



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Magnetoestratigrafía de las sucesiones del mioceno medio y superior del Vallès Occidental: depresión del Vallès-Penedès, N.E. de España: implicaciones biocronológicas y cronoestratigráficas

Miguel Garcés Crespo



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 4.0. Espanya de Creative Commons.**

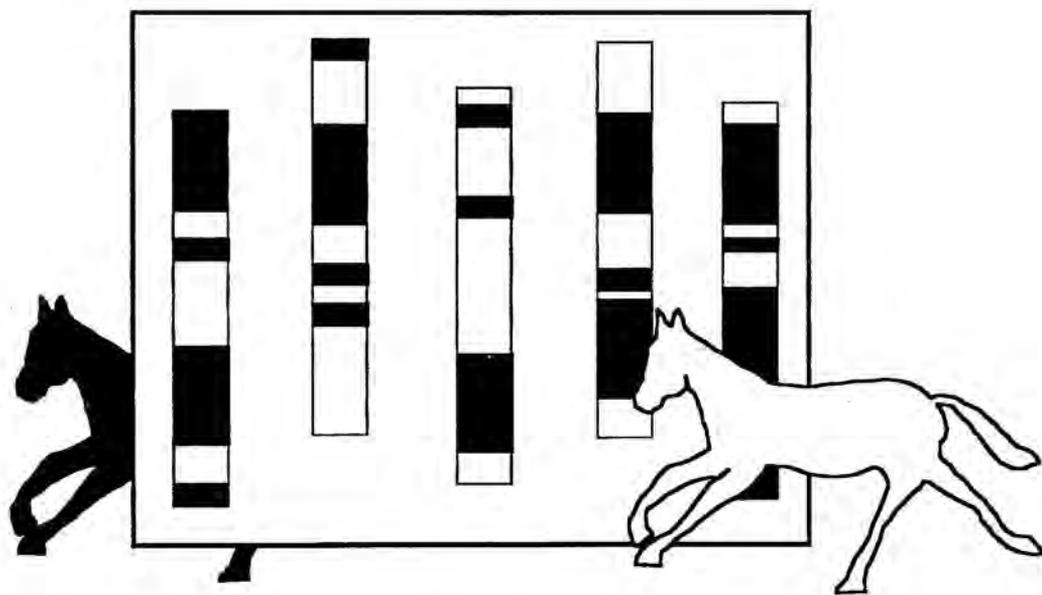
Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0. Spain License.**

U...
[...]
...43

MAGNETOESTRATIGRAFIA
DE LAS SUCESSIONES
DEL MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR
DEL VALLÈS OCCIDENTAL
(DEPRESIÓN DEL VALLÈS-PENEDÈS, N.E. DE ESPAÑA):

IMPLICACIONES BIOCRONOLÓGICAS
Y CRONOESTRATIGRÁFICAS.



Miguel GARCÉS CRESPO
Mayo de 1995



Universitat de Barcelona
Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700196751

7. CONCLUSIONES ESTRATIGRÁFICAS.

7.1. CORRELACIÓN LITO, BIO Y MAGNETOESTRATIGRÁFICA.

El objetivo de este apartado es discutir la correlación entre todos los perfiles estudiados en base a la información lito, bio y magnetoestratigráfica aportada por los mismos. El pilar fundamental para la correlación es la secuencia reconocida en el bloque de Les Fonts, ya que aporta:

- 1) la información magnetoestratigráfica continua más completa y
- 2) la información bioestratigráfica necesaria para su correlación con los perfiles de los bloques de Montagut (Aptdo 7.1.1.), Viladecavalls (Aptdo 7.1.2.), Terrassa (Aptdo. 7.1.3.) y Can Llobateres (Aptdo. 7.1.4.)

Los perfiles del Sector de Rubí, de edad fundamentalmente Aragoniense, no pueden integrarse dentro del mismo esquema de correlación, constituyendo un problema aparte desde el punto de vista biocronológico que se abordará aparte (Aptdo 7.2.3.4.).

7.1.1. CORRELACIÓN ENTRE LOS BLOQUES DE LES FONTS Y MONTAGUT.

Basándonos en la secuencia de asociaciones faunísticas reconocida en los perfiles del bloque de Les Fonts y el bloque de Montagut, resulta evidente que la mayor parte de sedimentos de ambos bloques tienen una edad aproximada equivalente. En los dos bloques se han reconocido las asociaciones que caracterizan el paso del Vallesiense Inferior al Vallesiense Superior (Zona de *Cricetulodon* y Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*). Desde el punto de

vista magnetoestratigráfico, el rasgo más característico de la secuencia de polaridad magnética de Les Fonts es una extensa magnetozona normal que domina su tramo inferior, de edad Vallesiense Inferior con Zona *Cricetulodon*. En el Bloque de Montagut el tramo datado en Zona *Cricetulodon* también se encuentra en una amplia magnetozona de polaridad normal, confirmando la correlación entre los perfiles de Can Guilera (Bloque de Les Fonts) y Can Guitart (Bloque de Montagut) (Figura 7.1).

Con respecto a los tramos superiores también existe una gran coherencia entre los resultados bioestratigráficos y la secuencias magnetoestratigráficas de Les Fonts y Montagut. En el perfil de Creu de Conill (Bloque de Les Fonts), la primera aparición de faunas atribuidas a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon* tiene lugar en la base de un tramo predominantemente inverso de unos 80 metros matizado por un corto evento normal en su parte inferior (localidad RT-7). Esta secuencia magnetoestratigráfica es perfectamente correlacionable con la secuencia combinada de los perfiles de Les Martines y Can Guitart 3 en el Bloque de Montagut, en los cuales también se ha identificado la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon* (localidades RT-10 y RT-12).

Los sedimentos que representan la parte más baja del Bloque de Montagut tienen un interés bioestratigráfico fundamental, ya que registran la presencia de *Hipparion* más antigua reconocida en todos los perfiles. Esta atribución está basada tanto en su localización estratigráfica en la base de la secuencia como por su asociación en las localidad CCN-22 con faunas de micromamíferos de clara afinidad aragonesa (Zona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*). Aunque no se encuentran faunas equivalentes en el Bloque de Les Fonts, la correlación de la parte basal de los dos bloques puede estimarse en base a la equivalencia de los resultados magnetoestratigráficos.

La correlación magnetoestratigráfica entre las secuencias del Bloque de Les Fonts y Montagut, tal y como se ilustra en la figura 7.1, está sólidamente fundamentada por la contrastación de la información bioestratigráfica en uno y otro bloque. Por otra parte, la secuencia de polaridad observada en ambos perfiles guarda, con la salvedad de las diferencias de potencia total, una gran similitud. Concretamente existe una disminución de la potencia en los sedimentos del Bloque de Montagut de alrededor de 60 metros en relación a la secuencia equivalente observada en el Bloque de Les Fonts que suma un total de unos 380 metros. En conclusión, la fuerte consistencia entre los datos de uno y otro bloque reafirma la validez de la información bio-magnetoestratigráfica aportada.

7.1.2. CORRELACIÓN DEL BLOQUE DE VILADCAVALLS.

Una vez contrastada la información bio-magnetoestratigráfica aportada por los bloques de Les Fonts y Montagut, es posible establecer sus equivalencias con el resto de perfiles estudiados.

La correlación de la secuencia combinada del Bloque de Viladecavalls, debido a la falta de información en su tramo medio, debe abordarse por separado: primero la correlación del tramo superior de edad Vallesiense Superior, y después la correlación del tramo inferior (Can Coromines) de edad Vallesiense inferior.

La información bioestratigráfica disponible en el tramo superior de Viladecavalls es muy abundante, siendo la secuencia donde se reconoce mejor el tránsito de la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon* a la Zona de *Rotundomys bressanus*. Dicho tránsito tiene lugar entre las localidades CV y CT, dentro de la magnetozona de polaridad normal reconocida tanto en el perfil de Cerámicas Viladecavalls como en el de La Tarumba y por encima de un característico tramo de inverso de más de 60 metros. El mismo tránsito de faunas se ha reconocido en la parte alta del Bloque de Les Fonts, en donde la primera aparición de *Rotundomys* tiene lugar en la localidad CCN-10, también en polaridad normal y por encima de un tramo inverso muy característico. La correlación magnetoestratigráfica entre el Bloque de Viladecavalls y el Bloque de Les Fonts no ofrece dudas en base a la identificación en ambas sucesiones de la base de la Zona de *Rotundomys bressanus* (Figura 7.1).

Para establecer el anclaje del tramo inferior de Viladecavalls es necesario introducir los límites magnetoestratigráficos de la Zona de *Cricetulodon* conocidos en el Bloque de Montagut. El límite inferior de la zona viene a situarse entre el último registro de *Megacricetodon ibericus*, en la localidad RK-11, y la primera aparición de *Cricetulodon*, en el nivel RT-8, ambos en el perfil de Can Guitart 2. El límite superior de la Zona de *Cricetulodon* está marcado por la primera aparición de *Progonomys*, que tiene lugar en la localidad RT-12 del perfil de Les Martines. Por tanto, los niveles correspondientes a las localidades RK-11 y RT-12 constituyen los límites de distribución de la Zona de *Cricetulodon*. La secuencia de polaridad del tramo inferior de Viladecavalls con faunas atribuidas a la Zona de *Cricetulodon*, incluye un evento de polaridad inversa de casi 40 metros. Debido a su atribución bioestratigráfica, este evento únicamente puede correlacionarse con la magnetozona inversa de la parte inferior del perfil de Les Martines (Bloque de Montagut), equivalente de la base del perfil de Creu de Conill (Bloque de Les Fonts) (Figura 7.1).

La correlación propuesta para el bloque de Viladecavalls implica una diferencia importante con respecto a la potencia de sedimentos registrada en los Bloques de Les Fonts y Montagut.

A modo de ejemplo, los sedimentos equivalentes laterales al perfil de Creu de Conill, con una potencia de 150 metros, en Viladecavalls alcanzan una potencia de más de 200 metros. Estas diferencias no son extraordinarias si tenemos en cuenta que los perfiles del bloque de Viladecavalls, separados unos 5 kilómetros de los anteriores, se encuentran ya muy próximos al borde activo de la cuenca con una subsidencia previsiblemente mayor que en los sectores más alejados del margen (ver Capítulo 10).

7.1.3. CORRELACIÓN DEL BLOQUE DE TERRASSA.

Las localidades de vertebrados reconocidas en el Bloque de Terrassa, atribuidas todas ellas a la Zona de *Rotundomys bressanus*, indican que estos materiales se encuentran ya dentro del Vallesiense superior alto. Los sedimentos inferiores de este bloque son correlacionables con el techo del perfil de Cerámicas Viladecavalls en base a la coincidencia de faunas y de secuencia magnetoestratigráfica. La mayor parte de los sedimentos de este bloque, por tanto, son más modernos y no tienen equivalencia con ninguno de los bloques estudiados en este trabajo (Figura 7.1).

7.1.4. CORRELACIÓN DEL PERFIL DE CAN LLOBATERES.

El perfil de Can Llobateres a pesar del corto intervalo estratigráfico que representa, registra el tránsito de faunas del Vallesiense Inferior (CL-1) al Vallesiense Superior (CL-2). La secuencia magnetoestratigráfica interpretada de este perfil es, en lo que respecta a su tramo de polaridad normal, incierta por los motivos expuestos en el apartado 4.1.6.

Los resultados de los Bloques de Les Fonts y Montagut indican que la primera aparición de *Progonomys* tiene lugar en las localidades RT-7 y RT-12, respectivamente. Ambas localidades son lateralmente equivalentes y están localizadas dentro de una magnetozona inversa. Por otro lado, el registro más alto de faunas atribuidas a la Zona de *Cricetulodon* tiene lugar en el nivel equivalente a la localidad CCR-2 en el Bloque de Viladecavalls. De la integración de todos estos datos resulta que el límite entre el Vallesiense inferior y el Vallesiense Superior puede estar dentro de la magnetozona inversa correspondiente a las localidades RT-7 y RT-12, o bien dentro todavía de la magnetozona normal infrayacente. Si consideramos, no obstante, que los niveles inferiores de Can Llobateres (Zona *Cricetulodon*) registran ya polaridades inversas claras, es obvio que el límite intravallesiense debe ocurrir dentro de la magnetozona inversa, aunque por debajo de las localidades RT-7 y RT-12.

De lo argumentado se concluye que la parte inferior de Can Llobateres con la localidad CL-1, debe correlacionarse con la parte inferior de la magnetozona inversa donde se localizan los yacimientos RT-7 (Bloque de Les Fonts) y RT-12 (Bloque de Montagut) (Figura 7.1). La

correlación del tramo superior de Can Llobateres conteniendo la localidad CL-2 es ambigua debido a la incerteza de la magnetozone normal reconocida por debajo de CL-2. Esta incertidumbre, no obstante, solo afecta al anclaje de Can Llobateres con los demás perfiles, y no tiene más implicaciones en lo que se refiere a las conclusiones biocronológicas que podemos extraer de este trabajo.

7.2. CORRELACIÓN Y DATACIÓN ABSOLUTA.

La información más valiosa que aporta la aplicación de la magnetoestratigrafía es la asignación de una edad absoluta mediante la correlación con la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética (ETPM). La resolución de esta técnica está limitada primeramente por la frecuencia media de inversiones del campo magnético en el período de tiempo estudiado. Durante el Mioceno la duración media de las inversiones se estima en 0.21 Ma (Blakely, 1974). Ello significa que en una situación favorable sería posible obtener un nivel de resolución temporal del orden de 10^4 años. Tal precisión es muy superior a la mayoría de técnicas al alcance de la investigación geológica, si bien está sujeta a un buen número de incertidumbres de diversa naturaleza que a menudo no son fácilmente expresables en forma numérica. Las incertidumbres residen tanto en la determinación de la magnetoestratigrafía local, como en la definición de la propia ETPM (Talling y Burbank, 1993).

7.2.1. INCERTEZAS RELATIVAS A LA MAGNETOESTRATIGRAFÍA LOCAL.

Las incertezas ligadas a la determinación de la magnetoestratigrafía local proceden de dos fuentes de error: las que residen en la misma estrategia de muestreo, y las que residen en la estimación de la edad relativa de la magnetización con respecto a los sedimentos.

Entre las primeras, aparte de los errores en la medida de la potencia de las series, cuenta la misma naturaleza finita del muestreo. A partir de un número discreto de puntos en un perfil estratigráfico se interpreta una secuencia continua de polaridad magnética. El error en la localización de una inversión entre dos estaciones con polaridad opuesta está condicionado al espaciado de muestreo. Un análisis estadístico acerca de la influencia del espaciado de muestreo sobre la precisión de los resultados magnetoestratigráficos (Johnson, 1983) ha determinado que una relación media de ocho estaciones por magnetozona representa una densidad de muestreo suficiente. Por debajo de esta densidad de muestreo, la probabilidad de no reconocer convenientemente el patrón de polaridad magnética aumenta peligrosamente. En sistemas aluviales, debido a la gran variabilidad de las tasas de acumulación sobre períodos de tiempo del orden de 10^4 - 10^5 años y la ocurrencia normal de discontinuidades sedimentarias, una estimación apriorística de la significación temporal de las sucesiones de estratos es difícil de hacer. Debido a esta gran incertidumbre, los espaciados de muestreo deben ser tan estrechos como la presencia de litologías favorables lo permita. Las fluctuaciones en la sedimentación pueden distorsionar la potencia relativa de las magnetozonas observadas de manera que la correlación con la ETPM raramente pueda establecerse sin la ayuda de otras informaciones de tipo radiométrico o bioestratigráfico.

No todos los sedimentos poseen la misma capacidad para registrar con detalle la secuencia

de inversiones del campo magnético terrestre. En este sentido es muy importante también tener en cuenta la tasa de acumulación media para cada caso. Una tasa de acumulación alta facilita que los eventos geomagnéticos de corto período resulten convenientemente registrados en el sedimento. Por el contrario, si la acumulación es muy lenta, la magnetización registrada en un espesor dado de sedimentos representará el promedio de un lapso de tiempo mayor, incrementando la posibilidad de que los eventos magnéticos de menor entidad resulten enmascarados. Este efecto puede ser todavía más marcado si consideramos que la magnetización no se adquiere de forma instantánea en el sedimento. Por lo general existe un lapso de tiempo después de la deposición durante el cual puede tener lugar una adquisición gradual de magnetización, ya sea en forma detrítica post-deposicional (MRDpD) o química (MRQ) (Tauxe y Badgley, 1988). La magnitud de este lapso de tiempo depende de la tasa de acumulación y de la profundidad hasta la cual operan los procesos de magnetización. Estudios realizados en sedimentos aluviales miocenos de los Siwaliks (Pakistan) muestran que la adquisición de MRDpD puede tener lugar hasta profundidades de varios metros (de 3 a 5 aprox.) bajo la superficie (Tauxe y Badgley, 1988). En estos sedimentos donde las tasas de acumulación media son elevadas, del orden de los $10 \text{ m}/10^4$ años, tal desfase en la magnetización no tiene una gran repercusión en la resolución magnetoestratigráfica. En ambientes con tasas más bajas, digamos por ejemplo $1 \text{ m}/10^4$ años, la magnetización remanente en el sedimento puede ser fácilmente la resultante de promediar sobre lapsos de hasta 10^5 años, enmascarando la variación secular y los eventos de inversión de polaridad magnética de menor duración. En conclusión, no podemos esperar que la secuencia de polaridad magnética registrada en los sedimentos represente siempre con la misma fidelidad todas las peculiaridades del campo geomagnético.

7.2.2. INCERTEZAS REFERIDAS A LA ETPM.

Las incertezas que se suman en la definición de la ETPM provienen básicamente del error arrastrado de las dataciones radiométricas consideradas en la calibración de las anomalías magnéticas oceánicas. Por otra parte, la no uniformidad en la velocidad de expansión de las dorsales añade complicaciones a la hora de traspasar la amplitud de las anomalías magnéticas oceánicas a magnitudes temporales.

Todas las propuestas de ETPM para el Cretácico superior y Cenozoico han sido siempre referidas al patrón de anomalías del Atlántico Sur, ya que es el que presenta un registro más completo y una preservación de los dos flancos de expansión de la dorsal. La elaboración de la primera ETPM (Heirtzler, 1968) partía de la presunción de una velocidad de expansión constante del fondo oceánico; presunción por otra parte necesaria, dada el escaso número de dataciones absolutas disponibles. Heirtzler construyó su escala basándose en un solo perfil transoceánico, que calibró a partir de una sola datación para la base de Gauss (cron C2An).

Más tarde se vería que un solo perfil difícilmente representa convenientemente todo el patrón de anomalías del fondo oceánico, y que se precisa trabajar con múltiples perfiles paralelos. Con esta idea Blakely (1974) redefine una nueva ETPM para el período entre 7.3 Ma y 22.7 Ma a partir del patrón de anomalías observado en 14 perfiles del Pacífico nororiental. La ETPM de Blakely contiene 18 nuevas inversiones y define una secuencia muy detallada de polaridad magnética que prácticamente no ha sido modificada hasta hoy. El problema de esta escala era, al igual que la de Heirtzler, la falta de dataciones absolutas. Y su solución, también como Heirtzler, la asunción de una tasa de expansión oceánica constante. Cabe decir que la hipótesis de Blakely estaba mucho más contrastada y guardaba una notable coherencia con datos de perfiles en las dorsales indo-antártica y del Pacífico oriental. No en vano la ETPM de Blakeley conserva una gran coherencia, en lo que se refiere a la duración relativa de los intervalos, con las recientes revisiones de Cande y Kent (1992 y 1995).

Los consecutivos refinamientos en la ETPM realizados sobre la primera compilación de Heirtzler *et al.* (1968) estuvieron básicamente orientados hacia un incremento de la información radiométrica. El problema de los cambios en las tasas de expansión en el Atlántico Sur, anunciado ya por Blakely (1974), no fue abordado hasta la revisión de Cande y Kent (1992). Esta es la primera vez que se construye una ETPM completa bajo la asunción de tasas de expansión variables. La escala esta construida básicamente a partir de la integración de información de numerosos perfiles en el Atlántico Sur, pero se ha añadido información procedente de dorsales con altas tasas de expansión donde se han identificado los eventos de corta duración que no aparecen en el Atlántico.

La calibración del nuevo patrón de anomalías se realizó a partir de nueve puntos con dataciones absolutas supuestamente bien contrastadas y más o menos regularmente distribuidas a lo largo de la secuencia. Más recientemente, sin embargo, nuevas informaciones han obligado a un reajuste de las calibraciones (Cande y Kent, 1995). En primer lugar, el punto de calibración para el límite Cretácico/Terciario, antes considerado en 66 Ma, ha sido estimado ahora en 65 Ma a partir de nuevos datos radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En segundo lugar, los continuos progresos en la calibración astrocronológica (Shackleton *et al.*, 1990; Hilgen, 1991) han inducido a considerar como nuevo punto de calibración la edad de 5.23 Ma para la base del subcron C3n.4n, en lugar de la de 2.60 Ma para el techo del cron C2A.

En lo que respecta al Mioceno Superior, los nuevos cambios de la escala de Cande y Kent (1995) implican un incremento de las edades absolutas de alrededor 0.15 Ma respecto a la ETPM de Cande y Kent (1992). No entra en los objetivos de este trabajo el discutir la definición de la ETPM y nos limitaremos a adoptar la revisión más recientemente publicada. La finalidad de la recapitulación ha sido simplemente la de enmarcar la problemática que

acompaña a la determinación de la ETPM, para familiarizar a los usuarios con las fuentes de incertidumbre que la acompañan.

7.2.3. CORRELACIÓN DE LAS SUCESIONES DEL VALLÈS CON LA ETPM.

El problema de la correlación magnetoestratigráfica consiste en obtener una solución única a partir de una secuencia de polaridades normales e inversas cuya única característica propia es su posición en la secuencia y su espesor en metros. Este problema se agrava especialmente cuando los períodos de variación de las tasas de acumulación dentro de la secuencia de estratos se aproximan al intervalo medio de duración de las magnetozonas. En tal caso, la potencia relativa de las magnetozonas de la secuencia de polaridad magnética local no guarda relación directa con la escala de tiempo absoluta, dificultando la posibilidad de una correlación única.

Para facilitar y dar mayor fiabilidad a la correlación magnetoestratigráfica es imprescindible contar con datos de otras fuentes que nos permitan acotar suficientemente el rango de edades atribuibles al perfil estratigráfico. Estos datos, que pueden ser de tipo bioestratigráfico o radiométrico, aportan una información cronológica independiente del análisis magnetoestratigráfico, que permite simultáneamente contrastar la certeza de las correlaciones magnetoestratigráficas. La dependencia de la correlación magnetoestratigráfica en otras fuentes de datación es menor cuando el perfil estudiado tiene una potencia de sedimentos suficiente como para permitir una correlación inequívoca con la ETPM. Dentro del campo de la magnetoestratigrafía de secuencias neógenas continentales, un ejemplo son los trabajos llevados a cabo en los sedimentos de cuenca de antepaís mio-pliocenos de los Himalayas (Potwar Plateau), en donde se cuenta con secuencias continuas de hasta 2000 metros de sedimentos representando períodos de hasta 3 millones de años (Johnson et al, 1985; Tauxe y Opdyke, 1982, entre otros). En estos casos, la correlación de la magnetoestratigrafía local con la ETPM puede establecerse directamente y con independencia del registro bioestratigráfico. En secuencias de esta magnitud, la calibración de las faunas con la escala de tiempo absoluta no ofrece dudas. En Estados Unidos también se ha venido trabajando en calibración de las faunas desde los primeros trabajos de Johnson *et al* (1975) hasta los más recientes de Loomis y Burbank (1988) en secuencias de estratos de escala kilométrica, de manera que hoy día se dispone de un cronología absoluta casi completa de las edades mastológicas del Terciario de Norteamérica.

La región del Mediterráneo occidental, en donde se concentra el mayor número de yacimientos de vertebrados del Neógeno, paradójicamente resulta ser la más pobre en el tema de la calibración temporal de las faunas. La causa principal de este estancamiento reside en el hecho de que la mayoría de yacimientos clásicos bien estudiados se localizan en perfiles

muy cortos y aislados, en general poco apropiados para el análisis magnetoestratigráfico. Hasta el momento no se ha dotado de un control bioestratigráfico riguroso a la mayoría de pisos de vertebrados definidos en el ámbito mediterráneo, y mucho menos de una atribución geocronológica fiable. Para resolver esta cuestión resulta necesario trabajar en localidades con un buen soporte bioestratigráfico. En este sentido, la Península Ibérica resulta un marco privilegiado por la riqueza de yacimientos paleontológicos y la disponibilidad de potentes series estratigráficas donde llevar a cabo el análisis magnetoestratigráfico. Trabajos recientes orientados a la calibración de las faunas del Neógeno continental se han llevado a cabo en el Plioceno-Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Garcés, 1993; Oms *et al*, 1994;); en el Turolense de la Cuenca del Cabriel (Opdyke *et al*, 1990) en el Aragoniense de las cuencas de Teruel y Calatayud-Daroca (Dijksman, 1977; Krijgsman *et al*, 1994); en el límite Mioceno-Oligoceno de la Depresión del Ebro (Barberà *et al*, 1994) y ahora en el Vallesiense de la Cuenca del Vallès-Penedès (presente trabajo).

En este trabajo se ha pretendido resolver el tema de la biocronología del piso Vallesiense a partir del estudio magnetoestratigráfico de potentes secuencias estratigráficas, en las cuales simultáneamente se ha llevado a cabo una labor de prospección bioestratigráfica intensiva. El esfuerzo de localización y clasificación de nuevos yacimientos dentro de los perfiles se ha llevado a cabo por la necesidad de que toda la información, paleontológica y magnetoestratigráfica, tenga un encuadre estratigráfico preciso. Una vez establecida la correlación entre las distintas secuencias magnetoestratigráficas vallesienses, en el presente capítulo se discute la correlación de todas ellas con la ETPM.

7.2.3.1. Dataciones del Vallesiense en otras cuencas.

Dentro del ámbito perimediterráneo existe una notable variedad de dataciones radiométricas o de correlaciones de faunas vallesienses con la escala cronológica estandar. Muchos de los datos, sin embargo, están publicados de tal manera que no es posible valorarlos suficientemente. La mayoría de las incertidumbres de los trabajos residen en aspectos básicos como la exacta localización de los yacimientos de vertebrados con respecto a las sucesiones estudiadas. A continuación se presenta una síntesis de las dataciones relativamente mejor contrastados sobre el Aragoniense superior, Vallesiense superior y Turolense inferior (Fig. 7.2), que sirvan de base para justificar la correlación de las sucesiones del Vallès Occidental.

En la cuenca de Bicorp (Valencia) se dispone de una datación radiométrica de 9.6 ± 0.2 Ma en una capa de cenizas localizada en medio de niveles con fósiles de vertebrados atribuidos a la biocronozona MN 10 (Anadón *et al*, 1994). Este dato es muy importante ya que es la única datación radiométrica en faunas vallesienses disponible en la región del Mediterráneo

occidental. Dada la estrecha proximidad geográfica, además, la presunción de equivalencia cronológica entre las faunas de Bicorp y las del Vallès está más fundamentada.

Otros dataciones sobre el Vallesiense superior procedentes de regiones mediterráneas algo más alejadas son las de Bou Hanifia y Oued Zra, en el Norte Africa, y Kastellios Hill en la isla de Chipre. En la localidad de Oued Zra (Egipto) se ha obtenido una datación radiométrica de 9.7 ± 0.5 Ma (Jaeger *et al*, 1973 en Steininger, 1989-90), que es muy coincidente con los datos de Bicorp.

Los niveles de Bou Hanifia (Libia), por su parte, están incluidos dentro de una sucesión estratigráfica con importantes discontinuidades y por encima de un nivel volcánico datado en 12 Ma (Sen, 1990). En base a su polaridad magnética predominantemente inversa, las faunas de Bou Hanifia fueron primeramente correlacionadas con el Cron 5r, si bien ahora con los datos radiométricos de otras localidades es evidente que la correlación más razonable ha de ser con alguno de los cronos inversos situados por encima de C5n.2n.

La localidad de Kastellios Hill, datada como Vallesiense superior en base a la presencia de *Progonomys cathalai*, fue correlacionada con niveles marinos que han aportado faunas de microforaminíferos de la zona N16 de Blow (1969) (Sen, 1990). En base a este dato y a la polaridad inversa de la sucesión estratigráfica, los niveles de Kastellios Hill pueden ser también correlacionados con alguna parte del Cron 4Ar, aunque sin precisar en qué posición concreta. Curiosamente las primeras dataciones propuestas sobre esta localidad la situaban en el cron C5 (Sen, 1990), la misma correlación equivocada que en Bou Hanifia.

