen norte de la prolongación del Bloque de Bonastre fue tectónicamente activo. El área situada al sur del mismo se configuró en cambio como una zona estable, no sometida a un hundimiento diferencial tan intenso.

Las sucesiones continentales de este periodo, reconocidas en el Vallès occidental: Baix Llobregat (Sant Andreu de la Barca, el Molí Calopa, El Papiol) y en el Baix Penedès (área de Sant Martí Sarroca-Vilobí), muestran que en distintos sectores del margen meridional de la cuenca, se produjo la misma pauta de evolución megasecuencial. Esta consiste en la superposición, sobre un potente tramo conglomerático, de una sucesión de lutitas, materiales carbonatados e incluso evaporitas. Los materiales de esta sucesión superior, corresponderían a depósitos de zonas muy distales o marginales de complejos de abanicos aluviales, en contraposición a los de la inferior, propios de zonas muy proximales (figs. 2 y 3).

Expansiones similares de las franjas de litofacies distales, con tendencia a recubrir los sedimentos depositados en zo-

nas más proximales de los sistemas de conos de deyección, han sido señalados por diversos autores (Steel y Wilson, 1975; Heward, 1978). La interpretación más plausible de este hecho, en un contexto estructural como el que nos ocupa, es que estas megasecuencias registran un ciclo completo de formación y degradación (erosión y retroceso) de escarpes de falla. A medida que el relieve generado por la actuación de las fallas fuera erosionado, decrecería el gradiente topográfico inicial, produciéndose un retroceso progresivo de los escarpes. Una consecuencia de ello sería la paulatina expansión de los depósitos de zonas distales hacia las áreas de sedimentación detrítica gruesa adosadas a las fallas. Estos depósitos se extenderían hacia el sur de la fosa, produciéndose su «onlap» ligeramente diacrónico sobre las sucesiones conglomeráticas.

La recurrencia o aparición de facies detríticas gruesas sobre los tramos lutítico-carbonatados (fig. 2 y 3) reconocidos en algunas sucesiones (La Costa Blanca, Sant Andreu de la Barca), es interpretable como consecuencia de la reactivación o inicio de la actuación de un sistema de fracturas vecino al área de sedimentación.

En el Vallès occidental, las sucesiones megasecuenciales del tipo de las indicadas aparecen en sectores claramente adosados a la Cordillera Litoral, o en áreas limítrofes vecinas a las fallas del margen sur de la fosa. La profundidad a que se encuentra la base de las megasecuencias cuya sedimentación fue condicionada por la actuación de estas fallas marginales, no rebasa los 200 m (Albert, 1975). Sin embargo, los datos de sísmica recogidos en áreas ligeramente más centrales de la fosa, indican que en ellas la base de las sucesiones continentales que nos ocupan se encuentra a más de 1.000 m de profundidad. Los episodios de actuación de las fallas más marginales sólo corresponden, pues, a parte de la evolución estructural del margen sur de la cuenca en el sector. Por su emplazamiento estas fallas se sitúan claramente al sur de las fracturas de mayor magnitud que han condicionado la sedimentación de las potentes series a las que se ha aludido.

Todo lo expuesto sugiere que, en el Vallès occidental y Baix Llobregat, la actuación de las fallas marginales se inscribió dentro de un retroceso centrifugo del margen meridional de la cuenca (*back-faulting*) que se prolongó hasta el Burdigaliense superior y produjo una expansión hacia el sur del ámbito de sedimentación. Este tipo de procesos ha sido señalado con anterioridad en otras fosas tectónicas de muy diversa índole (Steel y Wilson, 1975; Heward, 1978). En las de tipo análogo a la que nos ocupa, su alcance suele ser restringido (Arthaud et al., 1977).

La asimetría de la fosa del Vallès-Penedès indica que, en cierto momento de su evolución estructural, la actividad tectónica de su margen septentrional predominó netamente sobre la del meridional. La distribución espacial de las asociaciones de facies de los tramos superiores del Complejo detrítico de Castellbisbal (progresivamente más finas hacia el sur) las paleocorrientes deducidas del estudio de sus facies conglomeráticas y la litología de sus clastos, demuestran que la mayor parte de los aportes detríticos continentales sedimentados en el Vallès occidental y Penedès (con inmediata anterioridad a la transgresión marina) procedían de la Cordillera Prelitoral. El adosamiento de las facies lutíticas del Complejo al mismo margen sur de la cuenca (en el Baix Llobregat y Vallès occidental), y la sedimentación expansiva sobre la falla de Martorell-Gelida (Alt Penedès) de los materiales lacustres de la Unidad de Subirats (fig. 2) indican a su vez que la actividad tectónica de los márgenes