Una de las localidades con *Hipparion* clásicamente estudiadas en Europa es la de Höweneg en Alemania. Las primeras dataciones radiométricas de este yacimiento aportaron edades tan altas como 12.4 ± 1.0 Ma (Lippot, 1963), dato que había sido esgrimido para precisar la edad del *datum de Hipparion* en Europa Occidental. Más tarde se confirmaría que la localidad de Höweneg no representa la primera aparición de *Hipparion* en la región. Las dataciones radiométricas más recientes le atribuyen una edad de 10.3 Ma (Steininger *et al*, 1995, en prensa). Este dato es coherente con la polaridad magnética normal reconocida en las capas de esta localidad, correlacionables con el cron C5n.

Yacimientos con *Hipparion* más antiguos que los de Höweneg parecen ser los del Valle del Ródano (Francia), donde se han correlacionado con niveles marinos de la Zona N15 de Blow (Guerin *et al*, 1972). Según las últimas revisiones, la zona N15 se situaría en la parte superior del cron C5r (Hardenbol *et al*, 1995 en prensa).

En lo que respecta al límite inferior del Vallesiense, resulta también muy útil tener en cuenta

los resultados magnetoestratigráficos más recientes obtenidos en la Cuenca de Calatayud-Daroca. En el área tipo del Aragoniense las asociaciones de micromamíferos atribuidas a la biozona MN7/8 (De Bruijn, 1992) pueden reconocerse en niveles correlacionables con el cron C5Ar (Krijgsman *et al*, 1994).

7.2.3.2. Dataciones del Tuoliense en otras cuencas.

La base del Tuoliense en las últimas revisiones ha sido situada alrededor de los 9 Ma, en la base del Cron 4An, si bien su posición precisa no ha sido resuelta hasta el momento. Los datos que existen sobre las faunas tuolienses provienen fundamentalmente del Mediterráneo oriental y Oriente Medio (Figura 7.3). En Kayadibi (Turquía) se han datado dos niveles de ignimbritas que se encuentran estratigráficamente por encima y por debajo de un nivel con fauna de la zona MN-11. El nivel inferior a dado una edad de 9.4 ± 0.2 Ma y el superior una de 7.95 ± 0.25 Ma (Steiniger *et al*, 1995 en prensa), lo cual permite acotar el problema de la base del Tuoliense básicamente a los cronos C4r y C4A. En la isla de Samos (Grecia), por otro lado, existe una sucesión magnetoestratigráfica de polaridad inversa con faunas tuolienses y donde también se dispone de datos radiométricos muy precisos que aportan una edad de 8.33 ± 0.05 Ma (Steiniger *et al*, 1995 en prensa). Esta localidad puede correlacionarse con bastante certeza al cron C4r.2r, resultado similar al que aportan también los datos magnetoestratigráficos y radiométricos procedentes de la Formación Maraghe en Irán (Steiniger *et al*, 1995 en prensa).

Con respecto a la Península Ibérica, en la Cuenca de Teruel, área tipo del Tuoliense, no se disponen de dataciones radiométricas o magnetoestratigráficas. En la Cuenca de Cabriel, los estudios magnetoestratigráficos realizados hasta el momento (Opdyke *et al*, 1990) no han arrojado resultados totalmente concluyentes (Opdyke, comunicación personal).

7.2.3.3. Datación de los sedimentos vallesienses en el Vallès Occidental.

Los datos expuestos en el apartado anterior permiten acotar el anclaje de los resultados magnetoestratigráficos de este trabajo. La correlación de los mismos con la ETPM, sin embargo, puede ser realizada gracias fundamentalmente a la dimensión de los perfiles estratigráficos estudiados y al volumen de información bioestratigráfica disponible en ellos. Ninguno de los datos sobre el Vallesiense mencionados en el apartado anterior presentan una continuidad de estratigráfica ni de faunas como la que se aporta en este trabajo. Dicha continuidad sumada a la contrastación de las correlaciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas entre los diversos perfiles es el mejor aval para la correlación.

En la Figura 7.4 se resume toda la información magnetoestratigráfica obtenida de los perfiles

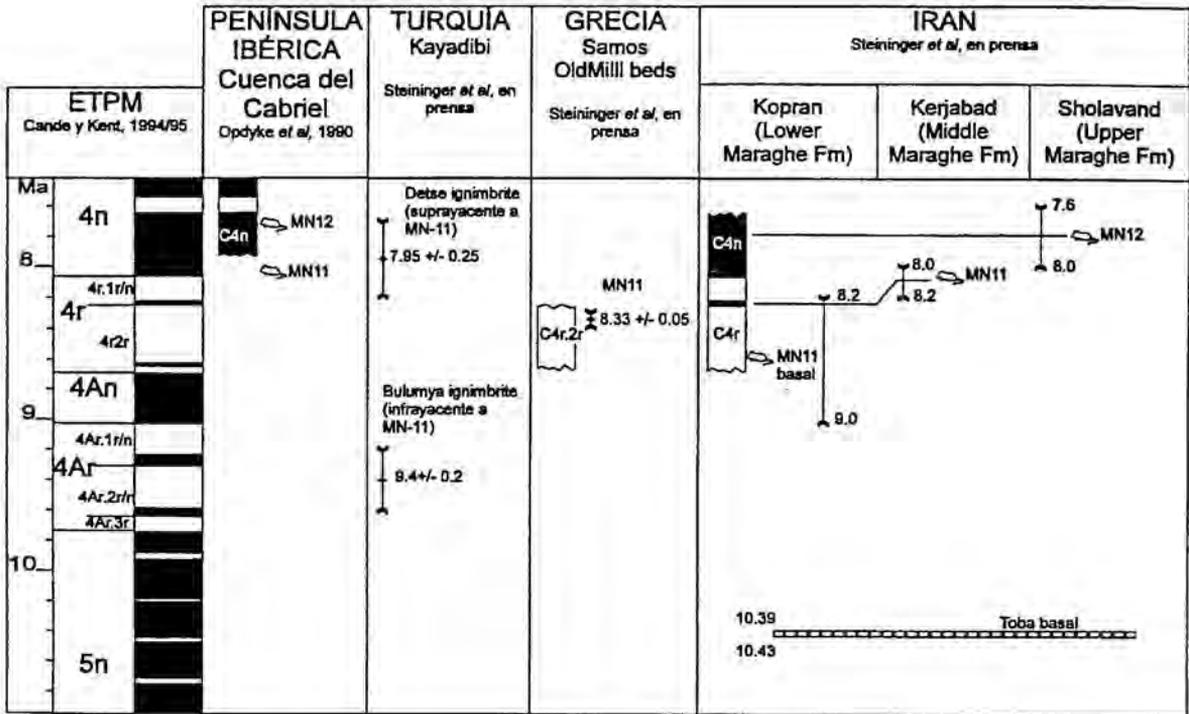


Figura 7.3: Cuadro de recopilación de dataciones radiométricas y magnetoestratigráficas sobre el Turoliense inferior en el área tipo (Cuenca de Teruel), el Mediterráneo Oriental y Oriente Medio.

de los Bloques de Les Fonts, Montagut, Terrassa y Viladecavalls y su correlación con la ETPM (Cande y Kent, 1994/95). El anclaje más directo con la ETPM lo ofrece la potente magnetozona de polaridad normal N3 que se reconoce tanto en los bloques de Les Fonts y Montagut y que puede correlacionarse sin ambigüedades con el característico cron 5n. Consecuentemente, los tramos de polaridad predominantemente inversa que se reconocen en la parte alta de Les Fonts, Montagut y Viladecavalls deben corresponder al cron 4Ar. La base de la sucesión magnetoestratigráfica del Bloque de Terrassa también puede correlacionarse con la parte alta de 4Ar, si bien su límite superior permanece incierto. Teniendo en cuenta la potencia de la serie descrita en Terrassa, el tramo de polaridad inversa superior podría corresponder ya al cron 4r. Ello significaría que los sedimentos de la parte alta de Terrassa, sin información bioestratigráfica, podrían tener una edad Turoliense (ver Fig. 7.3), si bien esta posibilidad no es contrastable debido a la falta de continuidad de los resultados magnetoestratigráficos.

Los tramos de polaridad inversa reconocidos en la base de los bloques de Les Fonts y Montagut corresponden a la parte alta del cron 5r. La precisa situación dentro de C5r de la localidad CCN-20, que ha aportado la presencia de *Hipparion* más antigua del Vallès, depende de la verdadera significación de la magnetozona normal N2. Debido a que N2 está

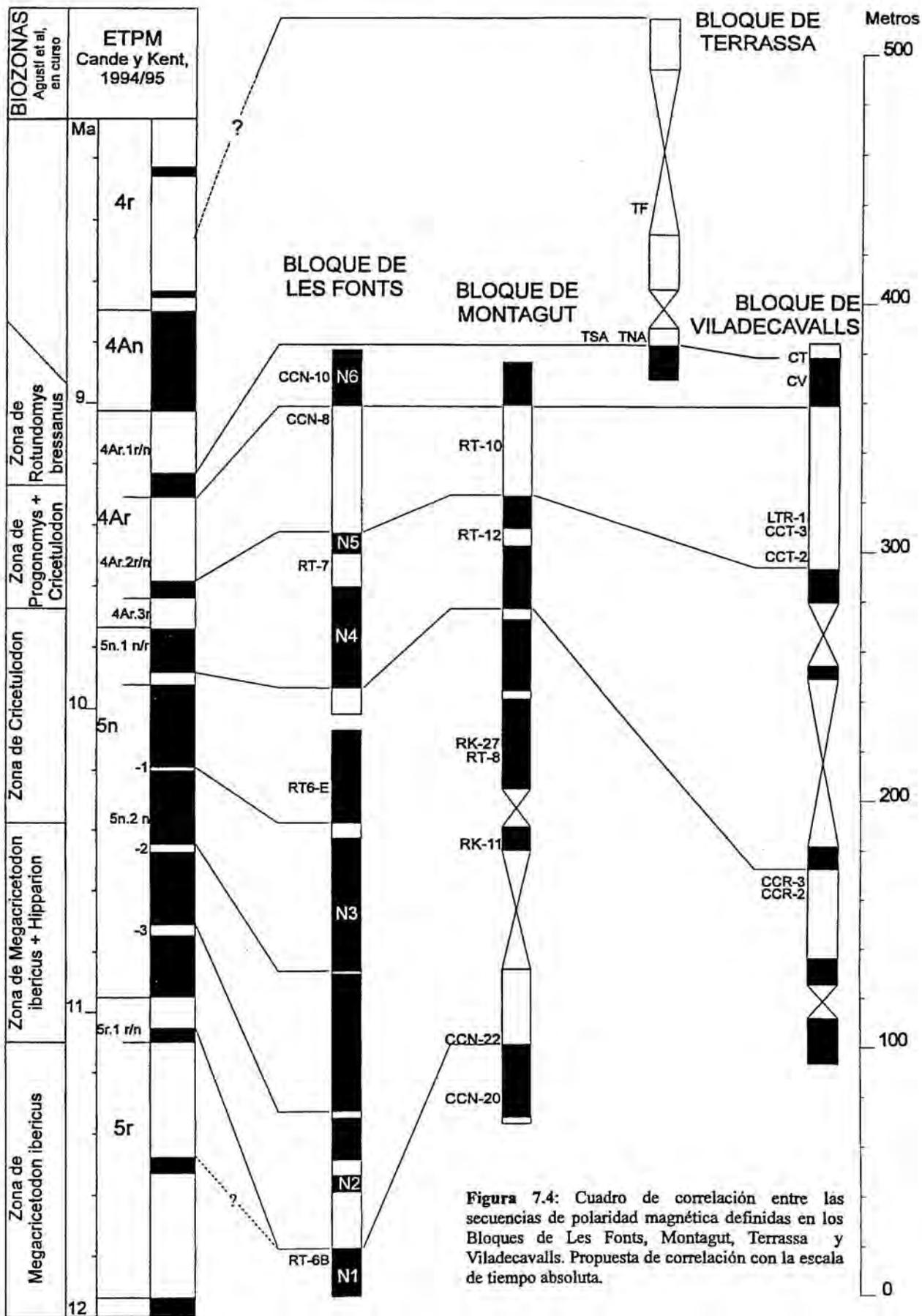


Figura 7.4: Cuadro de correlación entre las secuencias de polaridad magnética definidas en los Bloques de Les Fonts, Montagut, Terrassa y Viladecavalls. Propuesta de correlación con la escala de tiempo absoluta.

representada por un único nivel y que, además, solo ha sido reconocida en un perfil magnetoestratigráfico, su posible correlación con la ETPM no puede ser precisada con seguridad. La falta de litologías apropiadas para el muestreo ha impedido un análisis más detallado de la polaridad magnética en este tramo, predominantemente conglomerático (Figura 6.38). Debido a la disposición subhorizontal de las capas, la distinción entre una dirección primaria de polaridad normal y una remagnetización tardía a partir de tan sólo un nivel estratigráfico es arriesgada; más aún considerando que el nivel que representa N2 corresponde a un nivel lutítico muy delgado (10 cm) intercalado dentro de un paquete conglomerático. Dadas estas incertidumbres, lo más indicado es optar por la solución más conservadora representada en la Figura 7.4, que correlaciona N1 con el Cron 5r.1n, desconsiderando la presencia de N2.

7.2.3.4. Calibración de los perfiles del Sector de Rubí.

La extrema segmentación por fallas de los perfiles del Sector de Rubí, sin correlación bioestratigráfica o estratigráfica entre ellos ha impedido obtener resultados conclusivos sobre su correlación con la ETPM.

La correlación del perfil de Can Santjoan con la ETPM puede establecerse de forma indirecta a partir de la información bioestratigráfica aportada por el yacimiento de San Mamet, separado un kilómetro del perfil y en niveles equivalentes laterales del tramo II. Las faunas de vertebrados permiten atribuir San Mamet a la zona de Mein MN-4. Asociaciones de vertebrados de la misma biozona han sido reconocidas en el Penedés en niveles correlacionables con sedimentos marinos que han aportado microforaminíferos de la Zona N8 de Blow (1969), de edad Langhiense. Según esto, la correlación más razonable del perfil de Can Santjoan con la ETPM es el cron 5Br, que constituye con diferencia el período de polaridad inversa más significativo dentro del Langhiense. Teniendo en cuenta la potencia de más 200 metros del perfil, cualquier otra correlación resulta menos verosímil. Con la correlación propuesta la tasa de acumulación media mínima para el perfil sin descompactar resultaría de unos $3 \text{ m}/10^4$ años.

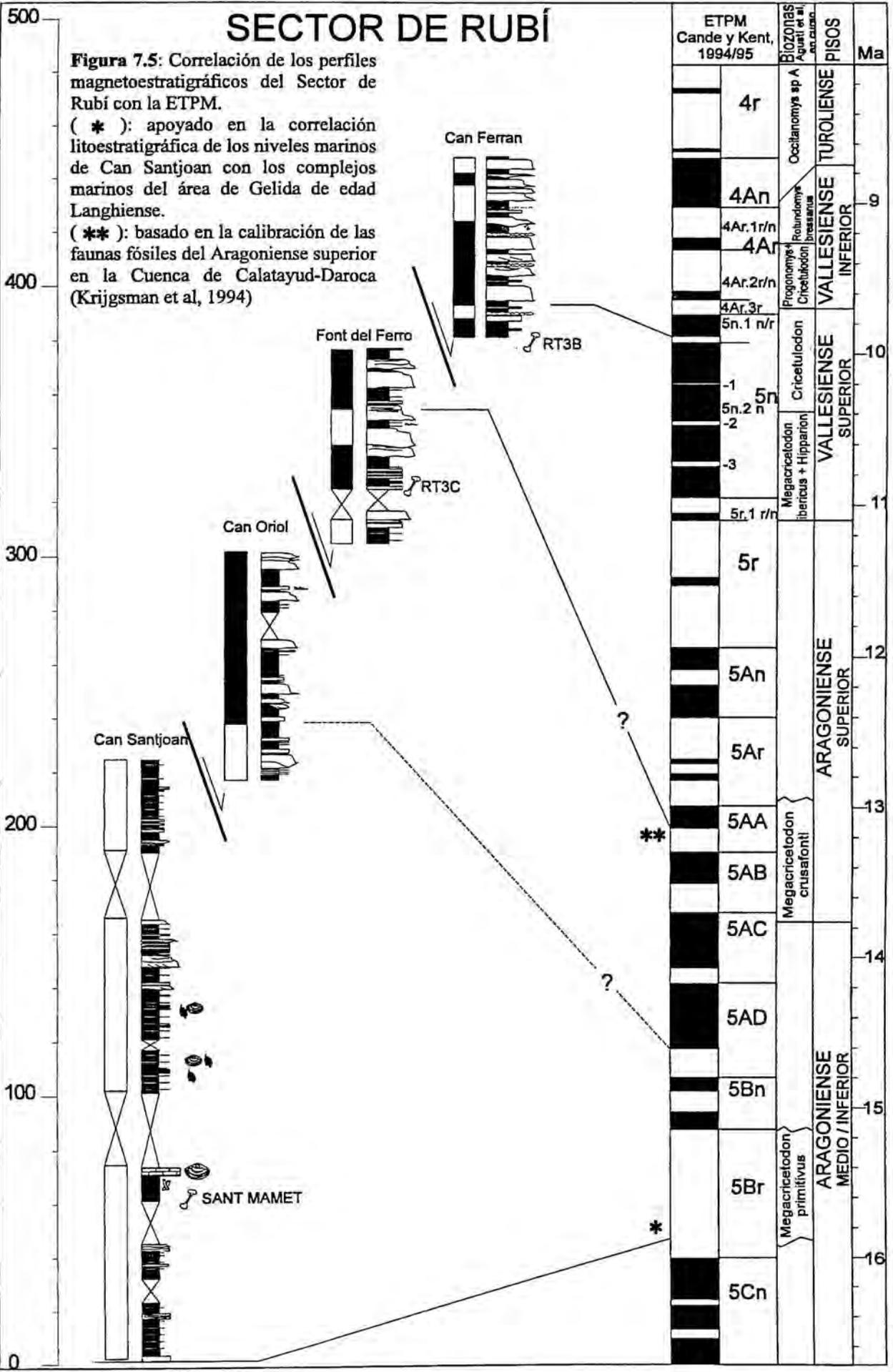
La correlación del Perfil de la Font del Ferro, atribuida al Aragoniense superior en base a la presencia de *Megacricetodon crusafonti* no puede ser resuelta con los datos disponibles. No obstante, basándonos en la reciente calibración de las faunas aragonienses en la Cuenca de Calatayud-Daroca (Krigjsman *et al.*, 1994) es posible restringir la solución a dos correlaciones probables. Teniendo en cuenta que la primera aparición de *Megacricetodon crusafonti* en Calatayud-Daroca se ha precisado en el techo del cron 5AA, una correlación muy probable del perfil de la Font del Ferro puede ser con los cronos 5AA y 5AB (Figura 7.5). El límite superior de la Zona de *Megacricetodon crusafonti*, sin embargo, no está

SECTOR DE RUBÍ

Figura 7.5: Correlación de los perfiles magnetoestratigráficos del Sector de Rubí con la ETPM.

(*): apoyado en la correlación litoestratigráfica de los niveles marinos de Can Santjoan con los complejos marinos del área de Gelida de edad Langhiense.

(**): basado en la calibración de las faunas fósiles del Aragoniense superior en la Cuenca de Calatayud-Daroca (Krijgsman et al, 1994)



Can Ferran

Font del Ferro

Can Oriol

Can Santjoan

RT3B

RT3C

SANT MAMET

ETPM
Cande y Kent,
1994/95

BIOZONAS
Agusti et al,
1994

PISOS

Ma

4r

4An

4Ar.1r/n
4Ar

4Ar.2r/n
4Ar.3r

5n.1 n/r

-1 5n

5n.2 n

-2

-3

5r

5An

5Ar

5AA

5AB

5AC

5AD

5Bn

5Br

5Cn

Occitanomya sp A

Progonomya
Cricetodon
Iressanus

Cricetodon

Megacricetodon
ibericus + Hipparion

Megacricetodon
crusafonti

Megacricetodon
primitivus

TUROLIENSE

VALLESIENSE
INFERIOR

VALLESIENSE
SUPERIOR

ARAGONIENSE
SUPERIOR

ARAGONIENSE
MEDIO / INFERIOR

9

10

11

12

13

14

15

16

?

?

*

**

convenientemente precisado en Aragón, de manera que no puede rechazarse una segunda posibilidad que significaría correlacionar La Font del Ferro con el cron 5An.

El Perfil de Can Ferran puede ser anclado en la ETPM gracias a la calibración de las faunas vallesienses argumentado en el apartado anterior (Figura 7.4). Dada la presencia de *Cricetulodon sabadellensis* en la localidad RT3-B y la sucesión magnetoestratigráfica observada sólo existe una correlación posible, que es con el techo del Cron 5n y la base del Cron 4r (Figura 7.5). Ello significa que, si bien no registrado bioestratigráficamente, el techo del perfil de Can Ferran debe estar ya dentro del Vallesiense Superior.

No se dispone de información bioestratigráfica atribuible a los sedimentos representados en el perfil de Can Oriol. Su correlación con la ETPM únicamente puede ser aproximada indirectamente en base a los resultados del anclaje de los perfiles situados cronológicamente por debajo (Can Santjoan) y por encima (Font del Ferro). El de éste último, además, es ambiguo. Si consideramos la potencia de la magnetozona normal que caracteriza a este perfil y la potencia relativa de las magnetozonas observadas en los demás perfiles, una correlación razonable puede ser con el Cron 5AD (Figura 7.5), si bien ésta es una conclusión del todo incierta.

8. IMPLICACIONES PALEOBIOCRONOLÓGICAS

8.1. CRONOLOGÍA DE LOS CAMBIOS FAUNÍSTICOS Y BIOEVENTOS EN LA CUENCA DEL VALLÈS-PENEDÈS

Las diversas biozonas (cenozonas) y biocronozonas definidas hasta la fecha en el Mioceno del Vallès Occidental (extensibles al conjunto del Vallès-Penedès) registran la evolución de las faunas de mamíferos del NE de Iberia. Esta evolución ha estado influenciada por complejos y diversos procesos de cambio paleogeográfico y paleoclimático que afectaron la región Mediterránea durante el Mioceno aunque no es fácil establecer una clara relación de causalidad entre esos procesos y los cambios paleofaunísticos reconocidos (Agustí, 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b).

Las diferencias reconocidas entre las asociaciones faunísticas del Aragoniense superior (biozonas de *Megacricetodon crusafonti* y de *M. ibericus*) y las sucesivas biozonas vallesienses (biozonas de *M. ibericus*+*Hipparion*, de *Cricetulodon*, de *Progonomys*+*Cricetulodon* y de *Rotundomys bressanus*) no son siempre de la misma entidad. Algunas sólo registran la aparición de unas pocas nuevas formas inmigrantes y la de los presuntos descendientes evolutivos de formas preexistentes. Como ejemplo puede señalarse el tránsito entre la biozona de *M. ibericus* y la biozona de *M. ibericus*+*Hipparion*; también el tránsito entre la biozona de *Progonomys*+*Cricetulodon* y la de *Rotundomys bressanus*. Otros tránsitos de biozona registran la aparición o el predominio de algunos taxones junto con la desaparición de un número moderado de formas preexistentes. A este tipo correspondería el tránsito entre la biozona de *M. ibericus*+*Hipparion* y la de *Cricetulodon*.

Finalmente, otros límites vienen marcados por una profunda renovación faunística, involucrando un número elevado de desapariciones, la llegada de numerosos taxones inmigrantes y un notable descenso de la diversidad de la fauna. El más claro ejemplo sería el tránsito desde la biozona de *Cricetulodon* a la de *Progonomys*+*Cricetulodon* (Agustí, 1981, 1982 y 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b).

El establecimiento de una magnetozonación en las sucesiones del Vallès Occidental ha permitido, a partir de los datos biocronológicos preexistentes y en curso (Agustí *et al.*, en prep.), asignar a los cambios paleofaunísticos del Vallesiense del Vallès occidental (y por extensión del Mediterráneo Nordoccidental) un marco cronológico de referencia absoluto. Estos cambios faunísticos pueden ser valorados desde la perspectiva de acontecimientos "aislados" pero característicos (por ejemplo la aparición de *Hipparion* y la de otros inmigrantes como *Giraffidae indet* y *Machairodus*, fig. 8.1) y de otros que, por afectar a un número apreciable de taxones, reflejan cambios importantes en la evolución paleoambiental, paleogeográfica y paleoclimática de la región.

La datación de los rangos de distribución de los taxones más característicos (aquellos que definen los límites y características paleobiocronológicas del Vallesiense) han permitido establecer:

1) *Hipparion* aparece con toda certeza en el cron 5r, muy plausiblemente en el cron C5r1n (11.1 Ma) , si bien no es absolutamente descartable (a falta de una refutación posterior) que hubiera alcanzado la región mediterránea occidental con anterioridad (11.5 Ma). Este hecho es discutido con mayor detalle en un apartado posterior (Aptdo. 8.2).

2) *Cricetulodon* aparece con certeza, de forma generalizada y como elemento característico, en la parte media del cron C5n (aprox. 10.4 Ma). Esta aparición tiene lugar en un conjunto de localidades en las que todavía es posible observar la pervivencia de algunos elementos faunísticos (por ejemplo *Cricetodon lavocati*) más característicos de asociaciones anteriores. La aparición de *Cricetulodon* marca el comienzo de cambios apreciables en las faunas del Vallès-Penedès (figs. 5.7 y 8.1)

3) El múrido *Progonomys*, si bien registrado en la biozona de *Cricetulodon sabadellensis* en Can Llobateres-1, se hace dominante y característico en la parte baja del cron C4Ar (C4Ar.3r), en torno a 9.7 Ma Esta edad se corresponde bien con la aportada por Anadón *et al.* (1994) para la presencia de *Progonomys* en la cuenca de Bicorp, en el SE de Iberia (fig. 7.2). La aparición y expansión de este roedor marca el inicio de una etapa de drásticos cambios faunísticos en la región mediterránea occidental.

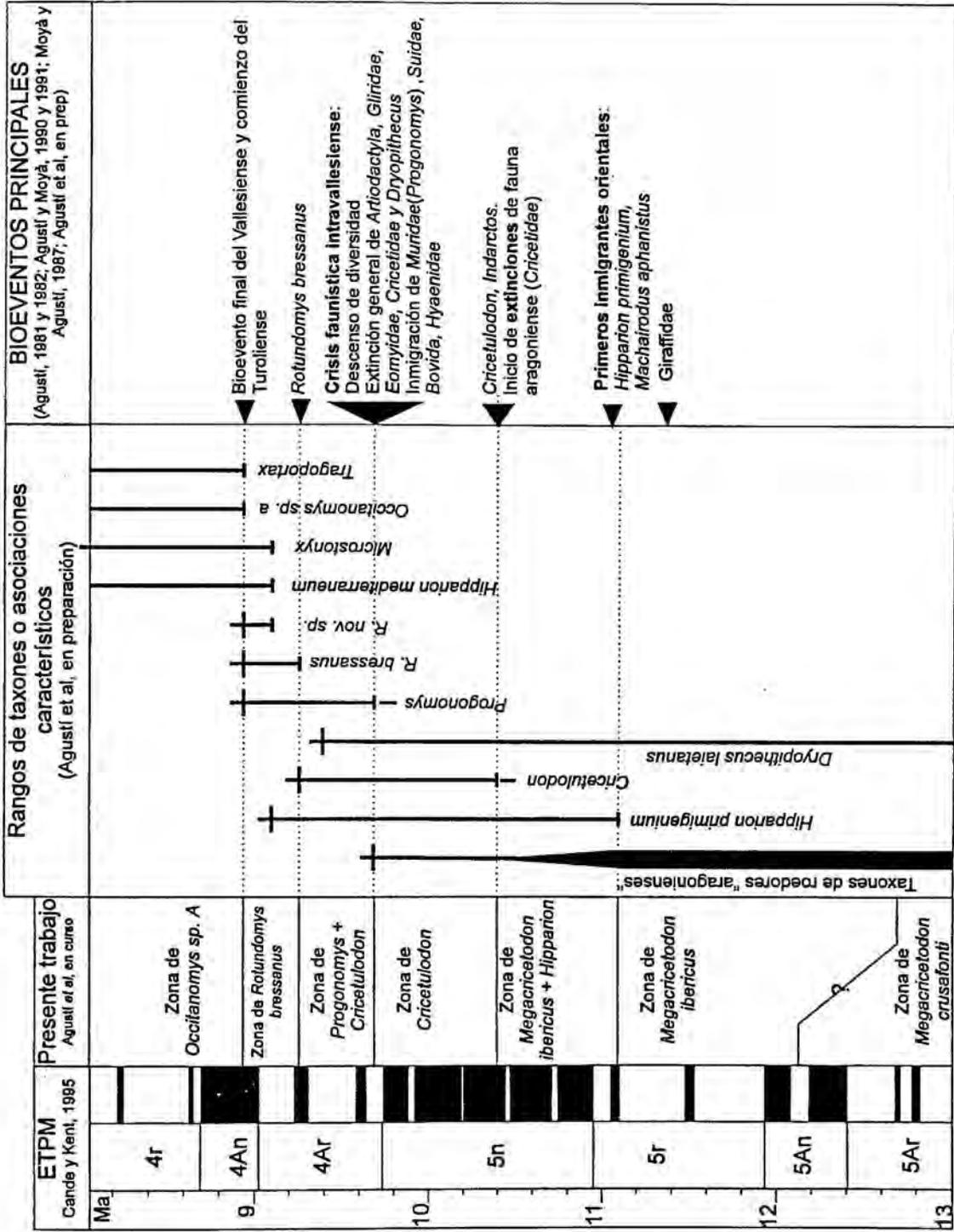


Figura 8.1: Cuadro de relaciones entre la magnetozonación del Aragoniense superior y Vallesiense en el Vallés Occidental. Rangos de ocurrencia de los taxones más característicos e indicación de los principales bioeventos.

4) La extinción de taxones significativos (*Dryopithecus laietanus* y *Paracloeuastochoerus crusafonti* entre otros, ver figs. 5.7 y 8.1) así como el registro de la aparición puntual de inmigrantes de carácter "árido" (Agustí y Moyà, 1987) tiene lugar durante el cron C4Ar.2r, alrededor de 9.5 Ma.

4) El cricétido *Rotundomys bressanus* aparece en el cron C4Ar.1n (entre 9.2 y 9.3 Ma). La aparición de este cricétido, junto con otras formas de micro y macromamíferos, es interpretada como una etapa de cambio intermedia entre el Vallesiense superior bajo y el Turolense inferior (Agustí, 1981, 1982 y 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b).

5) Otros cambios característicos (ver figs. 5-7 y 8-1) tienen lugar en la parte baja del cron c4Ar.1r. Estos cambios son la desaparición de *Hipparion primigenium* y aparición de *Rotundomys* n.sp. y de *Hipparion mediterraneum* (Agustí com personal, 1995). Todos ellos anteceden a los que con posterioridad tuvieron lugar muy probablemente ya dentro del cron C4An y que marcan el inicio del Turolense (aparición de *Occitanomys* sp A, *Tragoportax gaudryi crusafonti*, etc).

Las diferentes etapas de estabilidad y renovación faunística, lejos de representar lapsos de tiempo equiparables, presentan duraciones notablemente variables. De este modo, la coexistencia de las últimas faunas de roedores de rasgos "aragonienses" (biozona de *M. ibericus*) con los primeros inmigrantes "orientales" que marcan el inicio del Vallesiense (especialmente *Hipparion*), tuvo lugar durante al menos 700.000 años, desde el cron C5r.1n hasta la mitad inferior del cron C5n. Considerando que las primeras apariciones de las asociaciones características de la biozona *M. ibericus* se remontarían como mínimo hasta el cron C5An, ello implica la pervivencia de estas faunas durante más de 1 millón de años.

El inicio de la renovación faunística que caracteriza la biozona de *Cricetulodon*, marca un claro cambio respecto a la situación anterior. Estos cambios, iniciados en la parte media del cron 5n dieron lugar a asociaciones faunísticas que perduraron hasta el inicio del cron C4Ar, es decir, en torno a unos 700.000 años.

Las biozonas de *Progonomys* + *Cricetulodon* (cron C4Ar.3r hasta C4Ar.1n, con unos 450.000 años de duración) y la de *Rotundomys bressanus* (cron C4Ar.1n a C4Ar.1r y base de C4An, con una duración de alrededor de 300.000 años) representan lapsos de tiempo notablemente más cortos, el primero de los cuales estaría registrando el cambio faunístico más significativo del Vallesiense (*Crisis faunística intravallesiense*, fig. 8.1).

La valoración detallada de los cambios de duración en la pervivencia de las distintas asociaciones faunísticas rebasa el ámbito de este trabajo. Desde este punto de vista, tal como

ha sido destacado repetidas veces (Agustí, 1981, 1982 y 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b) la larga pervivencia faunística de la biozona de *M. ibericus* (al margen de la existencia de cambios menores) denota claramente que la entrada de *Hipparion* no se enmarcó dentro de un proceso de renovación faunística radical. Ello reafirma aseveraciones realizadas por varios autores (Agustí, 1981, 1982; Daams *et al*, 1990). Prescindiendo del margen de error todavía existente en la datación de sus límites, la biozona de *M. ibericus* marcaría una etapa de notable "estabilidad" en la evolución faunística miocénica del Mediterráneo Occidental.

Por el contrario la menor duración de las biozonas de *Cricetulodon* y *Progonomys+Cricetulodon*, marcan el comienzo de una "aceleración" en los cambios faunísticos que sugerirían una menor "estabilidad" y pervivencia de las asociaciones faunísticas. El carácter crítico del tránsito entre la biozona de *Cricetulodon* y de *Progonomys+Cricetulodon* (Agustí, 1981, 1982 y 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b) denotaría cambios ambientales de entidad mayor.

Parte de las atribuciones magnetocronológicas quizá sean extrapolables a otras cuencas ibéricas en las que se cuenta con un buen registro biocronológico e incluso, al menos parcialmente, magnetostratigráfico (fig. 8.2). Sin embargo, la ausencia de datos magnetoestratigráficos y las diferencias existentes en este registro biocronológico, no impiden rechazar la posibilidad de una cierta heterocronía en la evolución faunística, incluso en Iberia. De todos modos, la información existente permite acotar en cierto grado las posibilidades existentes en torno a la secuencia cronológica aproximada de los cambios faunísticos acontecidos en las distintas cuencas hispanas (fig. 8.2).

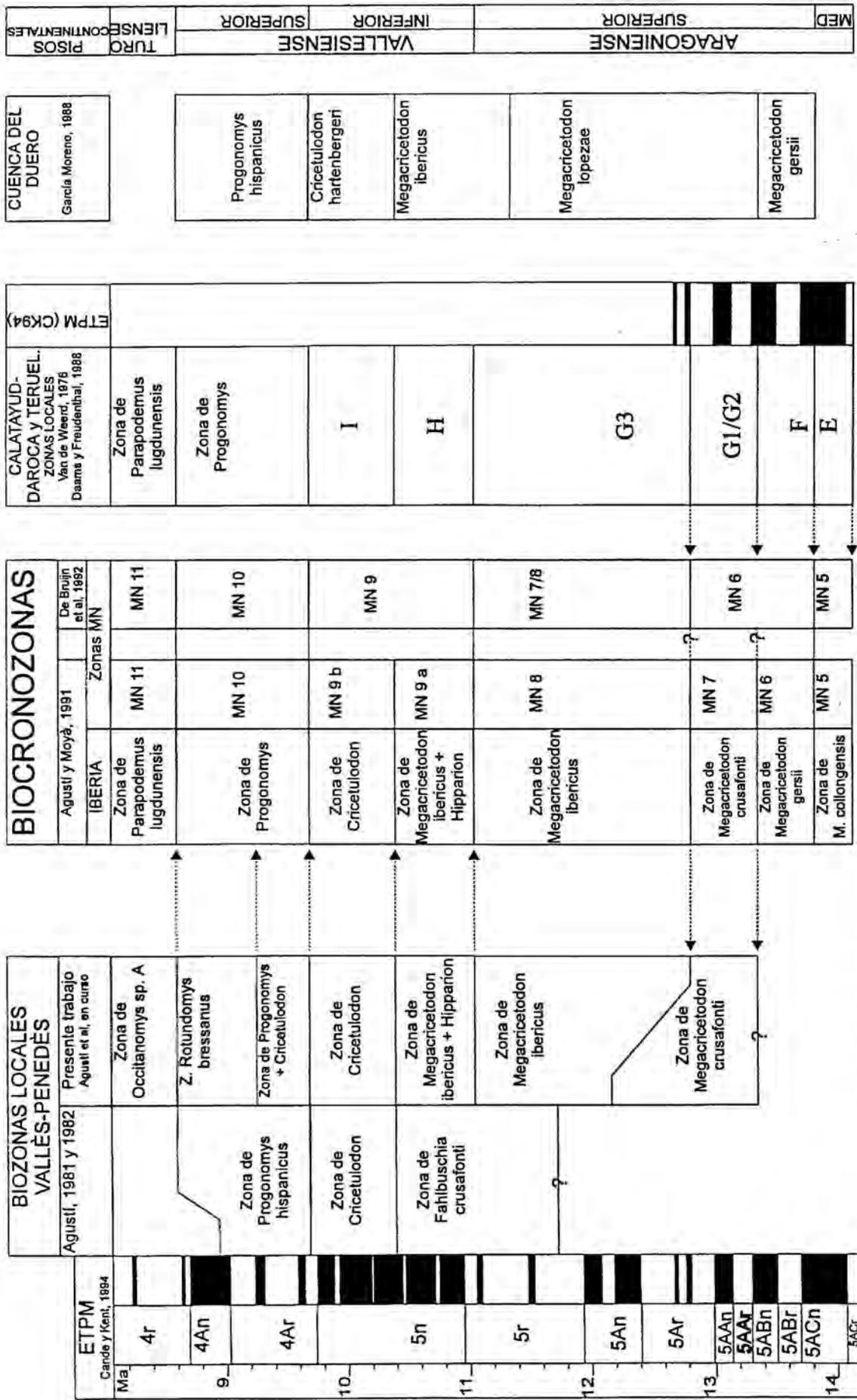


Figura 8.2: Cuadro de relaciones magnetobiocronológicas en la cuenca del Vallés-Penedés para el Aragoniense superior y Vallesense y su correspondencia con las biozonas definidas en las cuencas de Calatayud-Daroca (Teruel) y Duero.

8.2 EL DATUM DE *HIPPARION*: SIGNIFICACIÓN DEL LÍMITE INFERIOR DEL VALLESIENSE.

8.2.1. INTRODUCCIÓN.

Parte de los problemas en la definición y calibración cronológica del límite inferior del Vallesiense residen en la controversia levantada sobre: 1) la fiabilidad en la identificación del criterio biocronológico utilizado para la definición de su base, el denominado "datum de *Hipparion*" (FAD de *Hipparion*); y 2) la datación precisa del datum de *Hipparion* en diversas regiones.

El límite inferior del vallesiense, en su definición original, se estableció a partir de la aparición de *Hipparion* en las faunas fósiles del Mioceno superior del Vallès-Penedès (Crusafont, 1948). Esta definición inicial estaba esencialmente planteada, al menos implícitamente, para la región ibérica y mediterránea occidental. Posteriormente se propuso (Berggren y Van Couvering, 1974) que la dispersión de *Hipparion* en Eurasia (e incluso en el Norte de Africa) fue prácticamente un hecho instantáneo y podía ser utilizado como una referencia o datum. En favor de esta interpretación los autores señalaban el hecho de que las diversas poblaciones de hippariones del Vallesiense inferior, distribuidas desde Asia a Africa oriental, pasando por Europa, pertenecían a la misma especie (*Hipparion primigenium*). Los autores (op. cit.) insistían en el carácter de datum isócrono de este presunto "bioevento", que habría sido el resultado de una rápida migración. La amplia aceptación de esta idea viene reflejada con frecuencia en la bibliografía sobre el Neógeno, en la que el datum de *Hipparion* aparece considerado como un hecho paradigmático y de gran relevancia (ver por ejemplo Harland *et al.*, 1982, 1989; Zubakov y Borzenkova, 1990).

El reconocimiento del FAD de cualquier taxón siempre suele plantear problemas, pues es difícil establecer con absoluta certeza cual es realmente su primera aparición en el registro estratigráfico. Especialmente cuando se utiliza información biocronológica o bioestratigráfica procedente de sucesiones sedimentarias situadas en dominios geográficos alejados entre sí y no correlacionables directamente. Este problema es recordado por Lindsay y Tedford (1990) quienes distinguen entre el *First Appearance Datum* (FAD), un dato que implica una cierta interpretación y siempre es susceptible de ser mejorado, y el *Lowest Appearance Datum* (LAD), que sería un dato intrínsecamente objetivo. El mismo hecho es remarcado por Pickford y Morales (1994) quienes indican su preferencia por el uso de los términos *Earliest Known Record* (EKR) y *Latest Known Record* (LKR). Estos autores (op.cit) advierten sobre los problemas planteados al avance de la biocronología de macromamíferos durante más de una década debido a la aceptación apriorística de la isocronía de un acontecimiento que precisa una verificación independiente en cada caso. El problema se agrava cuando se intenta

Datum de Hipparion

establecer la comparación de regiones muy extensas, como es el caso que aquí nos ocupa: Europa Occidental, Mediterráneo Occidental y Oriental, incluyendo Turquía, Europa Central y Oriental (Paratethys), Africa y Asia (figs. 8.3 a 8.5). Otro problema adicional para la resolución de esta cuestión radica en que los criterios (biocronológicos, bioestratigráficos, geocronológicos y magnetoestratigráficos) utilizados para establecer la edad de estas primeras apariciones son a veces difícilmente contrastables y/o comparables entre sí.

Las dataciones radiométricas, la calibración magnetocronológica y la correlación con las biozonaciones marinas son los criterios comunmente aplicables para intentar una datación ajustada de los distintos *Lowest Appearance Datum* (o EKR). Pero todos ellos tienen limitaciones por el rango de error que pueden llevar implícito, por problemas técnicos o incluso metodológicos. Por todo ello la demostración de la posible aparición isócrona del équido *Hipparion* en toda Eurasia (e incluso Africa) ha sido objeto de un intenso debate, levantado sobre la base de dataciones radiométricas contradictorias (ver por ejemplo fig. 8.3) y la comparación de informaciones bioestratigráficas y magnetoestratigráficas poco contrastadas (ver por ejemplo Berggren y Van Couvering, 1974; Bernor, 1984; Bernor *et al*, 1987 a , 1987 b, 1988, 1990 a y 1990 b; Sen, 1990 y Steininger *et al* 1990 y Steininger *et al* 1995 en prensa para una síntesis y recopilación de las sucesivas, distintas y contradictorias opciones presentadas hasta la fecha).

Algunos autores han señalado además el posible equívoco existente en la definición del datum de *Hipparion*, ya que la taxonomía de estos équidos en Eurasia es lo suficientemente compleja y discutida como para aconsejar prevenir su uso con un criterio simplista (ver por ejemplo Bernor, 1984; Bernor *et al*, 1987 a , 1987 b, 1988, 1990 a y 1990 b). Una cuestión planteada en torno a este tema es el posible carácter monofilético o polifilético de los *Hipparion* del Viejo Mundo (Eurasia, Africa) en relación con sus ancestros norteamericanos (Woodburne *et al*, 1981; Bernor *et al*, 1988 y 1990). Para algunos autores (Bernor *et al*, 1988 y 1990) todo el conjunto de hippariones de Eurasia y Africa derivan de una forma americana (quizá *Cormohipparion occidentale* característico del Clarendoniense inferior al Hemphiliense inferior de Norteamérica). Para otros (Woodburne *et al*, 1981) los hippariones americanos habrían emigrado más de una vez hacia Eurasia, dando lugar a radiaciones evolutivas distintas a partir de varias formas ancestrales (*Cormohipparion sphenodus* del Barstoviense superior, el anteriormente citado *Cormohipparion occidentale* y quizás algunas otras formas).

Resumiendo las posturas críticas de distintos autores (Daams y Freudenthal, 1990; Picford y Morales, 1994), la elección de la aparición de *Hipparion* como datum de referencia es cuestionada por:

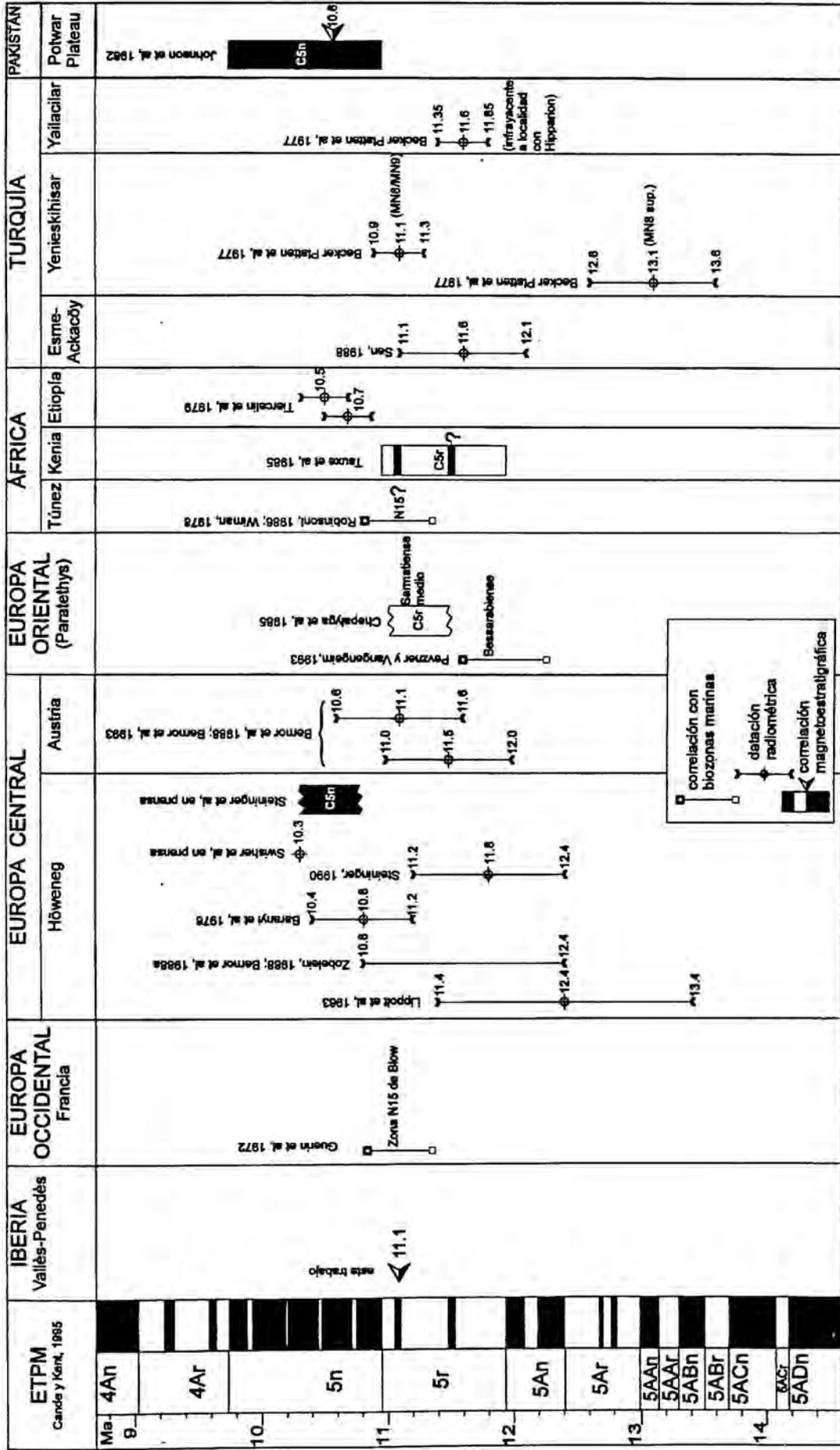


Figura 8.3: Cuadro de síntesis de referencias sobre la aparición de *Hippotion* en Eurasia y África

Datum de Hipparion

- 1) la escasa significación como evento faunístico de la aparición de este équido si se la compara con otros cambios más importantes acontecidos en Eurasia inmediatamente antes y después de su aparición (Bernor *et al*, 1988; Daams y Freudenthal, 1990).
- 2) La consideración de que no se ha llegado a demostrar fehacientemente su carácter sincrónico o heterócrono (no sólo a nivel de Eurasia sino incluso a nivel del Mediterráneo y Europa occidental).

8.2.2. SIGNIFICACIÓN DE LA APARICIÓN DE *HIPPARION* EN EURASIA Y AFRICA

La escasa significación como bioevento de la aparición de *Hipparion* (Daams y Freudenthal, 1990; García Moreno, 1988) está sustentada en el hecho, reconocido objetivamente (Agustí, 1981 y 1990; Moya y Agustí, 1990; Daams y Freudenthal, 1990; Daxner-Höck, 1995 en prensa), de que las asociaciones de micromamíferos anteriores, sincrónicas y posteriores a la aparición de *Hipparion* demuestran que los cambios faunísticos más importantes tuvieron lugar con bastante posterioridad respecto a la aparición de *Hipparion*. El reconocimiento de la base del Vallesiense a partir de un único elemento de referencia conlleva problemas también a nivel práctico. En efecto, el carácter aislado del bioevento, reducido a la aparición de un taxón, incrementa significativamente la posible incidencia de los factores tafonómicos (e incluso de las técnicas de muestreo) sobre la eficacia de su reconocimiento. Se pueden crear así situaciones de incertidumbre en aquellos casos en que este elemento distintivo no aparece, dada la práctica homogeneidad de las faunas de roedores. Esta circunstancia se ha dado de hecho repetidamente en la zona estudiada en esta memoria (Vallès-Occidental).

Por todo ello se ha sugerido (García Moreno, 1988; Daams y Freudenthal, 1990) que el límite inferior del Vallesiense sea reconsiderado, estableciéndose sobre la base de bioeventos que hayan afectado al conjunto de las faunas de mamíferos, al menos a nivel europeo, si no es posible a nivel de toda Eurasia. García Moreno (1988), a partir del análisis de las faunas de mamíferos de la cuenca del Duero y de su comparación con las del resto de Iberia, sugiere trasladar el límite inferior del Vallesiense a la base de la biocronozona de *Cricetulodon*, argumentando que la aparición de este roedor es un bioevento fácilmente reconocible.

Los distintos aspectos de estas argumentaciones (tafonómicas, paleobiológicas) son sin embargo discutibles (Agustí, 1994 com personal). En primer lugar cabría plantear críticamente la necesidad de utilizar en la medida de lo posible técnicas de muestreo y prospección adecuadas. En efecto el problema tafonómico es a menudo solucionable realizando muestreos extensivos y en sucesiones correlacionables, de manera que las

asociaciones de macro y micro se complementen en lo posible.

También la presunta mayor utilidad de los cambios de las faunas de micromamíferos son discutibles. De hecho es demostrable que las faunas de micromamíferos adolecen de una cierta heterocronía, en especial cuando se valoran los taxones que las componen de manera aislada. Así, *Cricetulodon* aparece con anterioridad a su expansión coexistiendo (como *Hipparion*) con las asociaciones de roedores típicas del Aragoniense superior (Agustí, 1981, 1982; Agustí *et al*, 1985). Igualmente *Progonomys* y *Parapodemus*, formas emblemáticas para la subdivisión biocronológica en Europa y otras regiones peri-mediterráneas, muestran rangos de distribución cronológica y momentos de expansión algo distintos en las diversas regiones consideradas. Es evidente que la presencia o ausencia de los taxones de roedores se ve condicionada por posibles barreras biogeográficas y/o climáticas. Cabe recordar que Agustí (1990) destaca que las afinidades entre las faunas vallesienses del levante español son mayores con las de las regiones centroeuropea y de Europa oriental que con las de Iberia central.

En lo que se refiere al carácter singular de la aparición de *Hipparion*, dentro del contexto de estabilidad de las faunas de roedores en las diversas regiones de Europa Occidental y Asia, cabe plantearse si ello resta realmente utilidad a este taxón como marcador cronológico o si por el contrario la incrementa. La existencia de un taxón con capacidad de rebasar las posibles barreras biogeográficas constituye de hecho una oportunidad para intentar establecer algún tipo de correlación a largas distancias. Debe considerarse que *Hipparion* es a menudo el único elemento compartido por asociaciones de faunas fósiles alejadas entre sí por miles de kilómetros. Por ello las primeras presencias de *Hipparion* en las faunas eurasiáticas y africanas constituye, a falta de otros datos de referencia independientes, un primer elemento de correlación valioso, si se tienen presentes sus limitaciones.

En apoyo a estas reflexiones cabe señalar las opiniones que indican que los restos fósiles de *Hipparion* (a pesar de ser un macromamífero) son frecuentes, a menudo abundantes y fácilmente reconocibles en muchas asociaciones de fósiles de mamíferos. Por ello a pesar de los inconvenientes indicados, existe un cierto acuerdo generalizado en mantener su uso como bioevento significativo (De Bruijn *et al*, 1992). De este modo Agustí y Moya (1991) reconociendo que la entrada de *Hipparion* es un datum aislado y remarcando que las pautas de dispersión de macromamíferos y micromamíferos son distintas, optan por subdividir la biozona de *Megacricetodon ibericus* en la cual se produce la entrada de *Hipparion* en dos subzonas, en función de la presencia o ausencia de este équido.

En conclusión, se ha considerado aquí que el FAD de *Hipparion* mantiene su valor como bioevento que, aunque carente de la significación de un cambio faunístico generalizado, es

Datum de Hipparion

muy útil a efectos de la correlación y subdivisión biocronológica. Aparte, es un interesante elemento de referencia para proceder a la validación o refutación de la isocronía de conjuntos faunísticos de regiones muy distantes entre sí.

8.2.3. HETEROCRONÍA VERSUS ISOCRONÍA DEL DATUM DE *HIPPARION* EN EURASIA Y AFRICA.

8.2.3.1. Antecedentes.

Daams y Freudenthal (1990) destacan que la aparición de *Hipparion* en la cuenca del Duero, a partir de los datos biocronológicos disponibles (López *et al*, 1986), parece tener lugar dentro de la biozona de *Cricetulodon*, es decir, con posterioridad a cuando ocurre en las cuencas más orientales de la Península ibérica, en zona de *Megacricetodon ibericus*. En base a este hecho argumentan que si la entrada de *Hipparion* ya fue heterócrona en el ámbito restringido de la Península Ibérica, difícilmente puede aceptarse la aparición de *Hipparion* como un acontecimiento isócrono a nivel de Europa y, mucho menos, de Eurasia y Africa.

Una buena parte de la discusión sobre la isocronía o heterocronía del datum de *Hipparion* se ha centrado sobre Europa y las regiones circun-mediterráneas (Africa del Norte, Turquía). Fuera de este ámbito la discusión sobre la aparición de *Hipparion* en Eurasia se ha centrado sobre todo en la región de antepaís del Himalaya (Potwar Plateau de Pakistán) y en el Este de Africa (Etiopía y Kenia). A continuación se recogen y discuten los datos disponibles hasta la fecha sobre el FAD en distintas regiones, a fin de compararlos con los resultados obtenidos en este trabajo. Las subdivisiones geográficas aquí realizadas no pretenden tener ninguna significación paleobiogeográfica y son sólo utilizadas a efectos de ordenar el inventario de datos.

Región Mediterránea

Las dataciones radiométricas y las calibraciones magnetoestratigráficas utilizadas para calibrar y datar las primeras apariciones de *Hipparion* en el área mediterránea en general han arrojado resultados bastante contradictorios o al menos diversos (figs. 8.3 y 8.4).