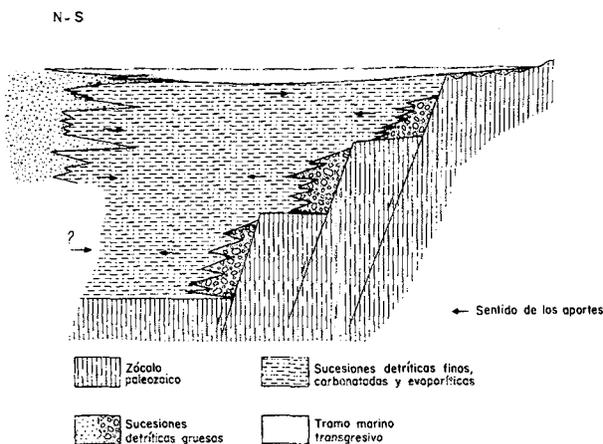


Fig. 4. Diagrama esquemático interpretativo de la evolución tectónico-sedimentaria del margen sur de la cuenca en el Vallès Occidental (sin escala).

meridionales experimentó, en el Burdigaliense superior, un fuerte descenso. Probablemente de igual modo puede interpretarse la sedimentación, en el margen norte de la prolongación del Bloque de Bonastre (Baix Penedès) de las facies evaporíticas de Vilobí.

Cuando la transgresión (de edad burdigaliense superior-langhiense) afectó de manera generalizada el ámbito de la fosa, sus márgenes meridionales fueron ampliamente rebasados por los depósitos marinos de transición originados por aquélla. A lo largo de todo el borde sur de la cuenca, los depósitos marinos sobrepasaron las líneas de fractura, entonces inactivas, y llegaron a depositarse sobre el sustrato premiocénico (Llopis, 1942; Fontboté, 1952).

Todo parece indicar que la asimetría estructural de la cuenca quedó esbozada en el Burdigaliense superior, y que su posterior evolución, durante el Mioceno y el Plioceno, acentuó más ese rasgo.

EVOLUCION PALEOGEOGRÁFICA DEL ÁREA CONSIDERADA

La diferenciación y evolución de la fosa del Vallès-Penedès condicionó claramente los cambios fisiográficos de la región. Durante una fase inicial (que se remonta cuando menos al Mioceno inferior) la zona se configuró como una depresión intramontañosa, limitada por márgenes tectónicamente activos. Los septentrionales coincidían aproximadamente con el actual trazado del borde sur de la Cordillera Prelitoral; los meridionales se situaban ligeramente más al norte que en la actualidad.

Como es común en este contexto, la sedimentación se desarrolló fundamentalmente en sistemas de abanicos aluviales, en cuyas zonas proximales (adosadas en mayor o menor grado a los márgenes activos de la cuenca) tenía lugar la sedimentación detrítica gruesa. En las áreas muy marginales y distales, la sedimentación detrítica fina alternaba con la de carbonatos lacustres e incluso evaporitas. En estos sectores los procesos sedimentarios se desarrollaban en un mosaico de ambientes deposicionales estrechamente relacionados entre sí: llanuras lutíticas, áreas palustres, lagunas

someras y de existencia precaria (que podían evolucionar hacia condiciones evaporíticas dando lugar a «playas») *sebkhas* continentales... (fig. 5).

A consecuencia de la atenuación o detención de la actividad de las fallas del margen meridional durante el Burdigaliense superior, la fosa se configuró como una depresión asimétrica. A lo largo del Burdigaliense superior y posiblemente hasta el Tortoniense, la Cordillera Litoral fue un rasgo morfológicamente poco acusado, de tal manera que la asimetría estructural se reflejó en el relieve de la región (fig. 5). La actual red de drenaje observable en el macizo de Garraf se habría configurado durante este lapso de tiempo (Gallart, comunicación personal, 1980).

Estos hechos significaron un cambio radical del dispositivo sedimentario. En el ámbito de la cuenca se produjo una