Los trabajos desarrollados por diversos equipos de trabajo en el Mediterráneo Oriental (Grecia y Turquía) han arrojado varias propuestas de edades radiométricas para las primeras apariciones de *Hipparion* en aquella región, relacionadas con faunas atribuidas al Vallesiense inferior (figs. 8.3 y 8.4). Berggren y Van Couvering (1974), ya señalan la existencia de datos preliminares de estos grupos de trabajo e indicaban que el datum de *Hipparion* en Anatolia era de una edad 11.9 Ma. Esta edad ya disminuía sensiblemente sus primeras estimaciones

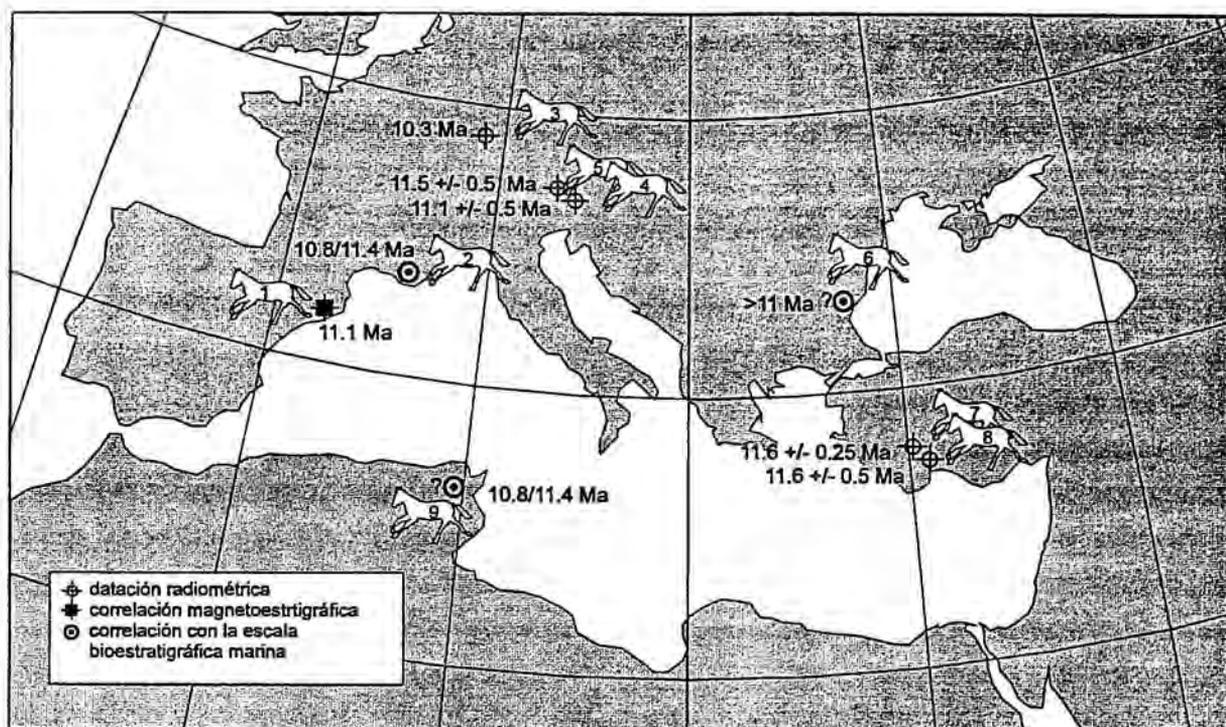


Figura 8.4: Localidades y regiones del Mediterráneo donde se ha registrado y datado la aparición temprana de *Hipparion*. 1) Vallès-Penedès, este trabajo; 2) Valle del Ródano, Guerin (1972); 3) Höweneg, Steininger et al (en prensa); 4) y 5) Cuenca de Viena, Bernor et al (1988, 1993); 6) Bulgaria, Chepaliga et al (1985) y Pevzner y Vangengeim (1993); 7) Esme-Ackacöy, Sen (1988); 8) Yenieskihisar, Becker Platten et al (1977); 9) Túnez, Robinson (1986); Wiman (1978)

sobre el datum de *Hipparion*, cifradas en torno a 12.5 Ma y basadas en los datos de datación radiométrica de Höweneg (posteriormente descartados).

Becker Platten *et al* (1977) proporcionaron dataciones absolutas de diversas asociaciones paleomastológicas del mioceno medio-superior de Turquía (fig. 8.3): 13.1 ± 0.5 Ma para la localidad de Yenieskihisar 1 con una asociación mastológica atribuida al Aragoniense superior, MN-8 (Mein, 1990); 11.1 ± 0.2 Ma para Yenieskihisar 2 con una asociación mastológica aragoniense superior o vallesiense; y 11.6 ± 0.25 para Yaylacilar para una toba volcánica situada 20 m por debajo de una asociación paleomastológica vallesiense con *Hipparion*.

Steininger *et al* (1989) y Steininger *et al* (1995 en prensa) recopilan las dataciones realizadas en Esme-Akcaköy (localidad turca con una fauna atribuible a la biozona MN-9 según Mein (1989) que arrojan una edad de 11.6 ± 0.5 Ma para otro registro de aparición temprana de *Hipparion* en Turquía.

Datum de Hipparion

En el ámbito del Mediterráneo Occidental, en el Valle del Ródano (localidades de Puymeras y Vaison, Francia), ha sido señalada la aparición de *Hipparion* en niveles aluviales situados por debajo de depósitos marinos con foraminíferos de la biozona N-15 de Blow (Anglada, citado en Guérin *et al*, 1972). Este dato, no recogido en las síntesis más recientes sobre el tema, sugiere que la aparición de *Hipparion* en el Mediterráneo podría remontarse al Tortoniense basal o al Serravalliense terminal, sin mayores precisiones. Esta atribución implicaría aceptar una edad de 10.8 a 11.4 Ma, si bien con la posible imprecisión inherente a la correlación bioestratigráfica.

Dentro de la misma región mediterránea occidental se señaló clásicamente la existencia en Túnez (Formación Beglia) de *Hipparion* en sucesiones recubiertas por depósitos marinos de las biozonas planctónicas N-14 y N-16 del Serravalliense superior (Wiman, 1978; Robinson, 1985). Este dato, al cual se dio gran relevancia en su momento (al igual que a la datación radiométrica del *Hipparion* de Höweneg, recogida por Berggren y van Couvering, 1974), no ha sido revisado recientemente y debe ser contemplado con reserva, debido a los problemas planteados tanto en la litoestratigrafía de las sucesiones neógenas de Túnez como en la atribución cronoestratigráfica correcta de las asociaciones de microforaminíferos planctónicos del Mioceno medio y superior. La aceptación de esta información implicaría aceptar la existencia de *Hipparion* anterior al Tortoniense, en torno a 11.5 Ma.

Sen (1990), en una exhaustiva revisión sobre la aparición de *Hipparion* en el área mediterránea en la que recoge la mayor parte de los resultados anteriores (Sen 1986), sitúa la "primera" aparición de *Hipparion* en el Mediterráneo en el límite de los cronos 5r y 5An y le atribuye una edad estimada de 11.5 Ma en base a la escala magnetoestratigráfica de La Brecq *et al* (1977). Esta atribución magnetocronológica (ya recogida como controvertida por Steininger *et al*, 1990, Krijgsman *et al*, 1995 y Steininger *et al*, 1995 en prensa.) implicaría una edad claramente Serravalliense para la aparición de *Hipparion* en la región Mediterránea. Sen (1990) basó esta interpretación sobre todo en el estudio magnetoestratigráfico de dos sucesiones miocénicas superiores del área mediterránea: Kastellios Hill en Creta (Sen *et al*, 1986) y Bou Hanifia en Argelia (Sen, 1990). A partir de la escala de polaridad magnética local, Sen *et al* (1986) correlacionaron la sucesión de Kastellios Hill (conteniendo una asociación de *Hipparion* y *Progonomys*) con el cron 5r. Sin embargo los datos existentes no apoyan conclusivamente esta interpretación.

En primer lugar, la fauna vallesiense de Kastellios Hill con la asociación *Hipparion-Progonomys* es ya atribuible al tránsito entre MN-9 y MN-10 (según Mein, 1990 y Benda y Meulenkamp, 1979) si no ya al Vallesiense superior (MN-10). Este hecho permitiría descartar esta información como útil para la discusión del FAD de *Hipparion* en la región mediterránea, a menos que se acepte que la aparición de *Progonomys* tuvo lugar con bastante mayor antelación en el Mediterráneo Oriental que en Europa occidental. En

segundo lugar los datos bioestratigráficos de foraminíferos planctónicos recolectados en sucesiones marinas, intercaladas con las continentales, y sus relaciones con las asociaciones paleomastológicas (De Bruijn, H. y Zachariasse, 1979; Benda *et al*, 1982) permiten correlacionar esta fauna de mamíferos con la biozona de Blow N-16 (Tortonense). Este hecho entraría en contradicción con la atribución magnetoestratigráfica de Sen (1989), a menos que se admitiera que la parte inferior de la citada biozona de Blow (situada en la parte inferior de la anomalía 5n según Berggren *et al*, 1987) deba extenderse hasta alcanzar la 5r. Por todo lo indicado, es más razonable la correlación de la sucesión de Kastellios Hill con alguna parte del cron inverso C4Ar.

Los yacimientos vallesienses de Bou Hanifia (Argelia) que contienen la asociación de *Hipparion* y *Progonomys*, aparecen 100 metros por encima de una discordancia sobre la que se apoya la formación. La datación radiométrica de la unidad inferior bajo la discordancia (12.03 ± 0.25 Ma) no permitiría establecer con mayor precisión la edad de la asociación mastológica (Sen, 1990). Si a este hecho se añade la imprecisión de los datos magnetoestratigráficos (ver Sen, 1990), cabe plantearse que la correlación magnetoestratigráfica propuesta por este autor (op cit.) está pobremente fundamentada. Su asociación con *Progonomys*, además, indica que el *Hipparion* de Bou Hanifia es ya del Vallesiense superior.

Europa Central-Oriental (Paratethys occidental central y oriental)

Berggren y Van Couvering (1974) en una ya clásica publicación sobre la bioestratigrafía, biconología, geocronología y cronoestratigrafía del Neógeno, situaron la aparición de *Hipparion* en "Eurasia" (en realidad en Europa Central) en torno a 12.5 Ma. Esta atribución se basó en la datación (12.4 ± 1 Ma, Lippolt *et al*, 1963) realizada en la localidad con fauna vallesiense con *Hipparion* de Höweneg en Bavaria, Alemania (región de antepaís alpina, Paratethys occidental según Bernor *et al*, 1988). A esta datación se le dio una trascendencia especial debido al hecho de que se consideró que la población de *Hipparion* de Höweneg (una de las pocas localidades en el mundo en las que aparecen esqueletos articulados de este équido) era especialmente "primitiva". Sin embargo, en un apéndice de esa misma publicación (Berggren y Van Couvering, 1974 pp. 172) ya indican, basándose en varias fuentes de contrastación, que la edad propuesta podía ser en realidad en torno a un millón de años menor (es decir 11.5 Ma). Con posterioridad (Baranyi *et al*, 1976; Zöbelein, 1988 y Bernor *et al* 1988 citados por Steiniger *et al* 1990; Swisher *et al* en Steininger *et al*, 1995 in press) la datación radiométrica de la fauna vallesiense de Höweneg ha sido revisada varias veces y ha arrojado edades netamente inferiores (fig. 8.3.) (10.8 ± 0.4 Ma, Baranyi *et al*, 1976; 10.3 Ma Swisher *et al* en Steininger *et al*, 1995 en prensa). Además la realización del

Datum de Hipparion

estudio magnetoestratigráfico de la corta sucesión de Höweneg dio como resultado que la asociación de *Hipparion* se encontraba en niveles con polaridad normal. Cabría añadir además que el *Hipparion* de Höweneg ya no es considerado como de los más primitivos dentro del grupo (Bernor *et al*, 1993). Por todo ello el *Hipparion* de Höweneg considerado inicialmente el dato fundamental para sustentar una edad de 12.5 Ma para la base del Vallesiense (Berggren y van Couvering, 1978; Berggren *et al*, 1985) sería claramente más moderno y por su edad y la polaridad paleomagnética de la sucesión que lo contiene estaría incluido sin duda dentro del cron C5n.2n. Consecuentemente ya no puede ser considerado el FAD de *Hipparion* en Europa.

Bernor *et al* (1988) y Daxner-Höck (1995 en prensa) obtienen una edad radiométrica de 11.5 ± 0.5 Ma y 11.08 ± 0.5 Ma, como edades más probables para la aparición de *Hipparion* en el Paratethys central (cuenca de Viena). Rögl (1995), por su parte, estima en 11.2 Ma la aparición de *Hipparion* en la misma región. En el Paratethys oriental (cuenca Dacia a orillas del Mar Negro), las localidades de edad Bessarabiense superior (equivalentes al Pannoniense inferior) de Nessebar (Bulgaria) y Paun Jassy, Comanesti-Bacau y Valea Sarei-Vrancea en Rumanía han librado restos de *Hipparion* que serían atribuibles a un rango temporal similar.

Chepalyga *et al* (1985) señalaron que los *Hipparion* más antiguos reconocidos en Moldavia, Ucrania y el Cáucaso (Paratethys oriental) correspondían al "Sarmatiense (sensu lato) medio" y se situaban en sucesiones con polaridad magnética negativa atribuibles a la parte superior del cron C5r). Conforme a las nuevas escalas magnetoestratigráficas vigentes (Cande y Kent, 1992 y 1995) implicaría una edad aproximada de 11 Ma para este FAD, poco contrastado sin embargo.

Posteriormente Pevzner y Vagengeim (1993), sobre la base de estudios anteriores del propio autor y de otros (Pevzner y Chikovani, 1978; Pevzner y Vagengeim, 1984; Vagengeim *et al* 1988 citados en Pevzner y Vagengeim, 1993) postulan que en la región del Paratethys oriental (al Norte del Mar Negro) las faunas de mamíferos fósiles bessarabienses (con elementos integrantes comunes a las del Vallesiense inferior del Mediterráneo y con *Hipparion*, es decir biocronozona MN-9), pueden ser atribuidas a la segunda mitad del cron C5An y base del cron C5r respectivamente. El apoyo magnetoestratigráfico para estas atribuciones se basa, sin embargo, en afloramientos con sucesiones muy poco potentes y discontinuas, alejadas centenares de kilómetros entre sí (Pevzner y Vagengeim, 1993), razón por la cual Bernor *et al* (1988) muestran un serio escepticismo sobre la calidad de los datos en esta región.

A pesar de las dificultades de contrastación de algunos datos, para Bernor *et al* (1988) la revisión de las dataciones directas o indirectas de la aparición de los primeros *Hipparion* del

Paratethys occidental (incluyendo Höweneg), Paratethys central (cuenca de Viena) y Paratethys oriental (localidad de Nessebar en Bulgaria, Bakalov y Nikolov, 1962; localidades de Paun Jassy, Comanesti-Bacau y Valea Sarei-Vrancea en Rumanía, Bernor *et al*, 1988) sugeriría que se trata de un datum esencialmente sincrónico (con un margen de error de unos 200.000 años) desde las actuales costas del Mar Negro hasta Baviera.

Meseta de Potwar (Himalayas)

Johnson *et al* (1982) y Barry *et al* (1985) realizaron un exhaustivo estudio de la distribución y calibración magnetoestratigráfica de las faunas miocénicas de los Siwaliks (Neógeno superior) en el Potwar Plateau de Pakistán. Dentro de la impresionante cantidad de información aportada, estos autores señalaron que la primera presencia registrada de *Hipparion* (*H. nagriense*) en esas sucesiones se situaba próximo a niveles de bentonitas datados en 9.5 ± 0.6 Ma (datación de circones) y se situaba dentro del cron magnético 5n. Este hecho planteó ya en su momento un serio problema para seguir aceptando el FAD de *Hipparion* como isócrono a nivel de toda Eurasia, ya que implicaba una marcada heterocronía respecto a lo establecido para los registros más antiguos de *Hipparion* en Europa (fig. 8.5). La edad de 9.5 Ma que todavía se atribuye a este dato, debe ser revisada en base a las recientes calibraciones de la ETPM (Cande y Kent, 1995). Dada su correlación con el tercio inferior del cron C5n, la edad del primer registro de *Hipparion* en esta región debe estar alrededor de 10.6 Ma.

Contrariamente a lo expuesto en algunos de los casos anteriores, los datos presentados por Barry *et al* (1985) parecen ser muy completos. El único problema que podría plantearse a esta información sería la demostración fehaciente de que no existen restos de *Hipparion* por debajo de la localidad en que fueron reconocidos. Es decir que el *Lowest Appearance Datum* de *Hipparion* en los Siwalik es realmente el FAD de esa region. A este respecto merece destacar que en las sucesiones de esta región la distribución de localidades de vertebrados bajo el primer registro de *Hipparion* es marcadamente dispersa en relación a los niveles más superiores, probablemente condicionada a la disponibilidad de litologías apropiadas. Concretamente, por debajo del nivel del FAD de *Hipparion* existe un intervalo estratigráfico considerable en el que no hay registro bioestratigráfico. Este hecho añade un matiz de incertidumbre sobre la edad precisa de la llegada de *Hipparion* a esta región, abriendo la posibilidad a que fuera algo más temprana, aunque siempre dentro del cron normal C5n.

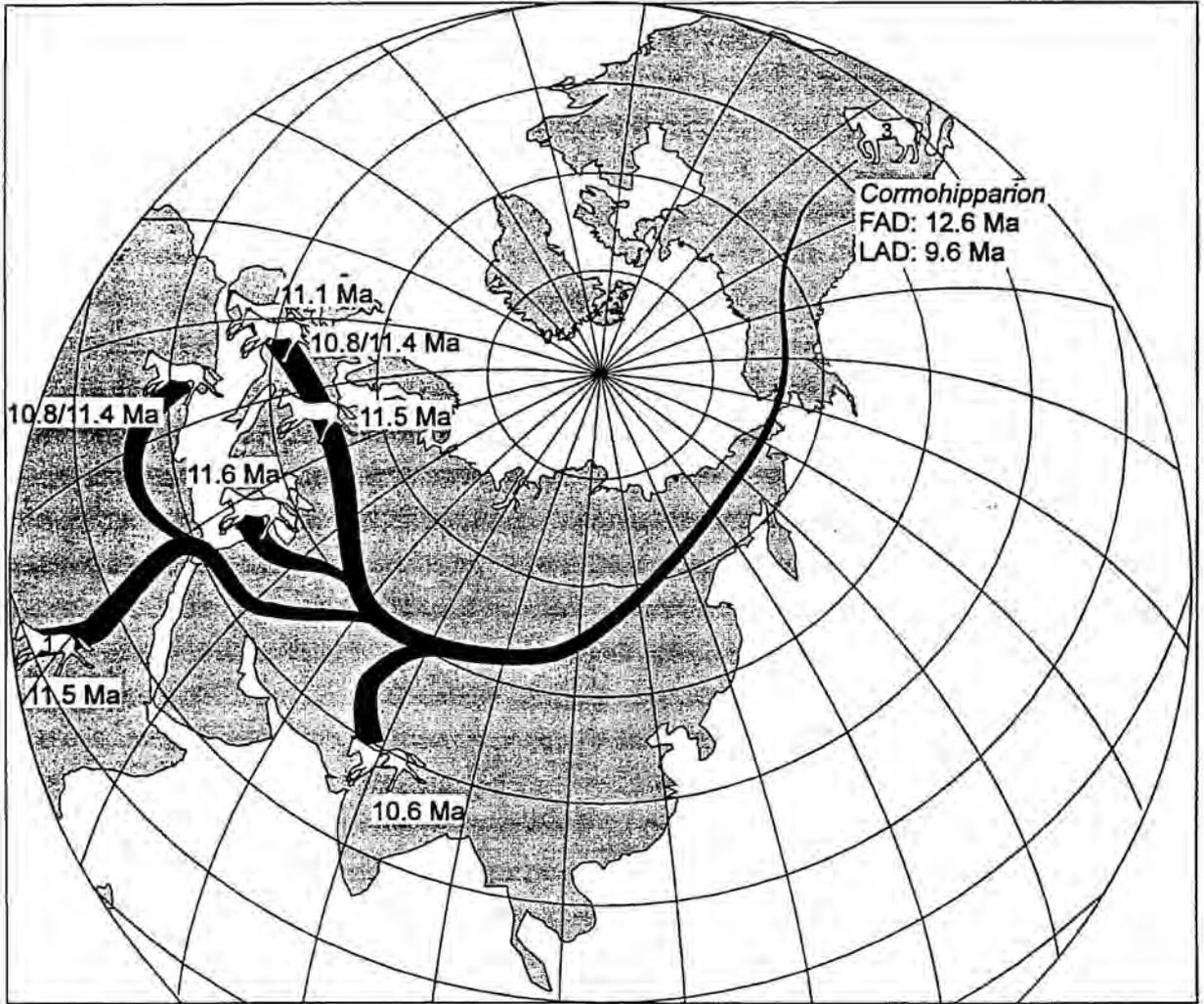


Figura 8.5: Distribución de localidades de Eurasia y Africa con dataciones sobre las primeras apariciones de *Hipparion* en cada región. 1) Rift de Africa Central (Kenia), Tauxe et al (1985); 2) Potwar Plateau (Pakistan), Johnson et al (1982). 3) Rango de aparición de *Cormohipparion* en Norte América, supuesto ancestro de los primeros *Hipparion* euroasiáticos. Para las referencias de los datos del Mediterráneo ver la figura 8.3.

Asia septentrional (China)

Se conocen en varias cuencas chinas asociaciones paleofaunísticas (Qaidam y Amuwusu) que son atribuibles al Vallesense inferior (Qiu, 1990). Sin embargo no se cuenta por el momento con información de dataciones radiométricas o magnetoestratigráficas que permitan atribuir una edad a los primeros *Hipparion* de esta región asiática.

Africa Oriental

Los datos sobre las faunas vallesienses inferiores africanas con *Hipparion* son relativamente escasos, si bien se cuenta para ellas con algunas dataciones radiométricas que han permitido estimar el FAD de *Hipparion* en las cuencas miocénicas del rift de Africa Oriental. En la Formación Chorora (región de Afar, Etiopía), Tiercelin *et al* (1979) y Kalb *et al* (1982, citado por Bernor *et al*, 1987 y 1988) mencionan una asociación faunística conteniendo *Hipparion* situada unos 8 m por encima de materiales volcánicos datados en 10.7 Ma y a unos 30 por debajo de otros materiales volcánicos datados en 10.5 Ma. Esta edad no sería contradictoria con la indicación de Pickford (1975) y Bishop y Pickford (1975) sobre la presencia de *Hipparion* en sucesiones de la formación Ngorora (rift valley de Kenia) correlacionadas de manera imprecisa con los crones C5r y C5n. A este respecto la integración de los datos bioestratigráficos y litoestratigráficos aportados por Bishop y Pickford (1975) con los datos litoestratigráficos, geocronológicos y magnetoestratigráficos aportados por Tauxe *et al*, (1985) y por Deino *et al*, (1990) sugerirían que el FAD de *Hipparion* en Kenia se situaría dentro del cron C5r y en torno a 11.5 Ma (fig. 8-5). Sin embargo esta posibilidad es contestada por Hill *et al* (1985) quienes rechazan la presencia de équidos en los tramos indicados por Bishop y Pickford (1975). Por todo lo expuesto, la probable presencia de *Hipparion* en Africa oriental dentro del cron C5r está sujeta a controversia y acaso basada en información bioestratigráfica pendiente de contrastación.³¹

8.2.3.2. Validez del FAD de *Hipparion* como bioevento regional a global

Las edades de las "primeras" apariciones de *Hipparion* en Eurasia y Africa han sido controvertidas y objeto de discusión. Los problemas de datación se han revelado como causa fundamental de las polémicas planteadas. Las atribuciones magnetoestratigráficas y geocronológicas publicadas, a pesar de considerarse de mayor fiabilidad para la datación que las biocronológicas, no están a menudo bien contrastadas. Ello ha planteado diversos problemas al comparar las informaciones procedentes de diversas fuentes. Así, al comparar las primeras dataciones radiométricas del FAD de *Hipparion* en Europa (12.5 Ma, Berggren y van Couvering, 1974) con las edades obtenidas en Pakistán a partir de la magnetoestratigrafía (9.5 Ma según dataciones absolutas, en Barry *et al*, 1985) resulta una diferencia temporal muy exagerada, a la luz de la información ahora disponible.

Los datos obtenidos en el desarrollo de esta tesis doctoral señalan con claridad que el *Lowest Appearance Datum* de *Hipparion* en el Vallés-Penedès y por tanto en el Mediterráneo Occidental se situaría al menos en el cron C5r.1n, es decir en torno a los 11.1 millones de años de acuerdo con la calibración de la ETPM de Cande y Kent (1995). La validez y fiabilidad de este nuevo dato reside en su obtención a partir de una contrastación permanente

Datum de Hipparion

de la información litoestratigráfica y bioestratigráfica con la magnetoestratigráfica, en sucesiones bien correlacionadas. En este marco estratigráfico de referencia la aparición de *Hipparion* ha sido registrada dentro del contexto del cambio de las faunas de roedores que caracterizan el tránsito desde el Aragoniense al Vallesiense inferior alto. El dato obtenido en el Vallès Occidental sugeriría que la aparición de *Hipparion* en Europa Occidental tuvo lugar en torno a 11.1 Ma sin poder descartar absolutamente la posibilidad de una aparición algo más temprana, aunque posiblemente sin alcanzar los 11.5 Ma.

La edad de aparición de *Hipparion* en el Vallès occidental no es contradictoria con su presencia en las sucesiones marinas y transicionales del Mioceno Medio y Superior del Valle del Ródano (Guerin *et al.*, 1975), ya que permitiría su atribución al Serravalliense terminal-Tortonense inferior. Tampoco es contradictorio con los primeros registros de *Hipparion* del Paratethys central (cuenca de Viena) y oriental (cuenca Dacia y región caucásica a orillas del Mar Negro) que se situarían también en torno a la edad de 11.2 m.a (Bernor *et al.*, 1988; Rögl, 1995). Pese a las imprecisiones de estos datos, merece mencionarse su coincidencia con los resultados obtenidos en el Vallès. Los FAD de *Hipparion* reconocidos en Turquía (Esme-Akcaköy, Yailacilar) tampoco son contradictorios dado el rango de error de las dataciones radiométricas, y los trabajos actualmente en curso en aquella región (Sen, comunicación personal *workshop* de Sabadell) podrían aclarar definitivamente esta posibilidad en un futuro próximo.

Los FAD de *Hipparion* señalados en Africa son poco seguros, por lo que momentaneamente sería preciso esperar antes de pronunciarse sobre ellos. Sin embargo la estimación de edad de $10,7 \pm 0.19$ Ma sobre la edad de la fauna con *Hipparion* de la formación Ch'orora en Etiopía (Tiercelin *et al.*, 1979), siendo más moderna, se aproximaría a la edad del FAD estimado en el Mediterráneo Occidental a partir de la magnetoestratigrafía. Las dataciones radiométricas y la magnetoestratigrafía de la formación Ngorora en Kenia (Tauxe *et al.*, 1985; Deino *et al.*, 1990), combinadas con la información paleomastológica de Bishop y Pickford, (1975) indicarían que los équidos allí registrados (*Hipparion primigenium* según Bishop y Pickford, 1975) se situarían con mucha probabilidad hacia la parte baja del cron C5n.2n y, con menor certeza, dentro de la parte alta del cron C5r.

A diferencia de los anteriores el FAD de *Hipparion* en Pakistan (Fm. Siwalik en el Potwar Plateau) parece ser, de manera bien contrastada, algo más moderno, situándose con claridad dentro del cron C5n.2n (en torno a unos 10.6 Ma según la escala de Cande y Kent, 1994 en prensa). Sólo nuevos hallazgos de *Hipparion* podrían hacer modificar la hoy generalizada opinión de que su aparición tuvo lugar más tarde en aquella región.

En suma, los datos disponibles hasta el momento apuntan al hecho de que con certeza desde

el cron C5r.1n, (en torno a 11.1 Ma) y quizá desde la parte alta del cron C5r.2r, *Hipparion* apareció y se extendió de una manera rápida a lo largo de todas las regiones perimediterráneas (desde Turquía a Francia y España) y del Paratethys (desde la zona al norte del Mar Negro hasta el sur de Alemania). Con más reservas se podría aceptar que este proceso migratorio también se desarrolló hasta Africa oriental. También hay que aceptar por el momento que la aparición de *Hipparion* al sur de la cadena del Himalaya pudo tener lugar con posterioridad, sobre los 10.6 Ma.

La datación del FAD de *Hipparion* en el Mediterráneo Occidental en torno a 11.1 Ma aproxima temporalmente esta aparición a las estimaciones previamente realizadas en otras regiones y lleva a plantear la necesidad de mejorar y reevaluar los datos existentes sobre los FAD de *Hipparion* en Asia Septentrional (Zhanxiang, 1990), Pakistán (Barry *et al*, 1985) y Africa (Bishop y Pickford, 1975; Tiercelin *et al*, 1979; Tauxe *et al*, 1985; Deino *et al*, 1990). La posible isocronía de este bioevento entre regiones geográficamente muy alejadas (Africa Oriental, Asia, Europa), no ha sido todavía validada con fiabilidad, pero tampoco refutada. Por ello no puede descartarse de manera absoluta antes de contar con más y mejor información bioestratigráfica, radiométrica y magnetoestratigráfica. Así pues es plausible que la aparición de *Hipparion* pudiera tener lugar en el área eurasiática y africana dentro de un intervalo de tiempo relativamente breve.

El FAD de *Hipparion* puede considerarse válido como criterio para una primera aproximación para la definición biocronológica y cronoestratigráfica del Vallesiense, siempre y cuando la evaluación de los datos de primeras apariciones se haga en un marco de referencia adecuado, con la estratigrafía y la bioestratigrafía bien contrastadas y contando con el apoyo de dataciones radiométricas y magnetoestratigráficas fiables.

Las primeras presencias de *Hipparion* en las faunas eurasiáticas constituyen, a falta de otros datos de referencia independientes, un elemento válido de correlación aproximativa si se tienen presentes sus limitaciones. En el futuro, el progreso de la calibración magnetoestratigráfica de las diversas escalas biocronológicas permitirá definir los posibles dominios paleobiogeográficos en los que el FAD de *Hipparion* pueda considerarse prácticamente isócronos.

Todo ello sugeriría revalidar el límite inferior del Vallesiense propuesto por Crusafont (1948) y demostrar su utilidad como unidad biocronológica al menos para el área perimediterránea y europea occidental. Aceptando el hecho de que *Hipparion* puede no estar presente o no ser reconocido en asociaciones paleofaunísticas posteriores a su aparición (y por ello ya correspondientes al Vallesiense basal) no por ello ha de renunciarse a designar esas asociaciones como vallesienses (en concordancia a lo afirmado por De Bruijn *et al*, 1992).

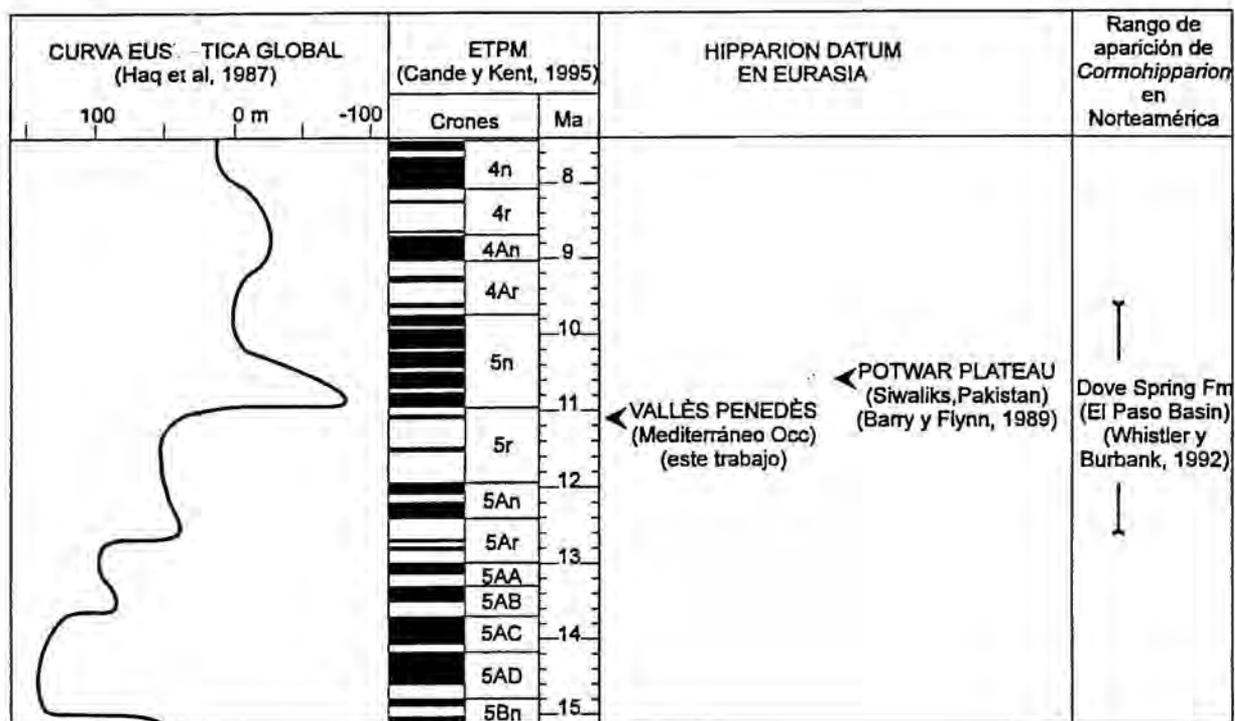


Figura 8.6: Cuadro con las primeras apariciones de *Hipparion* bien contrastadas en el Mediterráneo Occidental (este trabajo) y en Pakistán (Potwar Plateau) (Johnson et al, 1982). Correlación con la curva eustática global de Haq et al (1987) adaptada a la reciente ETPM de Cande y Kent (1994/95).

Expresado en términos bioestratigráficos, los límites inferiores de las teilzonas de *Hipparion* en las diversas cuencas del área considerada, no han de tener un rango cronológico exactamente idéntico, sino que puede experimentar algunas variaciones. La solución de las posibles situaciones de ambigüedad que se creen no reside en cambiar los criterios biocronológicos y/o bioestratigráficos utilizados para definir la base del Vallesense, sino en su combinación adecuada con dataciones radiométricas y magnetoestratigráficas. De hecho cualquier línea de avance en este campo pasa actualmente por el establecimiento de escalas magnetoestratigráficas que permitan insertar cronológicamente los distintos bioeventos (sea cual sea su importancia relativa y su grado de isocronía) en las distintas regiones y poder entonces proceder a su comparación.

8.2.3.3. Significación del FAD de *Hipparion* como bioevento regional y global.

Al margen de la mayor o menor precisión en el establecimiento de su isocronía, la significación de la dispersión de *Hipparion* en el viejo mundo ha sido relacionada ya de antiguo con el desarrollo en el planeta de una situación paleogeográfica peculiar (Sen, 1990).

La migración de los équidos de origen norteamericano (fig. 8.5) tuvo lugar a través del estrecho de Bering en un momento en el que el nivel eustático general experimentó descensos apreciables, que culminaron en la parte inferior del cron 5n (fig.8-6).

La zona de Bering ha sido de antiguo una zona de tránsito e intercambio faunístico, de gran importancia a lo largo de todo el Terciario. Ello estaría relacionado con la baja profundidad de las zonas marinas en esa región, lo que facilitaría la formación de zonas de tránsito emergidas en cuanto los descensos del nivel del mar fueran algo apreciables. Los descensos pulsantes propuestos para el océano mundial desde el Serravalliense hasta la base del Tortonense, fueron de la suficiente entidad (hasta 100 m bajo el nivel marino actual, Haq *et al*, 1987) como para hacer muy fácil el intercambio de algunos elementos faunísticos desde Norteamérica al Viejo Mundo (Pickford y Morales, 1994).

8.3. SIGNIFICACIÓN DEL VALLESIENSE EN EL MARCO PALEOGEOGRÁFICO Y PALEOCLIMÁTICO DEL MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR.

Los cambios paleofaunísticos descritos hasta la fecha en el Mioceno medio y superior del Vallès-Penedès (Agustí, 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990a y 1990b) son el reflejo de la evolución de las faunas de mamíferos del Este de Iberia y son extensibles en buena parte a otras regiones vecinas de Iberia, el Mediterráneo y Europa occidental.

Son numerosos los acontecimientos globales que afectaron a La Tierra durante el Mioceno medio y superior y que acontecieron durante el Vallesiense (Kennet, 1982; Frakes y Syktus, 1992; Zubakov y Borzenkova, 1990). De manera general se suele aceptar que a una etapa miocénica inferior con condiciones climáticas estables y relativamente más homogéneas que las actuales, se pasó entre 16 y 12 Ma a cambios importantes en la circulación oceánica y atmosférica global, mayores gradientes latitudinales de temperatura y al inicio de la glaciación Antártica (Kennet *et al*, 1985; Kennet, 1982 y 1986; Savin *et al*, 1985).

Sin embargo la contemporaneidad de esos procesos globales (eustáticos, tectónicos y paleoclimáticos globales) con los complejos y diversos cambios que afectaron la región eurasiática (Biju Duval *et al*, 1977; Dercourt *et al* eds, 1993) no permite establecer una relación de causalidad directa obvia. Ello es debido a la difícil comprensión de cómo y con qué rapidez los cambios producidos en una parte del sistema planetario afectan a las restantes. En este caso el mayor problema reside en interpretar y transferir los cambios deducidos a partir del registro oceánico al dominio de las superficies continentales.

En las regiones europeas occidentales y perimediterráneas, las diferencias reconocidas entre las asociaciones faunísticas del Aragoniense (biozonas de *Megacricetodon crusafonti*, MN-7 y de *M. ibericus*, MN 8) y las sucesivas biozonas Vallesienses (biozonas de *M. ibericus*+*Hipparion*, MN-9a; de *Cricetulodon*, MN-9b, de *Progonomys*+*Cricetulodon*, MN-10a y de *Progonomys*+*Rotundomys bressanus*, MN-10b), registran sucesivos cambios paleoambientales y paleoclimáticos, plausiblemente de distinta entidad (Agustí, 1990; Moyà y Agustí 1987; Agustí y Moyà, , 1990a y 1990b). Algunos cambios paleofaunísticos sólo registran la aparición de escasas nuevas formas inmigrantes y la de los presuntos descendientes evolutivos de formas preexistentes. Como ejemplo de esta situación pueden señalarse los tránsitos entre la biozona de *M. ibericus* y la biozona de *M. ibericus*+*Hipparion*; también el tránsito entre la biozona de *Progonomys*+*Cricetulodon* y la de *Rotundomys bressanus*. En otros casos, los tránsitos entre otras biozonas se marcan por la aparición o el inicio del predominio de algunos taxones significativos junto con la desaparición de un número moderado de formas preexistentes. A este tipo correspondería el tránsito entre las biozonas de *M. ibericus*+*Hipparion* (MN-9a) y de *Cricetulodon*. Finalmente

otros límites vienen marcados por una profunda renovación faunística, involucrando un número elevado de desapariciones, la llegada de numerosos taxones inmigrantes y un notable descenso de la diversidad de la fauna. El más claro ejemplo sería el tránsito desde la biozona de *Cricetulodon* a la de *Progonomys* (Agustí, 1990; Moyà y Agustí 1987; Agustí y Moyà, 1990 a y 1990 b). Insertas en estos cambios faunísticos se reconocen además la aparición y desaparición de otros taxones especialmente emblemáticos o significativos desde un punto de vista paleoclimático o paleoambiental: Hominoideos (*Dryopithecus*), Suidos (*Listriodon*, *Schizochoerus*) etc (Agustí, 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b; Agustí *et al* en prep.). La diversidad de la importancia de los cambios faunísticos pone claramente de relieve que el cambio más importante en la composición faunística tuvo lugar en el tránsito entre el Vallesiense inferior y el superior, la denominada *crisis vallesiense* (Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1990 a y 1990 b).

A partir de un análisis general de los cambios que registran las faunas de mamíferos del contexto europeo y mediterráneo durante el Mioceno Agustí y Moyà (1990) establecieron varios hechos de importancia:

1) Algunos de los cambios o bioeventos menores reconocidos en el Vallesiense inferior pueden deberse sólo a cambios paleogeográficos que hayan permitido la llegada de inmigrantes "aislados" que se habrían integrado en la biota preexistente. Los ejemplos más evidentes de este tipo de situación serían la llegada de *Hipparion* o la de *Rotundomys bressanus*.

2) Los cambios más drásticos acaecidos en el tránsito entre el Vallesiense superior y el inferior tienen una clara connotación climática ya que afectan a aquellos taxones que habitaban en biotopos "húmedos" y por otra parte muestran una cierta pauta latitudinal, al observarse la persistencia en Francia y Europa Oriental de algunos taxones desaparecidos en el Vallesiense de la zona ibérica. Esta afirmación viene sustentada no sólo por el análisis de las faunas vallesienses del Vallès-Penedès, sino también por el análisis estadístico de las faunas de micromamíferos de otras cuencas ibéricas (Calatayud-Daroca y Teruel) realizado a partir de extensas muestras de roedores fósiles (van der Meulen y Daams, 1992).

3) El cambio faunístico motivado por el cambio de condiciones climáticas se habría visto favorecido presuntamente por coincidir con un momento evolutivo de la paleogeografía que habría facilitado la entrada de inmigrantes procedentes de regiones más orientales.

Así pues Agustí y Moyà (1990) indican que los cambios reconocidos en las faunas de mamíferos del Vallès-Penedès no pueden ser debidos a una única causa sino a una combinación de varias de ellas, incluyendo climáticas y paleogeográficas, cuya acción se

vería especialmente acentuada cuando dos o más de ellas influyeran en la misma dirección en la consecución de los citados cambios.

8.3.1. LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL DURANTE EL VALLESIENSE Y SU POSIBLE EVOLUCIÓN

Las condiciones climáticas reinantes en el Vallesiense y su evolución en la región mediterránea occidental, se enmarcan dentro del cuadro del cambio climático que afectó todo el Mediterráneo desde el Mioceno medio a la actualidad. A consecuencia de las variaciones en las conexiones atlántica e índica del área mediterránea y de la generación de importantes relieves en el cinturón de deformación alpino, las condiciones paleoclimáticas de la región mediterránea occidental evolucionaron a lo largo del Neógeno, con diversas alternativas, desde un régimen climático subtropical cálido, con estaciones húmedas y secas, a otro de tipo subtropical más templado húmedo-seco y finalmente mediterráneo. Este último estaría caracterizado por un contraste térmico estacional mayor que los anteriores y se habría implantado durante el Plioceno superior (Suc, 1990).

Las condiciones de temperatura y precipitación del área mediterránea y de la Península Ibérica experimentaron una marcada evolución desde el Mioceno inferior alto y el medio. En el Vallès Penedès se registra en el Burdigaliense superior la presencia de depósitos evaporíticos (Unidad de Vilobí, unidades lacustres evaporíticas de los Complejos continentales inferiores, fig. 2.4). Estos desarrollos evaporíticos fueron motivados tanto por factores fisiográficos como por unas condiciones de apreciable aridez estacional. Los datos paleobotánicos para esa edad (Sainz de Siria, 1981) indican unas condiciones climáticas subtropicales, cálidas y con una clara estación seca. Los datos de paleotemperaturas del agua marina langhiense (matizados por las condiciones paleohidrológicas específicas de la región, Vázquez *et al*, 1991) confirman esta situación.

Durante el Mioceno medio los cambios en el régimen de temperaturas (aunque posiblemente combinados con las variaciones de aportes terrígenos a la depresión y por los cambios de las conexiones oceánicas) influyeron en el carácter de la sedimentación marina en la región. En el Serravalliense desaparecen los depósitos de plataformas carbonatadas coralgalas desarrollados durante el Burdigaliense superior-Langhiense en la región en asociación más o menos estrecha con formaciones litorales de manglar (Bessedik, 1984 y 1985; Bessedik y Cabrera, 1985). A partir de ese momento las plataformas marinas fueron terrígenas o mixtas y no se aprecia la presencia de arrecifales coralinos con una diversidad y desarrollo tan importantes (Cabrera *et al*, 1991; Calvet *et al* en prensa). Este hecho es explicable en parte por el paso de un clima de carácter subtropical cálido a otro de carácter menos cálido. Los acontecimientos de degradación climática que se sucedieron pudieron impedir la

reimplantación generalizada de sistemas arrecifales en el Vallès-Penedès, si bien durante el Tortoniense éstos se desarrollaron en otras zonas más internas de la cuenca catalano-balear y Mallorca.

La información general sobre la vegetación existente en el Mioceno inferior y el Langhiense (Sanz de Siria, 1981a; Bessedik, 1984, 1985; Bessedik y Cabrera, 1985; Suc, 1984) y en el Tortoniense superior y Messiniense han llevado a sugerir que entre el Langhiense y el Tortoniense superior-Messiniense pudo persistir en la región un régimen climático de tránsito caracterizado por la posible alternancia de dos situaciones extremas:

- 1) Unas etapas relativamente más húmedas, con una marcada estacionalidad y con precipitaciones estivales que combinadas con otros factores (altitud, nebulosidad) permitirían el desarrollo de asociaciones vegetales de tipo laurisilva en las zonas montañosas o en las deprimidas húmedas.
- 2) Unas etapas más áridas durante las que se expandirían asociaciones vegetales compuestas por elementos xerófitos y durante las cuales el régimen sería de tipo esencialmente subtropical ("pre-Mediterráneo) con una larga estación estival seca.

Para Suc y Bessais (1990) el régimen climático mediterráneo occidental se caracterizó durante todo el Mioceno por un régimen termo-xérico con una aridez más o menos acentuada. Estos autores establecen cierta similitud entre el clima miocénico de esta región y el actual clima del Mar Rojo, en el límite septentrional de la zona tropical. A partir de los datos paleoflorísticos y paleofaunísticos existentes se puede aceptar que el Vallesiense (como la mayor parte del Mioceno) debió caracterizarse por temperaturas que se habrían mantenido siempre dentro del rango de variación subtropical cálido a templado-cálido. Desafortunadamente hasta la fecha no se dispone de datos significativos sobre las asociaciones paleobotánicas significativas correspondientes al Vallesiense de Iberia oriental o del Mediterráneo Occidental. Existe alguna información referida a las palinofloras del Aragoniense-Vallesiense en la cuenca del Duero que parecen indicar el tránsito desde condiciones climáticas secas y de carácter continental a otras con mayor afinidad mediterránea, con una estacionalidad caracterizada por escasos contrastes de temperatura y una estación seca (Rivas-Carballo, 1991). Este carácter estacional del régimen climático parece ser un rasgo compartido con otras zonas ibéricas orientales.

La práctica carencia de datos paleobotánicos sobre el Vallesiense, en el Mediterráneo Occidental y en Iberia central ha llevado a varios autores a interpretar los cambios de humedad y temperatura a partir del análisis de los cambios en las faunas de roedores u otros taxones, atribuyendo para cada uno de ellos determinado significado

paleoambiental-paleoecológico y, como derivación, paleoclimático (van der Meulen y Daams, 1992). Este tipo de análisis ha aportado algunos resultados razonables que no son contradictorios con los escasos datos paleobotánicos disponibles para esa época en el área mediterránea (Bernor *et al* 1988) ni con algunas de las observaciones realizadas en el registro sedimentario marino a nivel del Mediterráneo o del océano mundial (Kennet, 1986 y 1990).

Aceptando la validez de estos datos, se han propuesto diversas curvas (de resolución moderada a baja) sobre la variación relativa de la temperatura y la humedad en la región centro ibérica (Daams y van der Meulen, 1984; Moyà y Agustí, 1990; van der Meulen y Daams, 1992; Calvo *et al*, 1993) y de la región ibérica oriental (Agustí *et al*, 1984). Según estos datos, el Vallesiense habría comenzado (Biozona de *M. ibericus*+*Hipparion*) al final de una época (biocronozona MN-8) de cierto calentamiento relativo y en el inicio de otra de leve enfriamiento, dentro de unas condiciones esencialmente cálidas (fig. 8.7). Este enfriamiento habría culminado en el mismo Vallesiense inferior y habría dejado paso a una situación de cierta estabilidad o ligero calentamiento que se mantendría desde la MN-9b (biozona de *Cricetulodon*) hasta el Turolense (van Meulen y Daams, 1992; Calvo *et al*, 1993). En favor de la existencia de condiciones relativamente cálidas en el Vallesiense inferior alto, a pesar de esta tendencia de descenso, cabe señalar la presencia de tapires y hominoideos en el Vallès-Penedès (Agustí *et al*, 1984; Moyà y Agustí, 1987; Calvo *et al*, 1994).

En los aspectos referidos al balance hídrico (fig. 8.7), el Vallesiense en la región oriental de Iberia vino marcado por cambios apreciables (Agustí *et al*, 1984) detectables a partir de las variaciones en las proporciones de diversos tipos de Gliridos, Eomyidos, Petauristinos, Castóridos, Hominoideos, Tapíridos y Tragúlidos. El Vallesiense se habría iniciado dentro de una tendencia general (iniciada en el Aragoniense superior) de incremento de las condiciones de humedad. Esta tendencia oscilante dio lugar a una etapa húmeda en el Aragoniense superior bajo (MN-8 inferior) y a otra más seca en el Aragoniense terminal (MN-8 superior) y Vallesiense inferior (MN-9a). Una nueva etapa húmeda habría culminado en la biozona de *Cricetulodon* (MN-9b) y la tendencia se habría invertido drásticamente al final de esta biozona y al comienzo de la de *Progonomys*+*Cricetulodon* (MN-10 inferior). Esta tendencia hacia una mayor aridez se mantuvo (Agustí *et al*, 1984) a lo largo de todo el Vallesiense superior bajo (biozona de *Progonomys*+*Cricetulodon*). En el Vallesiense superior alto (biozona de *R. bressanus*), se detecta un nuevo incremento de la humedad que sin embargo no alcanza los niveles anteriores y que se vería de nuevo sucedido por un pulso de mayor sequedad que culminaría y quizá se mantendría en el Turolense inferior (Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1990 a y 1990 b; Calvo *et al*, 1993).

Las faunas de mamíferos del Vallesense se desarrollaron durante esta etapa de tránsito climático, pobremente caracterizada hasta hoy por la ausencia de datos paleoflorísticos bien contrastados. En todo caso parece evidente que las propuestas sobre el régimen paleoclimático siempre sugieren la existencia de estaciones secas más o menos pronunciadas. La información sobre el registro sedimentario vallesense en distintas zonas del Este de Iberia confirmarían estos aspectos. En las sucesiones vallesenses del Vallès-Penedès es frecuente el desarrollo de paleosuelos carbonatados (propios de climas semiáridos con una estación seca) en las zonas medias y marginales de los sistemas de abanicos aluviales. Paralelamente, la existencia de ritmitas de arcilla-carbonato (calcita-aragonito) de edad vallesense superior en la cuenca lacustre de Bicorp (Santesteban *et al*, 1989 y 1994; Anadón *et al*, 1994 y 1995 en prensa) indica que el régimen climático debió ser estacional y posiblemente marcado por la existencia de una estación seca. Estos hechos podrían confirmar en algún aspecto las propuestas sobre la aridez estacional atribuidas al Vallesense del Mediterráneo occidental.

8.3.2. POSIBLES FACTORES EN LOS CAMBIOS PALEOCLIMÁTICOS REGISTRADOS

A la vista de lo anterior parece ser aceptado (Daams y van der Meulen, 1984; Moyà y Agustí, 1990; van de Meulen y Daams, 1992; Calvo *et al*, 1993) que los cambios climáticos más importantes en Iberia durante el Vallesense estuvieron marcados por las variaciones del balance hídrico estacional. Las explicaciones a esos cambios deben encontrarse en buena parte relacionadas (aunque no exclusivamente) en modificaciones de los factores que pudieron controlar la evolución de las precipitaciones en Iberia durante el Vallesense. El incremento y posterior descenso de humedad detectado en el Vallesense pudo ser debido factores diversos:

- 1) Cambios en la circulación atmosférica y oceánica global del planeta (relacionados con un glaciario incipiente) que hubieran implicado una redistribución significativa de las precipitaciones.
- 2) Cambios en la circulación atmosférica y marina regional (inducidos por la evolución tectónica del cinturón orogénico alpino), en la extensa región que se extiende desde el Mediterráneo hasta el Indico, que hubieran implicado una redistribución regional de las precipitaciones.

Balance hídrico, balance térmico y su estacionalidad resultan de la interrelación de multitud de factores entre los que destacarían los cambios del nivel del mar y de la circulación atmosférica y oceánica. Éstos a su vez serían sensibles a la evolución paleogeográfica y tectónica regional y global. La importancia de la circulación oceánica en la inducción de

cambios climáticos de ciclo corto y largo ha sido destacada a menudo (Haq, 1981 a y 1981b; Kennet, 1982, 1990) y recientemente ha recibido un nuevo impulso con la propuesta de nuevos mecanismos de transferencia de masas de aguas frías profundas que evolucionan a cálidas desde unas zonas oceánicas a otras (Broecker y Peng, 1982; Lehman y Keigwin, 1992; McCartney, 1994;)

Dado que la paleolatitud de Iberia no era significativamente distante de la actual, las precipitaciones en las regiones consideradas ya debían estar claramente influidas por la evolución de las células de alta presión existentes en torno a los 25-30° de latitud. Es comunmente aceptado que la implantación y reforzamiento de estas células en torno a esas latitudes ya tuvo lugar desde el Mioceno medio (Parrish *et al*, 1982a y 1982 b; Wolfe, 1985 citado en van der Meulen y Daams, 1992; Frakes y Sytkus, 1992) a consecuencia del incremento del gradiente de temperatura desde las zonas antártidas a las ecuatoriales, relacionado con las etapas de enfriamiento polar y desarrollo de casquetes glaciares (Keller y Barron, 1983; Kennet, 1986; Kennet y Barker, 1990). Este importante cambio, junto a otros relacionados con las pautas de circulación oceánica regional (Keller y Barron, 1983) llevó aparejado el desarrollo de un enfriamiento general en las regiones oceánicas del Pacífico de latitudes medias y altas durante el Mioceno medio.

El Vallesiense comprende un lapso de tiempo del Mioceno superior caracterizado al principio por un drástico descenso del nivel oceánico (hecho que permitió algunos de los intercambios faunísticos intercontinentales que caracterizan esta época) alrededor de 11 Ma. Este mínimo eustático vino precedido y seguido oscilaciones de menor rango (Hacq *et al*, 1987) que según Keller y Barron (1983) ya estuvieron directamente relacionadas con procesos de glacioeustatismo (Keller y Barron, 1983). Las modificaciones del albedo terrestre que causarían ambos procesos debieron inducir cambios en la circulación atmosférica global. Un posible factor de cambio climático en la región mediterránea, bajo esta situación de marcada transicionalidad, podría haber estado relacionado a cambios en la posición latitudinal del cinturón de altas presiones. Estos cambios habrían modificado los regimenes de precipitaciones en distintas regiones mediterráneas.

8.3.2.1. Circulación oceánica y atmosférica global

En lo que se refiere a la circulación oceánica, los primeros cambios notables en la configuración del océano mundial miocénico ya tuvieron lugar con anterioridad al Vallesiense. Desde el Serravalliense inferior alto hasta el Serravalliense superior tuvieron lugar varios acontecimientos (formación de los hiatos oceánicos profundos NH-3 y NH-4 de Keller y Barron (1983) y Barron *et al* (1985); enriquecimientos e incrementos apreciables de δO^{18} en los carbonatos bioclásticos de organismos planctónicos) (fig. 8.7) cuyo registro ha

sido reconocido en extensas regiones oceánicas. El reconocimiento de los hiatos es desigual en regiones oceánicas vecinas al Mediterráneo. NH3 no ha sido reconocida en el Atlántico Nordoriental y Sudoriental, ni en el Mediterráneo (Keller y Barron, 1983). NH4 en cambio parece bien registrada en el Atlántico Norte (Keller y Barron, 1983). Algunos autores propusieron en su momento la posibilidad de que estos hiatos fueran debidos al incremento de la formación de aguas profundas en las regiones antártidas y que marcaran el inicio del desarrollo de casquetes glaciares en esa región (Keller y Barron, 1983). Esta no sería la única explicación plausible para otros autores (Vincent *et al*, 1985), pero sin lugar a dudas los datos paleoceanográficos señalan claramente el desarrollo de una importante reestructuración de la circulación oceánica. Por otra parte Zubakov y Zurbenkova (1990) recopilan información sobre la posible presencia de depósitos glaciares de menor entidad en el hemisferio norte (sucesiones glaciomarinas atribuidas al Serravalliense inferior (biozonas de Blow N-12-N-13) de Jakataga en los Montes Robinson de Alaska). Esta información no está contrastada, pero su confirmación señalaría los primeros indicios de la formación de glaciares de montaña en regiones de alta latitud del Hemisferio Norte. Finalmente en el Atlántico Norte, en un lapso de tiempo difícil de precisar pero próximo a la generación del Hiato NH-4, tuvo lugar la expansión hacia latitudes medias altas de asociaciones de nannoplancton templado (fig. 8.7), indicando una etapa de calentamiento relativo de las aguas superficiales del Atlántico Norte.

La génesis de los hiatos oceánicos profundos NH-3 y NH-4, y el desarrollo de otros acontecimientos asociados o paralelos (descensos eustáticos sucesivos, incrementos apreciables de δO^{18} , etapas de disolución de depósitos carbonatados, expansión y retracción de asociaciones de organismos planctónicos de carácter frío y acentuación del grado de provincialismo del conjunto de la biota planctónica se corresponderían con el Aragoniense superior y quizá con el Vallesiense inferior. El desarrollo de estos acontecimientos oceánicos, que registran el proceso de enfriamiento de las latitudes bajas y medias, se corresponde en las faunas mastológicas centroibéricas y quizá las ibéricas orientales con el desarrollo de asociaciones que se han interpretado como indicadoras de un cierto enfriamiento (van der Meulenn y Daams, 1992; Agustí *et al*, 1984). Éste se habría iniciado en el Aragoniense superior bajo y, tras un cierto repunte de signo más cálido, continuó hasta el Aragoniense terminal, momento en el que se produjo una nueva etapa de calentamiento.