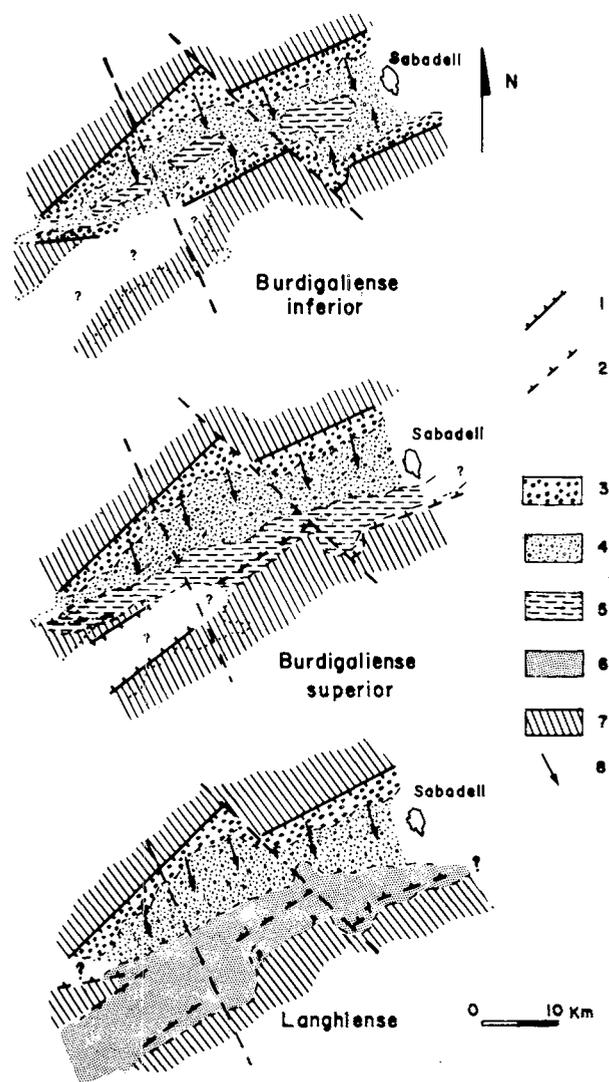


Fig. 5. Esquemas muy simplificados, mostrando la evolución paleogeográfica y estructural propuesta. Márgenes de cuenca tectónicamente activos (1) e inactivos (2). Áreas de sedimentación proximal (3), media (4) y distal (5) de los sistemas de conos de deyección. Áreas de sedimentación de los depósitos marinos y de transición de edad burdigaliense superior-langhiense (6). Sustrato premiocénico (7). Sentido de los aportes (8).

total redistribución de los ambientes deposicionales. La sedimentación de las litofacies propias de las zonas proximales de los sistemas de abanicos aluviales, quedó casi exclusivamente restringida al margen septentrional de la fosa, mientras en sus zonas centrales y meridionales se establecieron los ambientes deposicionales propios de las zonas medias y distales, ya mencionados (fig. 5).

Bajo esta situación tuvo lugar la transgresión marina de edad burdigaliense superior-langhiense (Anglada y Martín, 1971; Magné, 1979). Los ambientes marinos y de transición se extendieron sobre distintos subambientes de las zonas medias y distales de los sistemas de abanicos aluviales, cuyos aportes procedían casi exclusivamente del norte. En sectores vecinos a los márgenes meridionales de la cuenca (área de Sant Cugat-El Papiol, Vilobí) los materiales marinos se depositaron sobre tramos lutíticos de *mud flats*. En zonas más centrales, se relacionaron con las facies conglomeráticas de las zonas medias de los sistemas aluviales (Sta. M.^a de Vilalba) y las areniscas y lutitas de las zonas distales (Valle del Anoia, Castellbisbal, Rubí). En el Penedès (curso bajo del Anoia) esta relación dio lugar a indentaciones entre las formaciones marinas y las continentales. A lo largo de todo el margen sur de la cuenca, las primeras rebasaron, como se ha indicado, los antiguos bordes de cuenca, ya inactivos.

CONCLUSIONES

De manera resumida puede concluirse que:

- La diferenciación de la fosa del Vallès-Penedès y el inicio de los procesos sedimentarios asociados pudo haberse iniciado ya en el Oligoceno.

- La influencia de los sistemas de fracturación transversales de Capellades-Valcarca y del Llobregat sobre la sedimentación desarrollada en el Mioceno podría haberse concretado en la diferenciación de tres dominios: Baix Penedès, Alt Penedès y Vallès.

- Durante el Burdigaliense inferior, la actividad de las fallas noroccidentales y suroriental condicionó los procesos de sedimentación, controlando la distribución de las facies de los sistemas de abanicos aluviales. Al menos en el sector del Vallès occidental se produjo una expansión centrifuga del margen sur de la cuenca, ampliándose su ámbito.

- Las fallas meridionales redujeron su actividad sensiblemente, hasta detenerse, durante el Burdigaliense superior-Langhiense, siendo rebasadas tanto por las facies lacustres en expansión como por los depósitos transgresivos marinos.