Dentro del Vallesiense tuvo lugar la generación de una de las superficies de hiato oceánico profundo más importantes de las reconocidas en el Mioceno medio y superior (hiato NH-5 de Keller y Barron, 1983). La formación de estas superficies de discontinuidad fue asociada a la etapa de enfriamiento más acusada del Mioceno medio en latitudes altas, según fue registrada a partir de la composición isotópica de las faunas de foraminíferos bentónicos del Pacífico Occidental (Keller y Barron, 1983). Casi todos los fondos atlánticos se vieron

afectados por este episodio de reforzamiento y reestructuración de la circulación oceánica profunda. Este episodio, desarrollado dentro del cron 5n, ha sido relacionado con el crecimiento del casquete antártico occidental, confirmado por el reconocimiento de depósitos glaciogénicos en los sondeos 511 y 514 del DSDP atribuidos a la parte baja del cron 5n (Zubakov y Zurbenkova, 1990). Los mismos autores (op cit) también apuntan la existencia en la cadena montañosa de Wrangel (Alaska) de depósitos glaciares datados en 9-10 Ma por K/Ar. La flora y la fauna planctónicas registran a nivel global condiciones frías a la vez que se desarrolló un cierto aislamiento entre las asociaciones planctónicas de latitudes altas y bajas, respondiendo a un acusado gradiente de temperaturas. Con posterioridad a la generación de los hiatos NH-5, tuvo lugar en el Atlántico una nueva ingesión de floras de nannoplancton carbonatado templado-cálido hacia latitudes altas en torno al cron C4Ar (Haq, 1981a).

La génesis de los hiatos oceánicos profundos NH-5 y el desarrollo de los otros acontecimientos oceánicos y continentales asociados o paralelos (fuerte descenso eustático, etapas de disolución de depósitos carbonatados, expansión y retracción de asociaciones de organismos planctónicos de carácter frío o cálido, mayor acentuación del grado de provincialismo del conjunto de la biota planctónica, desarrollo de casquetes glaciares continentales) coincidió con el desarrollo de las faunas del Vallesiense inferior alto y el Vallesiense superior. El desarrollo de los acontecimientos oceánicos, que registran el avance o el inicio incipiente de la glaciación en las latitudes altas de ambos hemisferios, se corresponde en las faunas mastológicas centroibéricas (van der Meulen y Daams, 1992) y quizá las ibéricas orientales (Agustí *et al*, 1984) con el desarrollo de asociaciones que se han interpretado como indicadoras de un cierto enfriamiento y mayor humedad respecto al Aragoniense, seguidas de una estabilización de la temperatura y creciente humedad (Vallesiense inferior alto) para, finalmente, implantarse unas condiciones sensiblemente más áridas quizá con un leve incremento de las temperaturas (Vallesiense superior).

Analizando la información anteriormente expuesta podría sugerirse una relativa correspondencia (aunque no firmemente establecida) entre algunos de los acontecimientos oceánicos globales (acusado descenso eustático y reestructuración de la circulación oceánica) y los cambios de las faunas de mamíferos ibéricas durante el Vallesiense. La relación más sugerente sería el inicio y desarrollo de los primeros cambios faunísticos significativos del Vallesiense inferior en relación a una etapa de fuerte enfriamiento global que culminó con el desarrollo de un casquete antártico occidental.

8.3.2.2. Composición atmosférica

La información paleomastológica disponible sugiere una cierta elevación o mantenimiento de la temperatura en el Vallesiense superior, en contraposición a lo ocurrido durante el tránsito Aragoniense superior-Vallesiense inferior (van der Meulen y Daams, 1992). Es interesante en torno a este tema, valorar algunos datos generales propuestos recientemente por Cerling *et al*, 1993). Este autor (Cerling, 1992, Cerling *et al*, 1989, 1991 1993) ha desarrollado una intensa tarea de investigación en el campo del análisis de la composición isotópica del δC^{13} de los carbonatos de paleosuelos y del carbonato incluido en los fosfatos del esmalte de mamíferos fósiles. En sus recientes trabajos (op. cit.) postula que los cambios en estos parámetros tienen un marcado significado paleoecológico (cambio del predominio de diversas comunidades de plantas adaptadas a distintas estrategias metabólicas) y que estos cambios a su vez están relacionados con cambios en la proporción de CO_2 . Este autor señala que los datos para edades comprendidas entre el Mioceno inferior alto y el Cuaternario procedentes de dos continentes distintos (Norteamérica y Asia) apuntan hacia tendencias de cambio coincidentes, por lo que la información obtenida ha de valorarse desde una perspectiva de cambio global. Los resultados de su estudio indican que:

- 1) En el Mioceno medio (Langhiense) existía en la atmósfera una proporción de CO_2 netamente más elevada que la actual.
- 2) Desde el Mioceno medio (Langhiense) hasta ya iniciado el superior (Tortoniense superior), no se produjo un cambio significativo en el contenido de CO_2 en la atmósfera. Este cambio consistió en un descenso acusado del contenido en CO_2 que se inició aproximadamente en torno al cron C4 (Tuoliense, Tortoniense superior) y culminó en el cron C-3A (Messiniense).

Estos hechos aparecen claramente indicados en los gráficos de Cerling *et al* (1993), y son confirmados por Harrison *et al* (1993) en estudios de paleosuelos de la región del Himalaya.

La valoración de estos datos, en lo que pueda afectar a la comprensión del marco climático global durante el Vallesiense merece precaución debido a los problemas comunes de correlación de los datos disponibles. Sin embargo es posible extraer algunas conclusiones generales de interés. En primer lugar la propuesta de Cerling (1993) sugiere que el contenido de CO_2 atmosférico no varió significativo hasta el Tuoliense (fig. 8.7). El inicio de un cambio apreciable en CO_2 tuvo lugar ya dentro del Tuoliense inferior y culminó aparentemente en el Tuoliense superior. Por lo tanto cabe deducir que dentro del lapso de tiempo del Vallesiense, los cambios de temperatura y precipitaciones que hubieran podido producirse no tendrían en principio relación con cambios inducidos en el sistema climático

global por cambios del contenido del CO₂ atmosférico.

8.3.2.3. Evolución del cinturón orogénico alpino

Los cambios faunísticos del vallesiense se integran en un marco paleogeográfico profundamente cambiante que se extendía desde Iberia hasta la India y en el que se produjeron, en diversos momentos (desde el Mioceno inferior y hasta la actualidad) y lugares, secuencias de cambio faunístico de cierta relevancia (Bernor, 1984; Agustí y Moyà, 1990 a y b; Krijgsman *et al*, 1994; Barry y Flynn, 1990; Jacobs *et al*, 1990).

Por ello, otro aspecto de interés a tener en cuenta como factor de cambio climático en el Mediterráneo es la evolución tectónica regional de la antigua Mesogea, desde el Indico hasta Iberia. La distribución espacial y temporal de temperaturas y precipitaciones puede ser modificada de manera sensible en una región si su evolución estructural genera nuevos elementos de relieve que distorsionen la circulación atmosférica y marina regional. Desde este punto de vista es obvio que toda la región vecina a la zona orogénica alpina ha experimentado cambios muy importantes en su relieve desde el Mioceno inferior a la actualidad. A lo largo del Mioceno, a consecuencia de sucesivos procesos de convergencia y colisión desarrollados entre el margen sur de Eurasia y varias placas litosféricas que se desplazaban hacia dicho margen (Africana, Italiana, Arábiga, India), tuvo lugar en la región del antiguo Tethys una sucesión de acontecimientos y procesos tectónicos de gran importancia. La edificación de los orógenos alpinos (Himalayas, Caucaso, Cárpatos, Apeninos, Alpes), la configuración de sus respectivas zonas de antepaís y el levantamiento de grandes zonas litosféricas en relación con la colisión continental y con los ajustes isostáticos fueron los principales acontecimientos que tuvieron lugar en la zona (Dercourt, *et al* eds, 1993).

A consecuencia de estos importantes cambios el clima de la región orogénica alpina y centroasiática pasó a ser de carácter más continental. Los movimientos litosféricos relacionados con todos esos procesos causaron cambios fundamentales en el ámbito paleogeográfico (Biju Duval y Montadert, 1977; Haq, 1981; Steininger *et al*, 1983; Barry *et al*, 1990, Dercourt *et al*, 1993) que se extendía desde el Indico al Pacífico. Desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno superior dos grandes procesos de cambio tuvieron lugar en lo que había sido el antiguo océano Tethys: La restricción de la circulación oceánica longitudinal (Haq, 1981b), la elevación altitudinal de extensas regiones relacionadas con la edificación de orógenos en zonas de colisión continental (Amano y Taira, 1992; Rea, 1993). Una consecuencia inmediata de ese proceso fue la modificación de la circulación atmosférica regional, que combinada con la redistribución de zonas marinas, pudo motivar apreciables cambios climáticos (Kutzbach *et al*, 1992) que a su vez pudieron afectar las comunidades

animales y vegetales de distintas regiones.

La busca de argumentos que expliquen la tendencia a la aridificación estacional de las condiciones climáticas del Vallesiense superior puede centrarse inicialmente en el ámbito Mediterráneo. La posible influencia de las modificaciones de la circulación regional en el Mediterráneo Occidental sobre la evolución registrada en las zonas emergidas de Iberia es difícil de establecer, dada la limitada información disponible. Con todo cabe aludir a la edificación en la región mediterránea de varios cinturones orogénicos y a la posterior formación de zonas emergidas de elevada altitud, que habrían podido distorsionado la circulación atmosférica existente y con ello la distribución de masas de aire cargadas de humedad (Bessedik, 1984; 1986; Suc, 1990a y 1990b; Suc *et al*, 1992). Esta explicación pretendería encontrar una causa relativamente inmediata para los cambios climáticos detectados y justificaría aquellos observados en las zonas perimediterráneas. Sin embargo no explicaría los cambios del mismo signo detectados en zonas europeas más septentrionales.

Las conexiones entre el Índico, el Atlántico y el Mediterráneo se mantuvieron en cierta medida hasta el Langhiense-Serravalliense, momento a partir del cual la restricción de conexiones se hizo cada vez más acusada (Dercourt *et al*, eds, 1993). Durante el Serravallinense terminal y el Tortoniense inferior las conexiones mediterráneo-índicas ya fueron muy restringidas. Así en el Mediterráneo Occidental y coincidiendo aparentemente con la tendencia general del océano mundial, se registra un apreciable incremento del δO^{18} en los depósitos burdigalienses a serravallienses del margen de Menorca (Mediterráneo Occidental). Ello denotaría la persistencia de una buena conexión durante ese largo período de tiempo, de este sector del Mediterráneo con el océano abierto (Vergnaud Grazzini, 1984). A partir del Serravalliense medio, los datos isotópicos indican que la evolución hidroquímica de las aguas mediterráneas se separa de la general oceánica bajo los efectos de un confinamiento tectónico creciente (Biju Duval *et al*, 1977; Dercourt *et al* 1994) que hacen la influencia de la evaporación cada vez mayor y la restricción de la circulación más acusada (Vergnaud Grazzini, 1984). Este hecho antecede el inicio de un proceso que culminará en el Mioceno superior con la crisis de salinidad del Messiniense (Vergnaud Grazzini, 1984). Las implicaciones climáticas de esta restricción de la circulación marina se podrían haber concretado durante el Vallesiense en la generación de masas de aire cálido y húmedo que habrían sido transportadas hacia las zonas continentales donde podrían haber dado lugar a precipitaciones estacionales.

Otros argumentos que expliquen la tendencia a la aridificación estacional de las condiciones climáticas del Vallesiense superior pueden buscarse fuera del ámbito estrictamente Mediterráneo. La busca de una explicación en un ámbito todavía regional pero más amplio, llevaría a considerar la posibilidad de cambios climáticos acaecidos a nivel de Eurasia debido

a los importantes acontecimientos estructurales acontecidos en su región suroccidental, es decir la edificación del cinturón orogénico del Himalaya y del extenso Plateau del Tibet. Prell y Kutzbach (1992) y Kutzbach *et al* (1993) han desarrollado modelos de simulación del clima de Eurasia bajo condiciones geográficas cambiantes, con el fin de valorar las posibles diferencias climáticas existentes entre dos situaciones geográficas extremas: las derivadas de la existencia o ausencia del relieve relacionado con el Himalaya y el Plateau del Tibet. Los resultados, siendo tentativos, abren un importante campo de sugerencias, por cuanto son coherentes a grandes rasgos con los datos disponibles en la actualidad. En efecto, los resultados sugieren que la generación desde el Mioceno a la actualidad del importante relieve del Himalaya, Tibet y regiones limítrofes pudo motivar apreciables cambios en temperatura, precipitación y humedad en los suelos. No sólo en las regiones inmediatamente vecinas, sino también hasta las regiones más occidentales del área mediterránea y hasta las más septentrionales de Asia. Los cambios en la región mediterránea introducidos a consecuencia de la existencia del importante relieve considerado, consistirían en un descenso de la temperatura media anual (del orden de -2° C) y de la precipitación media anual. Para Kutzbach *et al*, 1993, las tendencias de cambio obtenidas son coherentes con la recopilación de información paleoclimática disponible, ya que marcan claramente: 1) la aridificación hacia las regiones situadas al Oeste (es decir hacia las regiones peri-mediterráneas) y al Norte de la región sometida a la mayor elevación; y 2) tendencias de enfriamiento en las zonas situadas al N de las zonas peri-mediterráneas.

Evidentemente no es posible limitar la explicación de los complejos cambios paleoclimáticos reconocidos en una región tan extensa a un único factor, a pesar de su manifiesta importancia. Los mismos autores (Kutzbach *et al*, 1993) ponen de manifiesto algunas inconsistencias del modelo en lo que se refiere a la explicación de algunos rasgos climáticos actuales (esencialmente la temperatura) y expresan la necesidad de contar con otros factores. Sin embargo es sugerente la posibilidad de que el proceso de aridificación que se detecta de manera general en toda el área perimediterránea y en Iberia oriental durante el Vallesiense superior (Agustí, 1990; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1990 y 1990) tuviera cierta correspondencia con el rebasamiento de un umbral de la elevación de la región del Himalaya y del Plateau del Tibet, a partir del cual se habrían producido cambios paleoclimáticos significativos, que habrían abarcado extensas áreas. Merece destacarse el hecho que las distintas propuestas de datación de las etapas de climax en la edificación del Himalaya y en la generación de su importante elevación, las sitúan en torno a la edad correspondiente al Vallesiense y al tránsito Vallesiense-Turolense (11.1 Ma y 8.2 Ma para Amano y Taira, 1992; 11 y 8 Ma para Rea, 1993).

8.3.3. CONCLUSIÓN.

La evolución climática de la región mediterránea durante el Vallesiense fue el resultado de la interferencia de los efectos de cambio global (enfriamiento de las altas latitudes e implantación final de la circulación oceánica termohalina) y regional a nivel eurasiático (alzamiento de la región del Himalaya y del Plateau del Tibet). Por otra parte cualquier modificación climática relacionada en mayor o menor grado con los procesos globales y regionales debió verse necesariamente modulada por los cambios en las circulaciones atmosférica y oceánica regional, motivados por la evolución fisiográfica regional-local. Ésta incluyó la edificación de varios orógenos, la apertura de nuevas áreas oceánicas y la apertura y cierre de distintas conexiones oceánicas.

8.4. RELACIÓN DE LOS BIOEVENTOS VALLESIENSES CON OTROS EN EURASIA

Los resultados esbozados en apartados anteriores permiten aceptar un marco cronológico de referencia para los bioeventos característicos del Vallesiense en la región Mediterránea Occidental y buena parte de regiones vecinas (Agustí, 1978, 1981, 1982; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1990 a y b). A la vista de esa cronología cabe plantearse hasta qué punto los acontecimientos registrados son coincidentes con grandes cambios faunísticos reconocidos en otras regiones del globo.

Un análisis de este tipo está en general impedido por la falta de información contrastada tanto paleontológica como cronológica. No es frecuente contar con sucesiones faunísticas continuas y bien datadas. Una excepción en el ámbito de Eurasia lo constituye el registro paleobiológico neógeno del Potwar Plateau (Siwaliks, Pakistán) (Johnson *et al*, 1982; 1985; Barry y Flynn, 1989-90; Jacobs *et al*, 1989-90). En las sucesiones aluviales-fluviales de cuenca de antepaís de esta región existe uno de los registros paleomastológicos mejor conocidos y calibrados magnetoestratigráficamente de Eurasia. También en esta región se han realizado estudios sobre la composición isotópica de paleosuelos (Cerling *et al*, 1989, Cerling *et al*, 1993; Harrison *et al*, 1993) que han contribuido al conocimiento de la evolución de las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas en la región.

La correlación entre los cambios en diversidad y composición faunística en el Potwar Plateau y los cambios climáticos y paleoceanográficos globales, fue resaltada en su momento por Barry *et al* (1985) y posteriormente reconsiderada parcialmente como imprecisa (Barry y Flynn, 1990). Su mayor dificultad consiste en la falta de precisión en la correlación de los eventos continentales y oceánicos, así como la dificultad en comprender el grado de inercia y la intensidad con que afectan los distintos procesos de cambio global en regiones concretas.

En el caso del Potwar Plateau, la inmediatez del desarrollo de las elevaciones del Himalaya, ha llevado a sugerir su clara influencia sobre la evolución climática regional, por su condicionamiento del régimen climático monzónico que habría introducido una fuerte estacionalidad lluviosa-seca en la región (Cerling *et al*, 1989; Kutzbach *et al*, 1993). Este hecho, apoyado en los estudios isotópicos de los carbonatos de paleosuelos (Cerling y Bowman, 1989 y Cerling *et al* 1993; Harrison *et al*, 1993) ha sido matizado posteriormente como se ha indicado anteriormente por Cerling *et al*, (1993) quienes sugieren la posible importancia, adicional, de un cambio global del contenido en CO₂ de la atmósfera para explicar los cambios faunísticos que tuvieron lugar en sucesiones equivalentes al Turolense.

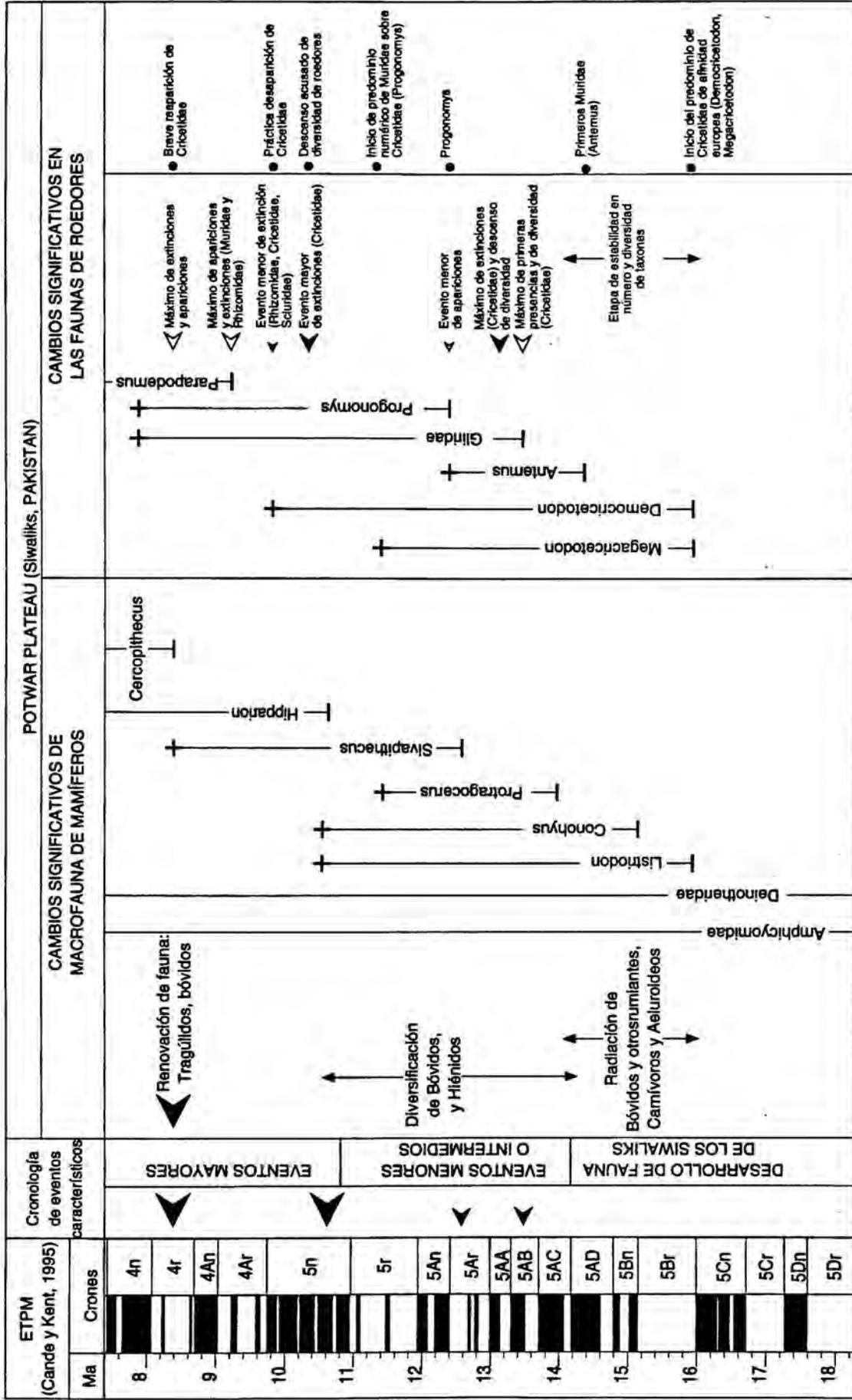


Figura 8.8: Cuadro de eventos faunísticos más significativos reconocidos en el Mioceno Medio y Superior del Potwar Plateau (Pakistan). Datos recopilados de Barry et al, 1982 y 1985; Barry y Flynn, 1989-90; Cerling et al, 1993; Cerling y Bowman, 1989; Jacobs et al, 1989-90. Las edades de los eventos han sido convenientemente adaptadas a la nueva calibración de la ETPM (Cande y Kent, 1995)

La cronología de bioeventos registrados en Potwar Plateau aparece indicada en la figura 8.8 a partir de los datos de Barry *et al* (1985), Barry y Flinn (1990), Cerling *et al* (1993), Cerling y Bowman (1989) y Jacobs *et al* (1990). La información ha sido adaptada convenientemente según la reciente calibración de la ETPM de Cande y Kent (1992 y 1995). Se comprueba que las faunas del Mioceno inferior y medio de esta región muestran una fuerte afinidad con las faunas africanas y asiáticas, mientras que con Europa sólo muestran algunos elementos comunes. En general, la diversidad de los distintos grupos taxonómicos es claramente distinta respecto a la de las regiones europeas (Bernor, 1984). A lo largo del Mioceno medio, en un intervalo de tiempo equivalente al Aragoniense medio y el Aragoniense superior (según correlación magnetoestratigráfica de las faunas aragonesas propuesta por Krijgsman *et al*, 1992) tuvo lugar la aparición de los primeros Muridae (*Antemus* y *Progonomys*), el registro de la entrada de una diversa fauna de Cricetidae de afinidades europeas (incluyendo *Democricetodon* y *Megacricetodon*) y varios eventos de apariciones y extinciones que afectaron sensiblemente la diversidad de este grupo de roedores. Jacobs *et al* (1990) señalan que el inicio del predominio numérico de los Muridae tuvo lugar después de la aparición de *Progonomys*. Merece ser destacado que algunos de estos cambios, de notable importancia, coinciden en el tiempo con una etapa de escasa variación o renovación faunística en el Mediterráneo occidental, coincidente con las biozonas de *M. ibericus* y *M. ibericus*+*Hipparion*.

Ya dentro del Mioceno superior y a pesar de ocasionales intercambios faunísticos, la provincia de los Siwaliks retuvo un carácter endémico bien diferenciado. Poco después del inicio del Mioceno superior (parte baja del Cron 5n y por lo tanto durante el Vallesiense inferior) tuvo lugar un importante proceso de extinciones de macromamíferos (entre ellos varias formas de Suidae) que sin embargo no afectó a otras (por ejemplo a los Hominoideos) y fue antecedida por el primer registro conocido de *Hipparion* en la región (Johnson *et al*, 1982). Este bioevento de extinción fue seguido por otro del mismo signo que afectó fundamentalmente a los Cricetidae y dio lugar a un marcado descenso de la diversidad de las faunas de roedores (Jacobs *et al*, 1990). Este acontecimiento tuvo lugar aproximadamente en la parte media del Vallesiense inferior (biozona de *Megacricetodon ibericus*+*Hipparion*) y no parece corresponderse en las faunas ibéricas con un acontecimiento especialmente importante. Por el contrario parece anteceder en el tiempo la renovación faunística que caracteriza en Iberia la aparición de *Cricetulodon*. Los Cricetidae desaparecieron prácticamente en la meseta de Potwar hacia el final del cron C5n, es decir en un lapso de tiempo equivalente al Vallesiense inferior terminal, dentro del lapso de tiempo definido por la biozona de *Cricetulodon* en el Vallès-Penedès.

Ninguno de los cambios faunísticos registrados con posterioridad en el Plateau de Potwar parece revestir una importancia similar a los registrados en el Mediterráneo Occidental, tales

como el tránsito entre el Vallesiense inferior y el superior (en el cron C4Ar.3r) o entre el Vallesiense y el Tuoliense (entre C4Ar.1r y C4An). El siguiente cambio faunístico importante en Potwar Plateau tuvo lugar en la parte alta de C4r, dentro ya del lapso de tiempo correspondiente al Tuoliense. Este bioevento implicó una renovación radical de la fauna de tragúlidos y bóvidos, una breve reaparición de los Cricetidae y el relevo del Hominoideo *Sivapithecus* por *Cercopithecus*, entre otros cambios significativos.

De todo lo expuesto cabe concluir que los bioeventos registrados en el Mediterráneo Occidental y en el Potwar Plateau muestran en ocasiones significación similar (aparición de *Hipparion* en un entorno faunístico relativamente estable, relevo de los Cricetidae por los Muridae, descensos acusados de diversidad, etc). Sin embargo es evidente que estos procesos fueron claramente heterócronos y aunque debieron estar controlados por procesos de índole similar, tuvieron una cronología e intensidad distintas.

Así, por ejemplo, la expansión de *Progonomys* hacia Europa y el área mediterránea tuvo lugar con posterioridad a la implantación de su predominio sobre las faunas de roedores de los Siwaliks. Es igualmente remarcable que la diferencia temporal entre la aparición de *Progonomys* en Siwaliks y en Europa es mayor que la que se observa entre los primeros registros de *Parapodemus* en ambas regiones.

A la vista de lo anterior, las correlaciones biocronológicas entre ambas regiones, biogeográficamente bien distintas, se demuestran como claramente arriesgadas, no sólo las fundamentadas sobre los rangos de aparición de taxones individuales (por ejemplo *Progonomys*, *Parapodemus*), sino también aquellas basadas en eventos faunísticos que afecten al conjunto de la biota paleomastológica.

8.5 CONCLUSIONES PALEOBIOCRONLÓGICAS GENERALES

De manera totalmente preliminar, en esta memoria de doctorado ha sido posible iniciar la comparación de la evolución de dos conjuntos faunísticos eurasiáticos sobre la base de su enmarcamiento en una escala cronológica común. De este análisis resultan algunas ideas generales que merecen resaltarse.

Con frecuencia, a pesar de que existe una aceptación implícita de que las correlaciones biocronológicas pueden ser hasta cierto punto heterócronas (Bernor, 1984; Agustí y Moyà, 1991; De Bruijn *et al*, 1992), este posible inconveniente tiende a ser olvidado. En contra de lo habitualmente aceptado (ver por ejemplo Jacobs *et al*, 1990), los datos aportados en esta memoria doctoral confirman claramente que procesos de cambio faunístico hasta cierto punto similares no tienen necesariamente que ser isócronos y, en algunos casos, éstos son claramente heterócronos.

En ocasiones se ha aducido que *"The reliability and viability of long distance biostratigraphic correlations greatly depends upon the completeness of the faunal successions being compared (...) it is generally accepted that entire faunas provide a more acceptable sense of correlation"* (Pickford y Morales, 1994). Es decir, que las correlaciones basadas en cambios que afecten a asociaciones faunísticas son más fiables que aquellas que se basan en taxones aislados. De hecho este criterio es uno de los utilizados para criticar el uso de biohorizontes puntualmente basados en la aparición de un taxón (por ejemplo *Hipparion*). Sin embargo, la comparación de los cambios faunísticos en el Vallès-Penedès con los que acontecieron en la región al Sur del Himalaya, nos indican claramente que este apriorismo no puede seguir siendo admitido, bajo el riesgo de caer en razonamientos circulares.

Una de las conclusiones a extraer de los resultados expuestos es la necesidad de verificar y contrastar en la medida de lo posible los datos biocronológicos, dadas las claras evidencias de heterocronía de algunos bioeventos.

9. FORMALIZACIÓN DEL PISO VALLESIENSE COMO UNIDAD CRONOESTRATIGRÁFICA CONTINENTAL

9.1. EXIGENCIAS PARA UNA DEFINICIÓN FORMAL DEL VALLESIENSE

Los resultados obtenidos del estudio litoestratigráfico, bioestratigráfico y magnetoestratigráfico de las sucesiones del Vallès Occidental ofrecen la posibilidad de formalizar el Vallesiense como unidad cronostratigráfica continental. Aunque el uso del Vallesiense como "piso" aparece muy extendido en la literatura del Neógeno continental de extensas regiones de Europa y Africa, de manera implícita se suele asumir que su uso se realiza fundamentalmente como edad mastológica. Numerosos autores han indicado explícitamente las carencias del uso del término con connotaciones cronoeestratigráficas, dada la pobreza de su definición (ver sección de antecedentes del capítulo 5).