- La actividad de las fallas septentrionales se prolongó durante un lapso de tiempo bastante superior (acaso hasta el Plioceno) dando lugar a la marcada asimetría de la fosa.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un extracto-resumen parcial de la Tesis de Licenciatura realizada (bajo la dirección del Dr. D. P. Anadón Monzón) con el apoyo de las becas de Ayuda para la realización de la Memoria de Licenciatura y de Formación del Personal Investigador, del M.E.C. El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. D. Oriol Riba Arderiu por el apoyo prestado durante la realización del trabajo, y al Dr. D. Pedro Anadón Monzón la lectura crítica y discusión del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERT, J. F. 1975: «Estudio geoelectrico de la anomalia geotérmica de Sant Cugat del Vallès». Inédito.
- ANADÓN, P.; CABRERA, L. 1980: «Características de los depósitos lacustres y facies asociadas del Burdigaliense (Mioceno inferior) de la cuenca del Vallès-Penedès». Comunicaciones del 9.º Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca. En prensa.
- ANADÓN, P.; VILLALTA, J. F. 1975: Caracterización de terrenos de edad estampiense en Campins (Vallès oriental). *Acta Geol. Hispánica*, 10 (1): 6-9.
- ANGLADA, R.; MARTIN, E. 1971: «Sur l'âge d'une transgression marine dans le basin du Vallès-Penedès (Espagne)». *C.R. Som. Soc. Geol. France*, 26 Avril. 189-191.
- ARTHAUD, FR.; MEGARD, F.; SEGURET, M. 1977: «Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires». *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 1 (1): 147-188.
- BAYO, A. 1977: «Sondeo de Can Sogués (Vilobi)». In R. Salas edit.: *Ier. Seminario práctico de asociaciones arrecifales evaporíticas*, 2. 41-42. Depto. Petrol. y Geoquím. Univ. Barcelona. Barcelona-Alacant.
- BIJU DUVAL, B.; LETOUZEY, J.; MONTADERT, L. 1978: «Structure and evolution of the Mediterranean Basins». In Hsü, K.J. Montadert, L., et al., 1978: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1): 951-984. Washington (U.S. Government Printing office).
- CABRERA, L. 1979: Estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos continentales basales de la depresión del Vallès-Penedès. Tesis de Licenciatura. 361 p. Inédito.
- CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J. F.; TRUYOLS, J. 1955: «El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallès-Penedès». *Mem. y Com. del Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 12, 260 p.
- FONTBOTÉ, J. M. 1952: «Características tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès». (Resumen). *I Cur. Intern. de Pal. Arrahona*, 7 p. Sabadell.
- FONTBOTÉ, J. M. 1954: «Las relaciones tectónicas de la Depresión del Vallès-Penedès con la cordillera prelitoral catalana y la depresión del Ebro». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Tomo hom. Dr. E. Hernández Pacheco), 281-310.
- GALLART, F. 1978: «Primeros datos sobre el Plioceno continental del Penedès». *Acta Geol. Hispánica*, 13 (2) 70.
- GUIMERÁ, J.; SANTANACH, P. F. 1979: «Sobre la compresión alpina en el sector central de las cadenas costeras catalanas». *Acta Geol. Hispánica* 13 (2): 33-42.
- HEWARD, A.P. 1978: «Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain». In: A. D. Miall ed.: *Fluvial sedimentology*. C. S. P. G., Memoir t.; 577-586. Calgary, Alberta, Canadá.
- JULIÁ, R.; SANTANACH, P. F. 1980: «Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán». In Santanach, P. F. et al.: *Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas)*. *Bol. Geol. y Min.*, 91 (2): 417-440.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. 1974: «Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares». Esc. 1:1.000.000. Contribución al Mapa Tectónico de Europa. IGME. Madrid.
- LLOPIS, N. 1942: «Tectomorfología del Macizo del Tibidabo y Valle inferior del Llobregat». *Est. Geográf.*, año 3 (7): 321-383.
- LLOPIS, N. 1947: Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Inst. Lucas Mallada (CSIC) 372 p.
- MAGNÉ, J. 1979: Etudes microstatigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée Nord-Occidentale. Vol. 1 Les Bassins néogènes Catalans, 260 p.
- MAUFFRET, A.; MONTADERT, L.; LAVERGNE, M.; WILLM, C. 1978: «Geological and geophysical setting of D. Dp. site 372 (Western Mediterranean)». In Hsü, K. J., Montadert, L., et al. (1978): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1): 889-900. Washington. (U.S. Government Printing Office).
- ORTÍ, F. 1977: «El Mioceno del Penedès. Las evaporitas». In: R. Salas, edit.: *Ier. Seminario práctico de asociaciones arrecifales evaporíticas*. 2-33-2-40. Dept. Petrol. y Geoquím. Univ. de Barcelona. Barcelona-Alacant.
- ORTÍ, F.; PUEYO, J. J. 1976: «Yeso primario y secundario del depósito de Vilobí (provincia de Barcelona, España)». *Instituto de Investigaciones Geológicas. Universidad de Barcelona*, 31 (5-34).
- ROSELL, J.; OBRADOR, A.; ROBLES OROZCO, S. 1973: «Sedimentología del Mioceno del Vallès occidental». *Acta Geol. Hispánica*, 8:25-29.
- STEEL, R. J.; WILSON, A. C. 1975: «Sedimentation and tectonism (Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis». *J. Geol. Soc.* 131:183-202.

Recibido, 21 de noviembre de 1980.