Sobre el Vallesiense, tal como era conocido hasta la realización de este trabajo, podían plantearse varias cuestiones. Las primeras se referían a cuales de las exigencias generales que se requieren para considerar bien establecida una edad mastológica (y en su caso, un piso continental) cumplía adecuadamente el Vallesiense. Los puntos considerados más importantes eran los siguientes:

- 1) ¿ Se había establecido el intervalo cronológico del Vallesiense a partir de un esquema

biocronológico basado en la superposición estratigráfica?

2) ¿El límite inferior (siguiendo el criterio general en el establecimiento de unidades mastológicas expuesto por Lindsay y Tedford, 1990) estaba bien definido y era razonablemente isócrono? Y si lo era, ¿dentro de qué área?

3) ¿Se había probado satisfactoriamente que el intervalo temporal estaba bien definido y no mostraba hiatos o solapamientos respecto a las unidades cronológicas infra y suprayacentes (en este caso el Aragoniense y el Turolense)?

4) ¿Se habían definido adecuadamente las biozonas de mamíferos consideradas características del Vallesiense? ¿Había sido contrastada su utilidad en otras regiones?

5) ¿Se podía establecer la correlación del Vallesiense con los pisos marinos del Mioceno medio-superior o con otras unidades?

Las respuestas a estas cuestiones, tal como se ha visto en los apartados correspondientes, son positivas. El Vallesiense cumple satisfactoriamente estos requisitos y puede ser considerado como definible y formalizable como piso continental. Por ello cabe plantear:

1) Proporcionar un marco litoestratigráfico para las biocronozonas establecidas para el Vallesiense.

2) Situar los límites bioestratigráficos superior e inferior del Vallesiense aceptados comunmente (ver capítulo 5) en las sucesiones estratotípicas.

3) Especificar las magnetocronozonas incluibles en el Vallesiense y sus relaciones con las biozonas definidas.

El Vallesiense tiene una tradición de uso de casi 50 años como edad mastológica. Por ello no cabe considerar la definición aquí realizada como una revisión de la anterior (claramente definida en sus términos biocronológicos) sino como una propuesta que permitiría precisar mejor su utilización cronoestratigráfica. Es preciso insistir aquí que el mayor interés de la formalización no es tanto establecer un esquema rígido en el cual encorsetar la información disponible, como intentar objetivar con una referencia clara la definición del término Vallesiense.

Tal como aparece especificado en la Guía Estratigráfica Internacional (Salvador, 1994) para que el Vallesiense pueda ser aceptado como unidad formalizada debe cumplir los siguientes

requisitos:

- 1) Definición completa y clara, caracterización y descripción de la unidad de tal manera que cualquier investigador pueda reconocerla inequívocamente.
- 2) Propuesta del tipo, nombre y rango de la unidad
- 3) Designación de un estratotipo (sección tipo) o localidad tipo sobre la que se ha basado la definición y descripción de la unidad.

9.2. DENOMINACIÓN DEL PISO VALLESIENSE.

El piso Vallesiense recibe su denominación a partir de la propuesta inicial de Crusafont (1948, 1950), derivada de la comarca del Vallès. Ésta, situada en el contexto de la Depresión del Vallès-Penedès, contiene las sucesiones mejor conocidas y bioestratigráficamente mejor caracterizadas que pueden ser referidas al piso formalizado (Capítulo 5).

9.2.1. ESTRATOTIPO

Las sucesiones estratotípicas se localizan en la comarca del Vallès, en los sectores que se extienden desde la Riera de Les Arenes hasta el sector de Terrassa y Viladecavalls. Las sucesiones se ven afectadas por un sistema de fallas normales, pero a pesar de ello es posible caracterizar con claridad las sucesivas biozonas y magnetozonas que se integran en el piso, y correlacionarlas con fiabilidad entre la mayor parte de los diversos bloques, gracias a las zonaciones basadas en los mamíferos fósiles y en la magnetoestratigrafía (Capítulos 5 a 7).

Las sucesiones más completas en las que se basaría el estratotipo son las situadas en el bloque de Les Fonts, complementado con las sucesiones de los bloques de Montagut, Viladecavalls y Terrassa. El acceso y ubicación de las sucesiones está indicado en el mapa de la figura 2.5 y sus características litoestratigráficas, bioestratigráficas y magnetoestratigráficas aparecen especificadas en los apartados correspondientes de esta memoria (capítulos 4, 5 y 6) y resumidos en las figuras 7.1 y 7.5.

9.2.2. CARACTERIZACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA.

Las sucesiones vallesienses en su zona estratotípica están incluidas dentro de los denominados Complejos Continentales Superiores, que en el Vallès occidental incluye los sistemas aluviales de Olesa-Les Fonts, Terrassa-Viladecavalls, Castellar del Vallès y Sentmenat. La mayor parte de las sucesiones de mejor calidad de afloramiento se sitúan en depósitos de los dos primeros. Sin embargo, localidades muy significativas en la caracterización del Vallesiense (por ejemplo Can Llobateres) se localizan en sucesiones de depósitos del sistema de Castellar (capítulos 2 y 4).

Las sucesiones proximales de estos sistemas son predominantemente conglomeráticas, mientras las medias y medias distales muestran un incremento significativo del porcentaje de depósitos lutíticos. Sólo en las sucesiones más distales o marginales las lutitas se hacen claramente dominantes (capítulo 4).

La potencia de las sucesiones vallesienses aflorantes en la zona estratotípica alcanza unos 400

m medidos en el bloque de Les Fonts, pudiendo ser el doble en el sector de Viladecavalls, próximo a la falla principal que delimita por el NW la depresión del Vallès-Penedès (capítulos 4 y 7, fig. 7.1).

9.2.3. CARACTERIZACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA Y MAGNETOESTRATIGRÁFICA.

Partiendo de la base de su exhaustiva justificación como unidad biocronológica, el límite inferior del Vallesiense en su zona estratotípica se definiría por la aparición del équido tridáctilo *Hipparion*, que tuvo lugar con certeza en el cron c5.1n, aunque no es descartable una aparición ligeramente anterior, dentro de la mitad superior de C5r. El límite superior correspondería a la desaparición de *Progonomys* y su relevo por formas de Muridae característicos del Turolense del oeste de Europa (*Parapodemus lugdunensis*, Agustí com personal, 1995) Este hecho tendría lugar bien en la parte alta del cron C4Ar.1r o ya dentro del cron C4An. La por el momento escasa definición del límite superior del Vallesiense en las sucesiones estratotípicas no impide su caracterización como unidad cronoestratigráfica toda vez que la existencia en el Vallès del estratotipo de límite inferior es ya suficiente, tal como aparece especificado en la Guía Estratigráfica Internacional (Salvador, 1994, pp. 88 a 90). La definición del Vallesiense es complementable con la del estratotipo de límite superior del Turolense definible o definido en otras cuencas ibéricas (cuenca de Teruel). Este estratotipo de límite superior es además posiblemente reconocible con garantías en el sector del Penedès, en las sucesiones existentes entre Hostalets de Pierola y Piera.

Dentro de los límites así establecidos quedarían incluidas las biozonas de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*, de *Cricetulodon* (ambas correspondientes a la biocronozona MN-9 de la escala biocronológica del Neógeno europeo), de *Progonomys* y de *Rotundomys bressanus* (a su vez correspondientes a la biocronozona MN-10 de la escala biocronológica del Neógeno europeo).

Dentro de los límites establecidos quedarían incluidos los crones comprendidos entre C5r.1n y la parte alta de C4Ar.1r o C4An.

9.2.4 EDAD GEOLÓGICA.

Con la acepción restrictiva adoptada aquí, el piso Vallesiense comprendería el lapso de tiempo entre aproximadamente 11.1 Ma y 9.0 Ma (asumiendo la calibración de la ETPM de Cande y Kent, 1995). El límite superior cronológico deberá ser comprobado con mayor fiabilidad en sucesiones donde sea posible reconocer adecuadamente el tránsito Vallesiense superior-Turolense inferior.

ETPM (Cande y Kent, 1995)		SERIES	PISOS	ZONAS DE BLOW	EUROPA OCCIDENTAL			NORTEAMÉRICA			
Ma	Cronas				EDADES MASTOLÓGICAS	ZONAS MN <small>De Bruijn et al, 1992 Agusti y Moyà, 1991</small>	PISOS CONTINENTALES	EDADES MASTOLÓGICAS			
6	3r	MIOCENO SUPERIOR	MESSINIENSE	N18	TUROLIENSE	MN 13	MN 13	TUROLIENSE	HEMPHILIENSE		
	3An										
7	3Ar										
	3Bn/r		TORTONIENSE	N17		MN 12	MN 12				
8	4n										
	4r										
9	4An		MIOCENO MEDIO	SERRAVALLEIENSE	9.0	N16	MN 11	MN 11	VALLESIENSE	VALLESIENSE	
	4Ar										
10	4Ar										
	5n			LANGHIENSE	N15		MN 10	MN 10			
11	5r										
	5r										
12	5An	SERRAVALLEIENSE		N14	11.1	N10	MN 9	MN 9b	ARAGONIENSE	BARSTOVIENSE	
	5Ar										
13	5AA										
	5AB										
14	5AC										
	5AD										
15	5Bn	LANGHIENSE	N9	ORLEANIENSE		MN 8/7	MN 8				
	5Br										
16	5Br		N8			MN 6	MN 7				
						MN 6	MN 6				
						MN 5	MN 5				
						MN 4	MN 4				

Figura 9.1: Correlación de los pisos continentales del Mioceno medio y superior de Europa con los de Norteamérica y la escala cronoestratigráfica estándar. Datación de las Zonas de Blow según revisión de Hardenbol et al (en preparación). Datación de las Zonas de MN: Aragoniense según Krijgsman et al (1994); Turoliense según Steininger et al (en prensa); Vallesiense según este trabajo. Edades mastológicas de Norteamérica según Whistler y Burbank (1992) y Opdyke (1990).

9.2.5. CORRELACIÓN CON OTRAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS.

Tal como se ha expuesto en el apartado de antecedentes sobre el Vallesiense (capítulo 5) la correlación del Vallesiense con otras unidades estratigráficas es discutida, debido tanto a la imprecisión de sus propios límites como los de las unidades potencialmente equivalentes. Esta imprecisión se hace muy evidente consultando las distintas contribuciones sintéticas realizadas al respecto en los últimos años (Steininger et al, 1990; Berger, 1992; Hardenbol et al, 1995

en prensa; Berggren *et al*, 1995 en prensa; Steininger *et al*, 1995 en prensa).

A partir de los datos disponibles (fig. 9.1) y tomando como base la escala cronostratigráfica propuesta por Berggren *et al*, 1995 en prensa y Hardenbol *et al* 1995 en prensa, el Vallesiense es equivalente con seguridad al Tortoniense inferior; es decir, a la parte alta de la biozona de foraminíferos N-15 y a la casi totalidad de la N-16 de Blow, si bien la parte alta de esta biozona quedaría excluida. Con menor certeza no es posible descartar por el momento que la parte más antigua del Vallesiense pueda alcanzar a corresponder también a la parte baja de la N-15 y a la alta de la N-14 (si se extendiera el límite del Vallesiense hasta el cron C5r.2n). Si eso fuera así la parte basal del Vallesiense se solaparía ligeramente con la parte terminal del Serravalliense. De todos modos es evidente que en ningún modo alcanzaría el Serravalliense medio, tal como fue propuesto en algunos casos (Steininger *et al*, 1990).

Con respecto a las escalas del Paratethys central, la posición del Vallesiense quedaría fijada en la parte inferior del piso Pannoniense, equivalente al Serravalliense Terminal y al Tortoniense (Steininger *et al*, 1995 en prensa). Respecto a la escala del Paratethys oriental correspondería al Khersoniense y a la parte terminal del Bessarabiense. Estas equivalencias son sólo aproximadas y pendientes de que los límites de estos pisos se fijen mediante criterios más precisos en el futuro.

Por último, respecto a las edades mastológicas norteamericanas (fig. 9.1), el Vallesiense se correspondería con la mitad superior del Clarendoniense y solaparía una pequeña parte del Hemphiliense superior. Esta propuesta de correlación matiza y precisa las existentes con anterioridad (Lindsay y Tedford, 1990; Opdyke 1990).

9.3. EL VALLESIENSE FUERA DE SU ZONA ESTRATOTÍPICA. POSIBILIDADES DE EXTENSIÓN DE SU USO.

9.3.1. INTRODUCCIÓN

Una unidad biocronológica se define sobre la base de uno o varios bioeventos que tienen lugar dentro de un determinado ámbito geográfico y que pueden afectar uno o varios conjuntos faunísticos o florísticos que pueden compartir un número variable de elementos comunes entre sí. La isocronía de estos bioeventos se puede aceptar como prácticamente segura en dominios geográficos de una cierta extensión. La extensión geográfica en la que el bioevento será isócrono, vendrá determinada por la rapidez de su propagación que depende, a su vez, de la incidencia sobre los organismos de multitud de factores paleogeográficos, paleoclimáticos, paleoecológicos, etc. Por encima de una cierta dimensión geográfica, que depende de los citados factores, los bioeventos son necesariamente algo o muy heterócronos. Este hecho no invalida su utilidad como criterio de subdivisión biocronológica. En ausencia de otros elementos de apoyo, tampoco invalida su utilidad para una correlación temporal aproximada entre faunas, en la que siempre viene implícito un cierto error. Asumiendo la existencia de ese error, las correlaciones biocronológicas a escala continental o intercontinental siempre se han de plantear como hipótesis iniciales pendientes de validación a partir de otros criterios.

La posibilidad de calibrar el rango cronológico de las faunas de vertebrados a partir de una o varias fuentes de información independientes introduce sin embargo una nueva forma de aproximación al problema, radicalmente distinta a la anterior. Las dataciones radiométricas, magnetoestratigráficas y de otro tipo permiten avanzar en la verificación o refutación de las correlaciones biocronológicas propuestas asumiendo como hipótesis inicial la isocronía de los bioeventos. La verificación lleva a confirmar la posibilidad del uso de determinado bioevento como elemento de correlación temporal fiable en un determinado ámbito geográfico. En el caso de refutación se demuestra la clara heterocronía de los bioeventos y la imposibilidad de su uso como criterio de correlación preciso en dominios geográficos concretos. De la refutación resulta sin embargo una conclusión claramente positiva: la posibilidad de estimar la velocidad de los procesos de migración de la biota terrestre y de analizar sus implicaciones paleogeográficas, paleoclimáticas etc.

La situación planteada en la actualidad radica en que cuanto mayor es la posibilidad de contrastar y afinar independientemente el grado de isocronía o heterocronía de los bioeventos en distintas regiones geográficas, más evidentes se hacen las posibles contradicciones. Estas contradicciones nacen de la heterocronía de los límites de las unidades biocronológicas, en especial al considerar extensas áreas geográficas. El grado de refinamiento de la datación se

incrementa hasta el punto que cabe, finalmente, plantearse cual es el rango de heterocronía aceptable para poder mantener el uso de una unidad biocronológica o cronoestratigráfica dentro de su acepción original.

Los hechos expuestos han de tenerse presentes también en el caso que nos ocupa pues pueden llevar a plantear la necesidad de restringir el uso de determinadas acepciones de las edades mastológicas o pisos continentales a aquellas regiones en las que la isocronía de los límites biocronológicos y cronoestratigráficos propuestos se pueda cumplir de manera ajustada con mayor probabilidad.

9.3.2. UTILIDAD Y ÁMBITO DE USO DEL VALLESIENSE.

La discusión en torno a la validez y posibilidades de extensión del Vallesiense como unidad cronoestratigráfica, como piso continental, no puede separarse hasta cierto punto de su posible significación como edad mastológica. Esta afirmación se basa en la evidente estrecha relación (si no total identidad para muchos autores) existente entre ambos tipos de unidades. Sin embargo es preciso recordar los distintos enfoques y criterios utilizados para definir uno y otro tipo de unidades. Estos distintos enfoques llevan asociados de hecho distintos grados de exigencia sobre la isocronía o heterocronía de los límites definidos (ver de Bruijn *et al*, 1992 y Amos, 1994).

El uso del Vallesiense como unidad biocronológica en otras regiones vecinas fuera de su zona estratotípica no plantea mayores problemas. De hecho su uso se ha extendido de manera generalizada a Europa Occidental y otras regiones perimediterráneas (ver apartado 5). La secuencia de eventos paleobiológicos que permiten definir el Vallesiense es reconocida en mayor o menor medida en extensas regiones (Agustí y Moyá, 1990). Al margen de una posible heterocronía de estos acontecimientos y a la espera de precisar la misma mediante técnicas de datación adecuadas en cada región, el Vallesiense es una edad mastológica bien definida y de utilidad demostrada. Como unidad biocronológica la base del Vallesiense está definida por la primera aparición de *Hipparion*. Su límite superior se ha confirmado recientemente (ver capítulo 5) a partir de la primera aparición del múrido *Parapodemus lugdunensis* (Agustí com oral, 1995). La isocronía de estos datum se puede aceptar como potencialmente cierta en extensos dominios geográficos de Europa y el área del Mediterráneo. Fuera de esos dominios, los biohorizontes establecidos, en el caso de que sean reconocibles con total fiabilidad, pueden ser algo heterócronos.

La utilidad real y práctica de una edad mastológica reposa sobre la base del reconocimiento

en las sucesiones estratigráficas de los elementos paleofaunísticos que la caracterizan. De este modo la edad mastológica Vallesiense es de segura utilidad para extensas regiones de Europa, Asia y Africa vecinas a la Mesogea. Su utilidad real y practicidad es menos segura a medida que el número de elementos paleofaunísticos comunes respecto a las faunas de referencia disminuye hasta quedar prácticamente reducido a la presencia de *Hipparion* (caso de las faunas chinas, pakistanís etc). En esta situación el problema planteado es diferente: se trata de intentar verificar o refutar, mediante criterios independientes, la isocronía del FAD (o del Earliest Known Datum de Pickford y Morales, 1994) de *Hipparion* a fin de confirmar o rechazar su utilidad como elemento de correlación entre conjuntos faunísticos muy diferenciados.

La verificación de una isocronía aceptable (es decir de una leve heterocronía) del datum de *Hipparion* en el Viejo Mundo permanece pendiente de contrastación. Pero merece recordarse que no puede ser considerada todavía como totalmente refutada (capítulo 8). Por ello, dentro de ciertos límites geográficos razonables, pendientes de definición, quizá puede ser utilizado como un instrumento útil de correlación temporal, que permita relacionar a las faunas vallesienses con conjuntos faunísticos muy alejados de la región de la Mesogea.

Como piso continental con acepción cronoestratigráfica la definición del Vallesiense debe ser considerada de manera restrictiva, al igual que otros pisos similares también definidos en la Península Ibérica (Ramblense, Aragoniense, Turolense, Alfambriense). De este modo el límite inferior del Vallesiense como piso continental estaría definido por la aparición de *Hipparion* en las sucesiones del Mioceno del Mediterráneo Occidental. Por el momento en el Vallès-Penedès esta primera aparición se ha reconocido con certeza dentro del cron C5r.1n. El límite superior del Vallesiense correspondería a la aparición del murido *Parapodemus lugdunensis* en la misma cuenca o cuencas vecinas en la Península ibérica, que habría tenido lugar posiblemente dentro del cron C4An. La aplicación de esta división cronoestratigráfica continental sería válida con mucha probabilidad para buena parte de Europa Occidental e incluso otras zonas perimediterráneas orientales y del Norte de Africa. Su aplicación en zonas geográficas más alejadas no puede ser aceptada de manera apriorística y necesitaría ser verificada.

Aquí se propone aceptar el uso del término Vallesiense con carácter cronostratigráfico potencialmente válido al menos dentro del ámbito de Europa Occidental y algunas regiones perimediterráneas. Su uso en otras regiones sólo podrá verificarse con rigor una vez se haya establecido la edad de las sucesiones faunísticas equivalentes de otras regiones mediante criterios independientes (radiométricos, magnetoestratigráficos).

10. IMPLICACIONES GEOLÓGICAS.

La correlación magnetoestratigráfica de las sucesiones estudiadas con la ETPM ha permitido obtener una serie de informaciones útiles para la interpretación de la evolución tectonosedimentaria de la Cuenca del Vallès-Penedès en el sector estudiado. La contribución más inmediata en este aspecto es la datación absoluta conforme a una escala magnetoestratigráfica estándar (Cande y Kent, 1995) de las unidades litoestratigráficas del Mioceno medio y superior en el Vallès Occidental. En segundo lugar, la correlación entre las sucesiones de los distintos bloques ha permitido determinar la magnitud de los desplazamientos verticales de las principales fracturas que compartimentan la cuenca. Esta información se ha integrado con los datos cartográficos y de subsuelo disponibles para elaborar un corte transversal de la cuenca. En tercer lugar, el análisis de la subsidencia en los diferentes bloques ha permitido aportar algunas precisiones sobre la evolución tectonosedimentaria y de los sistemas deposicionales en las etapas tardías del relleno de la cuenca durante el Mioceno Medio y Superior.

10.1. EDAD DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.

Los sedimentos más antiguos datados en este trabajo (fig. 10.1) corresponden a los niveles aragonienses inferiores de los Complejos Continentales Inferiores, con edad Langhiense en base a su atribución magnetoestratigráfica combinada con la información bioestratigráfica disponible (Magné, 1979). Los sedimentos suprayacentes del Complejo Marino y de Transición, que afloran de manera discontinua a lo largo de las proximidades del margen suroriental de la Cuenca entre Martorell y Cerdanyola han sido datados igualmente como langhienses, con una edad aproximada de 15.5 Ma según la más reciente calibración de la ETPM (Cande y Kent, 1995). Los sedimentos aragonienses a turolenses de los Complejos

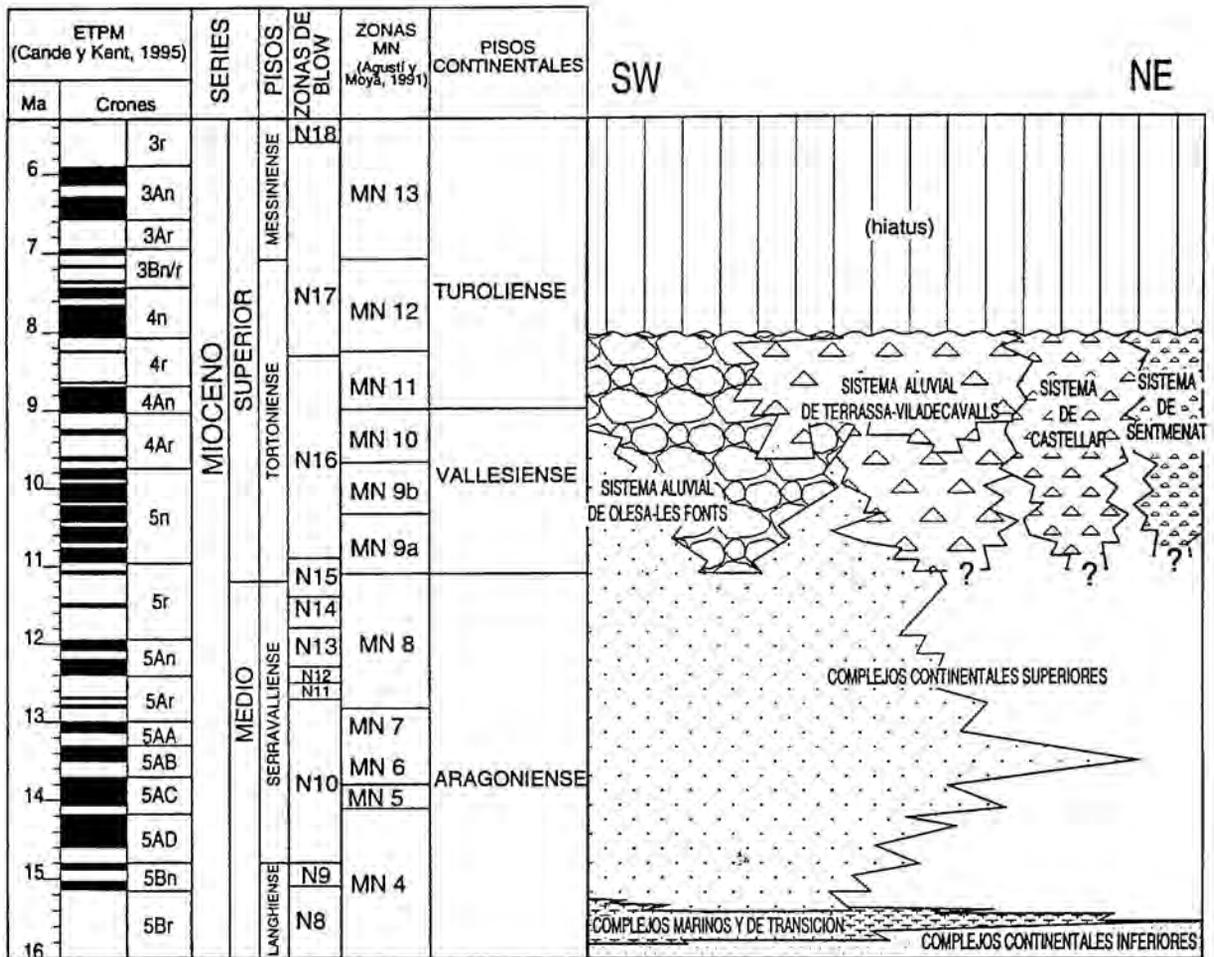


Figura 10.1: Esquema litoestratigráfico de las unidades del Vallès Occidental con sus atribuciones cronoestratigráficas.

Continetales Superiores que afloran en el resto del área estudiada se sitúan por encima del Complejo Marino y de Transición y cubren desde el Langhiense hasta el Tortoniense inferior y parte baja del superior.

En el Vallès Occidental, los sedimentos de las unidades continentales pertenecen en su mayor parte al sistema aluvial de Olesa-Les Fonts. Las paleocorrientes estimadas en los sedimentos de este sistema (Fig. 6.19) indican unos aportes dominantes desde el WNW, localizándose los sectores más proximales del sistema en el área de Olesa. La variación en la litología de los cantos indica una evolución en la composición del área fuente: durante la sedimentación de las unidades inferiores de edad langhiense ésta estuvo compuesta por materiales básicamente paleozoicos, mientras que en el Tortoniense se evidencia ya la contribución de rocas sedimentarias triásicas y, en una proporción muy baja, también terciarias. En los conglomerados de edad Vallesiense Inferior (Tortoniense inferior) se han hallado cantos de calizas con alveolinas de edad Ilerdiense (Serra Kiel, 1994, comunicación personal). Este hecho podría indicar que en el Vallesiense la erosión remontante del sistema aluvial podía

haber alcanzado ya los depósitos de la Cuenca del Ebro. Sin embargo, la presencia de cantos con *Alveolina* plantea un problema, dado que no se han reconocido depósitos de plataforma marina ilderdiense en este sector del margen SE de la Cuenca del Ebro inmediatamente vecino del Vallès Occidental. La respuesta a esta cuestión giraría fundamentalmente en torno a dos posibilidades: 1) La extensión del área de drenaje del sistema aluvial vallesiense de Olesa-Les Fonts alcanzaba ya una amplia distribución que abarcaba áreas alejadas de las zonas apicales del sistema (sector SW de la "cuenca" de Igualada); 2) La existencia de láminas cabalgantes con calizas ilderdienses formando parte del edificio orogénico de la Cordillera Prelitoral. A la vista de la información disponible, teniendo en cuenta la entidad del volumen mínimo de materiales terrígenos que integran el sistema aluvial de Olesa-Les Fonts en el Vallès Occidental y el Penedès, es razonable pensar que la primera solución es la más probable. Los más de 350 km³ de sedimentos miocénicos que contiene el sistema de Olesa-Les Fonts, difícilmente pudieron provenir únicamente de las láminas de cabalgamiento de la Cadena Prelitoral (lo que implicaría la existencia de una cadena montañosa con altitudes medias de más de 3.000 metros), sino que la denudación debía abarcar una extensión mucho más amplia. De ser así, podría afirmarse que la erosión remontante de la red de drenaje afectaba ampliamente a los sedimentos de la Cuenca del Ebro ya durante el Tortoniense inferior, hace ya 11 Ma.

Los sedimentos del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls que afloran en el área estudiada tienen una edad aragoniense superior a vallesiense y se correlacionan lateralmente con los sedimentos del sistema Olesa-Les Fonts. Los sedimentos más antiguos de este sistema en el área estudiada son los de la localidad de Can Misert (MS en la Fig. 2.5) con una edad de alrededor de 11 Ma. Si bien no se tiene registro de faunas que lo confirmen en este sector, parece muy probable que los sedimentos de la parte alta del Bloque de Terrassa estén registrando ya el Turolense inferior, con una edad alrededor de los 8.5 Ma (Fig. 10.1). Las direcciones de paleocorrientes de este sistema en los bloques de Terrassa y Montagut indican aportes desde el NNE (Fig. 6.19), confirmando un área fuente localizada en el área situada entre Terrassa y Matadepera. El sistema de Terrassa-Viladecavalls, igual que los sistemas vecinos de Castellar y Sentmenat, drenaba un área fuente de extensión mucho más reducida que el sistema de Olesa-Viladecavalls, no alcanzando nunca a erosionar materiales de la Cuenca del Ebro. Este hecho implica que las condiciones de evolución morfoestructural de las áreas fuente y del nivel de base en las áreas de sedimentación no permitieron el desarrollo de una apreciable erosión remontante.

10.2 EVALUACIÓN DE LA SECUENCIALIDAD.

Dentro de las facies aluviales medias del sistema de Olesa-Les Fonts los sedimentos se organizan en secuencias de orden decamétrico (de 10 a 20 metros de potencia) compuestas por un término conglomerático inferior y un tramo lutítico arenoso superior masivo con paleosuelos carbonatados. Estas secuencias representan los sucesivos episodios de expansión de lóbulos activos, relleno de canales y avulsión que caracterizan al sistema aluvial (ver Blair y McPherson (1994) para una revisión de estos aspectos). Cada episodio consta de tres etapas: una primera etapa de erosión y excavación de zonas laxamente canalizadas; una segunda etapa de relleno con sedimentos gruesos conglomeráticos y arenosos; y una tercera etapa de abandono del canal y deposición de sedimentos finos de llanura lutítica distal o marginal.

Las etapas de erosión de la base de cada secuencia, dado que no dejan registro sedimentario, son difíciles de evaluar. En el sector de Viladecavalls, no obstante, se ha podido obtener una estimación del vacío sedimentario asociado a una de estas superficies de erosión desarrolladas bajo los niveles conglomeráticos (Fig. 6.60). La correlación magnetoestratigráfica entre los perfiles cercanos de Can Turu y Cerámicas Viladecavalls implica una erosión en el techo de Can Turu de unos seis metros, lo que significa una pérdida de registro de unos treinta mil años. Las etapas de relleno de canal son generalmente multiepisódicas, con frecuentes erosiones y amalgamamiento de cuerpos lenticulares más o menos canalizados. Las dimensiones de cada cuerpo canalizado dentro de un paquete conglomerático son de 1 a 4 metros de alto y de 5 a 20 de ancho. El relleno de los canales presenta una secuencia granodecreciente dominada por conglomerados en su mayor parte y cortos episodios arenosos hacia el techo del canal. La tercera y última etapa de cada episodio corresponde a la deposición de sedimentos finos de llanura lutítica una vez el canal ha dejado de ser activo. La extensión lateral de estas secuencias es limitada y no permite establecer correlaciones a esta escala entre sucesiones separadas unos pocos kilómetros. Los depósitos de llanura lutítica reconocidos en una sucesión equivalen lateralmente a los depósitos de relleno de canal en áreas vecinas.

En base a las dataciones magnetoestratigráficas de los perfiles se ha calculado que el período medio de recurrencia de las secuencias de relleno y avulsión de los canales está entre sesenta y ochenta mil años aproximadamente. Estas secuencias fundamentales a su vez se ordenan en una secuencia de orden mayor que representa la progradación y retrogradación del sistema aluvial. La retrogradación de los lóbulos está representada por un incremento progresivo de la potencia de los tramos de llanura de lutítica frente a los tramos conglomeráticos canalizados, tal como se ilustra en el perfil de Can Guilera (Fig. 4.2). Inversamente, la progradación del sistema queda marcada por el aumento progresivo en la proporción de

conglomerados frente a los tramos lutíticos (Ej: Perfil de Creu de Conill, Fig. 4.2). La secuencia de retrogradación y progradación reconocida en el Bloque de Les Fonts, representada por los perfiles de Can Guilera y Creu de Conill) tiene una potencia de 350 metros y representa un período de tiempo de 1.7 Ma.

10.3. EVALUACIÓN DEL SALTO DE LAS FALLAS.

El relleno de la Cuenca del Vallès-Penedès se caracteriza por una estructuración en bloques basculados y levantados unos respecto de otros. En el sector estudiado del Vallès Occidental, la estructuración está conducida por fracturas que pueden agruparse en dos conjuntos en base a su orientación. El conjunto principal de fracturas corresponde a las fallas de dirección NE-SW, paralela a la dirección de elongación de la cuenca. Está constituido por dos familias antitéticas de fallas normales, sintéticas entre sí y con buzamientos hacia el interior de la cuenca. Éstas fallas se integran dentro del conjunto de megafracturas que determinan la estructura de altos estructurales y fosas del margen catalán. El segundo conjunto de fracturas de menor entidad tiene una dirección N-S y aparentemente no trasciende más allá de los límites marcados por las fallas principales que delimitan los márgenes de la cuenca. Las pocas relaciones cartográficas observadas entre los dos conjuntos de fracturas parecen indicar que las fallas de dirección N-S desplazan en la mayoría de ocasiones a las fallas de dirección NE-SW, indicando una actividad más tardía para las fallas N-S. Ello queda patente especialmente en los afloramientos de fracturas observados en el sector de Martorell (Fig. 2.5).

Las fallas de orientación NE-SW son las que muestran saltos más importantes, especialmente las del margen noroccidental, donde se registran los espesores de sedimento mayores, de más de 2000 metros. En este sector de la cuenca el juego normal de las fallas ha tenido lugar desde el mismo inicio del rifting hasta el final de la sedimentación, como lo indican los basculamientos que afectan a los sedimentos vallesienses-tuolienses. En el margen sur, por el contrario, se observa un desplazamiento de la actividad hacia el exterior de la cuenca durante la deposición de los Complejos Continentales Inferiores (Cabrera 1981a y 1981b). Posteriormente, las fallas del margen suroriental quedaron fosilizadas por los depósitos marinos langhienses, y la generación y actividad de las fallas se desplazó hacia sectores más internos (Sector de Rubí).

Las fracturas de dirección N-S afloran de manera escalonada a partir de la riera de Rubí hacia el Oeste, determinando los límites de los denominados bloques de les Fonts, Montagut. Los saltos verticales de estas fallas, calculados a partir de la correlación magnetoestratigráfica entre los distintos bloques oscila entre 200 y 300 metros. Los saltos están determinados a nivel de la superficie, por lo que sólo contabilizan la tectónica intra y post-Vallesiense.

10.4. EVALUACIÓN DE LA SUBSIDENCIA.

A partir de los perfiles litoestratigráficos datados más completos se ha llevado a cabo un análisis de la subsidencia en diversos sectores del área estudiada (Fig. 10.2). Debido a la falta de registro estratigráfico entre las sucesiones más antiguas del Sector de Rubí y las sucesiones vallesienses, únicamente se ha podido estudiar la evolución de la subsidencia de manera continua para los estadios más recientes entre 11 Ma y 9 Ma en los bloques de Les Fonts, Montagut y Viladecavalls. En todos ellos se ha estimado en primer lugar la evolución de las tasas de acumulación en función del tiempo. La curva de tasa de acumulación de sedimentos representada en la figura 10.2 se ha obtenido una vez corregido el efecto de la compactación (Angevine *et al*, 1992) y aplicando unos valores estándar de variación de la porosidad en función de la profundidad y la litología (Sclater y Christie, 1980). En la descompactación se ha tenido en consideración también el peso de la carga sedimentaria erosionada, que se ha estimado en base a la potencia visible de estratos por encima del techo de los perfiles analizados. En Viladecavalls la potencia de la carga sedimentaria por encima de los perfiles estudiados se ha estimado en un máximo de 400 metros, y algo menor en los perfiles de los bloques de Les Fonts y Montagut (alrededor de 300 m).

Como es habitual en sucesiones no marinas, no se disponen de datos paleoaltitudinales para calcular la curva de subsidencia total en las sucesiones estudiadas. Bajo la asunción de que no hubo cambios altitudinales significativos durante la deposición de los sedimentos la curva de subsidencia total es la que se obtiene directamente a partir de la descompactación de la columna sedimentaria (Angevine *et al*, 1992). Las tasas de subsidencia obtenidas bajo esta premisa varían sustancialmente de un bloque a otro para el mismo intervalo de tiempo, evidenciando la actividad sinsedimentaria de las fallas que separan los bloques. Las tasas medias de subsidencia observadas en los bloques de Les Fonts y Montagut son de alrededor de 2 y 1.5 metros/ 10^4 años respectivamente para el período comprendido entre 10 Ma y 9 Ma, valores relativamente bajos comparados con los observados en el Bloque de Viladecavalls. En este sector la subsidencia muestra una disminución desde valores tan altos como 10 m/ 10^4 años en los sedimentos más antiguos de 10 Ma a valores de 2.5 m/ 10^4 años en los sedimentos más modernos de 9 Ma.

La estimación de la subsidencia tectónica se obtiene restando a la subsidencia total el efecto producido por la carga de los sedimentos. De los resultados obtenidos (fig. 10.2) se reconoce en el Bloque de Viladecavalls una situación de deceleración de la actividad tectónica entre 10 Ma y 9 Ma durante la cual las tasas de subsidencia tectónica disminuyen de 6 m/ 10^4 años a 1.5 m/ 10^4 años (Fig. 10.3). Esta tendencia se aprecia también aunque en menor medida en el Bloque de Les Fonts, donde se pasa de tasas de subsidencia tectónica de 3 m/ 10^4 años a tasas de 1 m/ 10^4 años. Estos datos demuestran que durante la sedimentación de las sucesiones

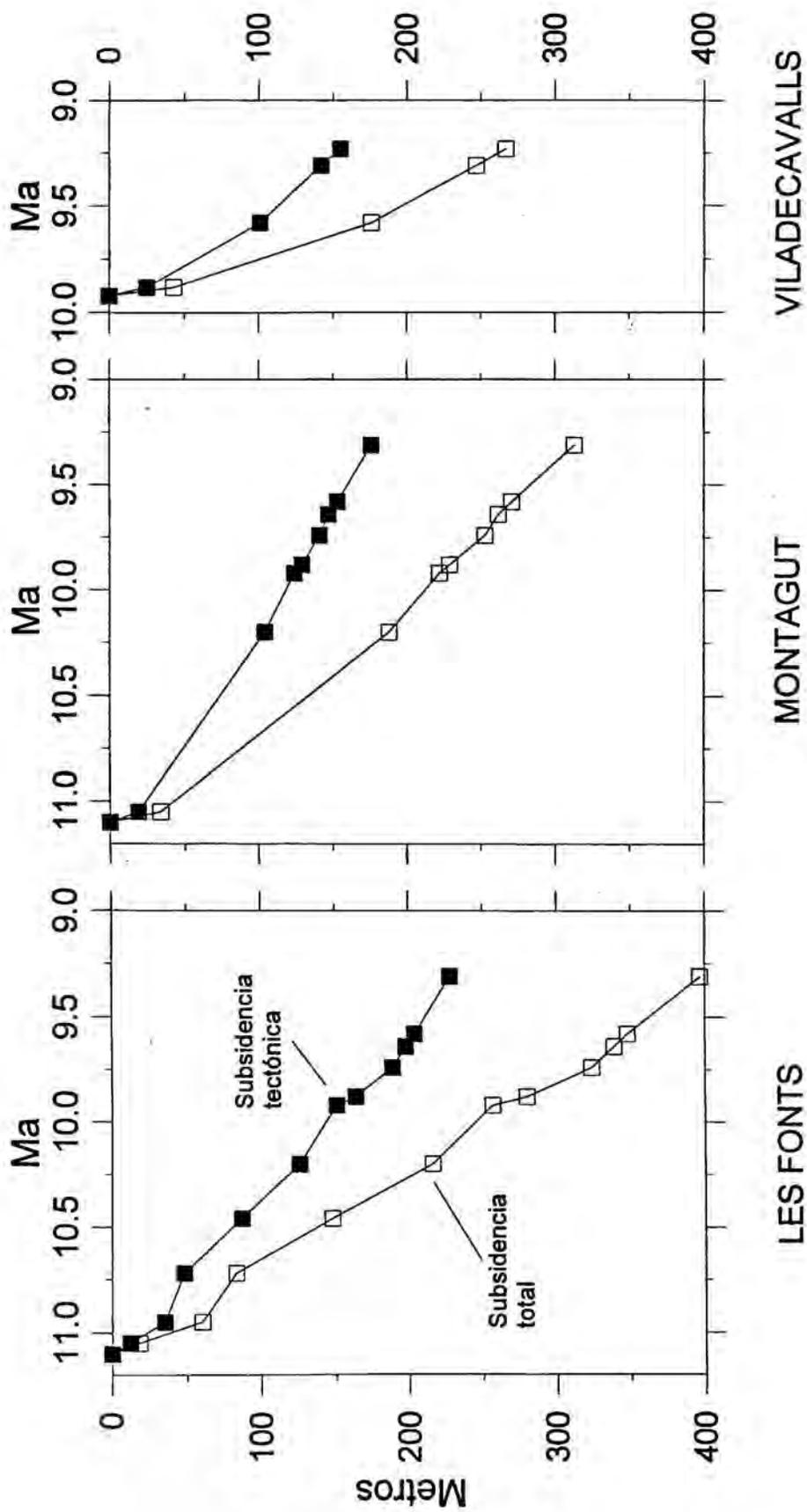


Figura 10.2: Curvas de subsidencia total y subsidencia tectónica obtenida del análisis de los perfiles magnetostratigráficos de los bloques de Les Fonts, Montagut y Viladecavalls

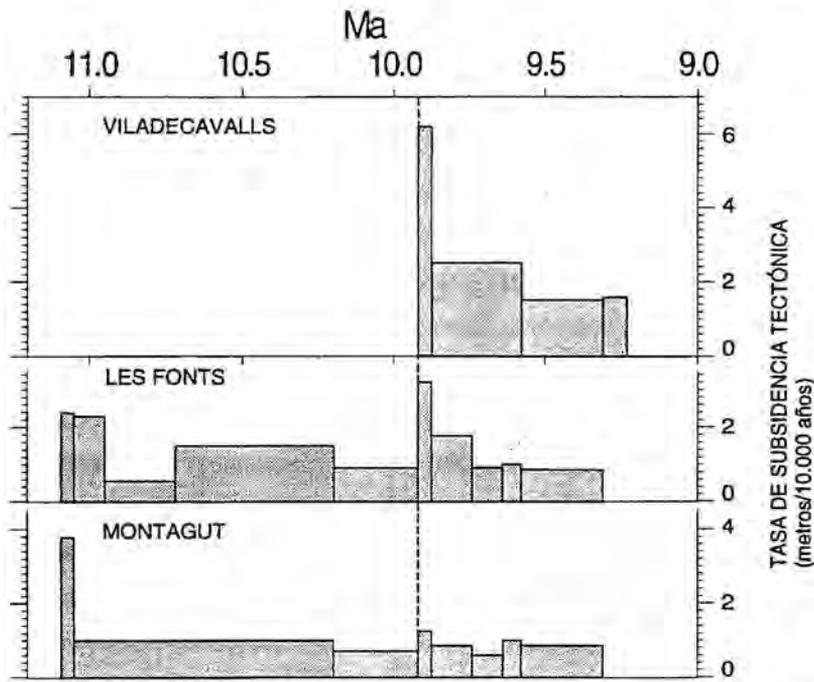


Figura 10.3: Tasas de subsidencia tectónica estimadas en los Bloques de Viladecavalls, Les Fonts y Montagut.

estudiadas la máxima subsidencia estuvo localizada, como es habitual, en las zonas más próximas a la falla principal de la fosa, disminuyendo hacia las partes centrales.

En el margen NW de la cuenca (Bloque de Viladecavalls), la tendencia hacia la disminución de la subsidencia se reconoce al mismo tiempo que tenía lugar una expansión de los depósitos del sistema de Terrassa-Viladecavalls, tal como se observa en la sucesión estratigráfica de La Tarumba (fig. 4.2; fig. 7.1). Simultáneamente, los sedimentos del sistema de Olesa-Les Fonts, en este sector, representan una secuencia granodecreciente en la que se pasa de asociaciones de facies de abanico medio-proximal a asociaciones de facies medias marginales (sucesión conjunta de los perfiles de Can Coromines-Can Tarumbot-Can Turu). Ello está indicando una migración lateral de las zonas activas del sistema aluvial hacia otros sectores de la depresión, que tiene lugar, como se ha dicho, dentro de un contexto de subsidencia decreciente.

En los sectores medios a medios-distales del sistema Olesa-Les Fonts (Bloque de Les Fonts en particular), la evolución de la sedimentación durante el mismo período de disminución de la subsidencia (entre 10 y 9.2 Ma aprox, perfil de Creu de Conill, fig. 7.1) sigue una tendencia distinta a la observada en el Bloque de Viladecavalls. La tendencia granocreciente de los sedimentos está indicando de manera clara una progradación de los lóbulos del sistema, que tiene lugar al mismo tiempo que la deceleración de la subsidencia. Es decir, que las etapas de progradación no vienen marcadas por pulsos tectónicos, sino al contrario. La deceleración de la subsidencia, que tiene lugar en los períodos de relativa calma tectónica,

ocasiona una disminución del espacio de acomodación para los sedimentos, que no tienen otra solución que progradar hacia el interior de la cuenca.

No existe registro de sedimentos de edad equivalente a los de Viladecavalls en el margen opuesto de la fosa que aporten información sobre la subsidencia en este sector. Las sucesiones vallesienses más alejadas del margen NW de la fosa son las del perfil de Can Ferran, con una edad entre 9.5 y 10 Ma aproximadamente, y que aportan una tasa de acumulación media sin descompactar de alrededor de $2 \text{ m}/10^4$. Los sedimentos que se disponen en onlap fosilizando las fallas del margen SE corresponden a las sucesiones aluviales distales y marinas/transicionales de edad Langhiense. Las tasas de acumulación deducidas en estos sedimentos son como mínimo de $3 \text{ metros}/10^4$ años.

No existen datos sobre la subsidencia en los depósitos inmediatamente infrayacentes, correspondientes a los Complejos Continentales Inferiores. La potencia total de estas unidades probablemente no excede el millar de metros. Asumiendo que la edad de iniciación del rifting fuera el Oligoceno Superior-Aquitaniense, las tasas de acumulación de sedimento difícilmente pudieron superar a las registradas por los depósitos langhienses.

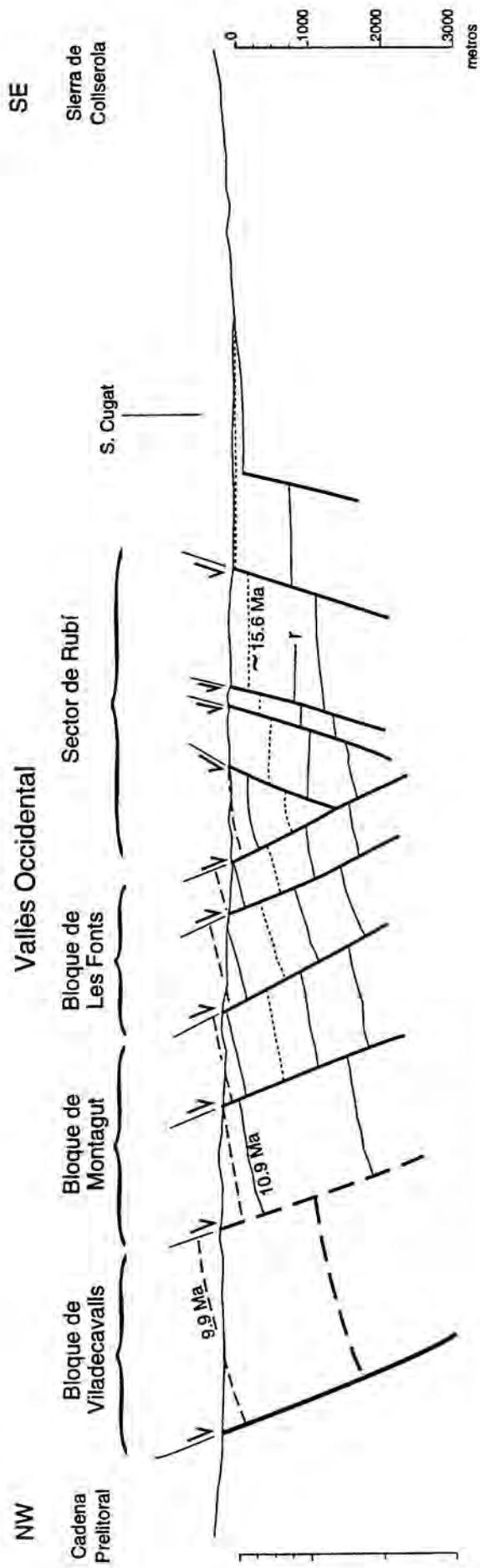


Figura 10.4 : Corte transversal de la fosa del Vallès-Penedès en el sector del Vallès Occidental (ver situación de la figura 3.5). Además de la información cartográfica, bioestratigráfica y magnetoestratigráfica, se han integrados también los datos gravimétricos y sísmicos (línea sísmica SA-1, ver Figura 3.7). Se han indicado como niveles de referencia la base del Cron 5n.1n (9.9 Ma), la base del Cron 5n.2n (10.9 Ma) y el Cron 5Br (alrededor de 15.6 Ma), éste último correspondiente a la unidad marina langhiense que recubre los Complejos Continentales Inferiores y Superiores. El nivel (r) es un reflector identificado en la línea sísmica.

10.5. CORTE ESTRUCTURAL Y EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA.

A lo largo de este capítulo, así como en el capítulo 2 de introducción al marco geológico se han expuesto las informaciones disponibles de superficie y subsuelo para el sector del Vallès Occidental. La información de superficie consiste en un esquema geológico del área (síntesis obtenida de diversas fuentes, ver leyenda a la Fig.2.5), perfiles magnetoestratigráficos, dataciones biocronológicas, correlaciones magnetocronológicas de las unidades litoestratigráficas, y la información estructural aportada por los buzamientos de las capas y la orientación y los saltos de las fallas. La información de subsuelo consiste en una línea sísmica (Fig. 2.7) y en la gravimetría publicada hasta la fecha (Casas *et al*, 1981).

Mediante la integración de todos estos datos se ha elaborado un corte transversal sintético de la cuenca donde se intenta reflejar el estado del conocimiento actual sobre la estructura de la fosa en el sector estudiado (fig. 10.4). Las principales limitaciones que se han encontrado a la hora de interpretar los datos han sido:

1) La línea sísmica SA-1, que ha aportado la información básica referida a la estructura del relleno en subsuelo y la continuidad de las fracturas en profundidad, únicamente abarca los sectores centrales de la fosa. Por ello no se ha contado con datos fiables sobre la geometría del relleno en profundidad en sus sectores más marginales. Esta limitación es especialmente crítica para la interpretación del margen noroccidental, donde no se disponen afloramientos en superficie de los sedimentos de los Complejos Continentales Inferiores.

2) El corte elaborado (fig. 10.4) sigue una dirección normal a las estructuras principales, pero presenta una marcada oblicuidad con respecto a las fracturas de dirección N-S que estructuran el sector central de la fosa en este sector (Bloque de Montagut y Les Fonts). Ello impide realizar una reconstrucción correcta del corte compensado.

El corte que se presenta en la Figura 10.4 aparentemente muestra una geometría típica de estructura en *rollover*, compuesta por una sucesión de bloques basculados con un mayor grado de rotación en las cercanías de la falla principal y la formación de un graben de menor orden en la cresta de la estructura. La secuencia de crecimiento de la estructura indica igualmente una progresión de las fracturas desde el exterior hacia el interior del graben, tal como postulan McClay y Ellis (1987) en modelos analógicos de laboratorio. Debe recordarse, no obstante, que la significación de la reconstrucción en dos dimensiones de la estructura de este sector puede estar limitada por la notable oblicuidad entre el conjunto de fallas N-S y la dirección de trazado del corte (NW-SE). Igualmente debe advertirse que la evolución de la Depresión del Vallès-Penedès no tuvo lugar en un contexto puramente extensivo, sino que experimentó etapas de evolución en que, de manera limitada, se desarrollaron movimientos

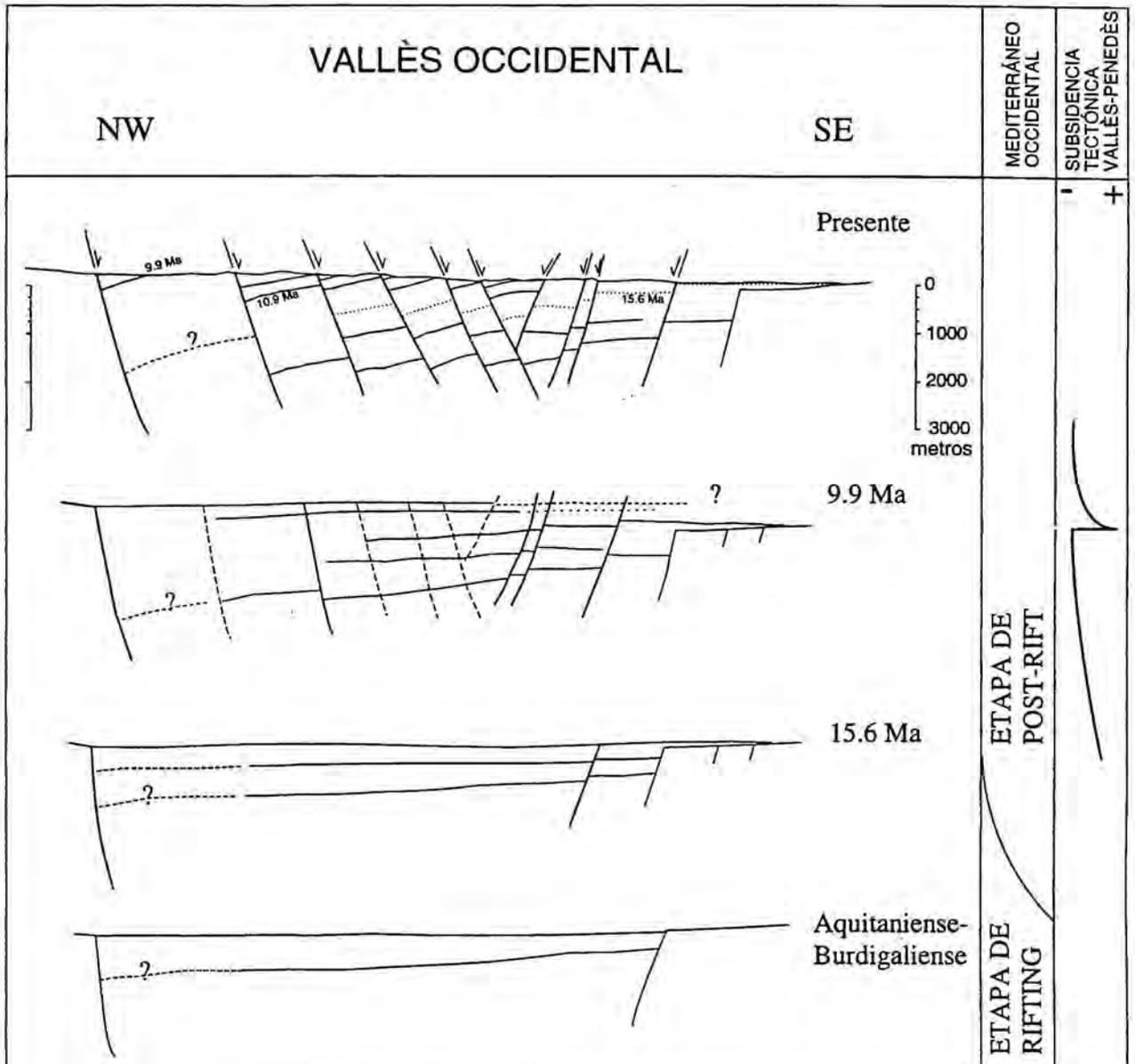


Figura 10.5: Esquema de evolución tectosedimentaria de la Cuenca del Vallès Penedès en el sector del Vallès Occidental y su relación con el episodio de rifting oligoceno-mioceno que afecta al Mediterráneo Occidental (Bartrina et al, 1992; Cabrera et al, 1991).

de transurrencia y desplazamientos laterales limitados a lo largo de algunas de las fallas (Guimerà, 1984; Amigó, 1986; Bartrina *et al*, 1992; Cabrera *et al*, 1991).

Dentro del contexto de rifting en el que se integra la cuenca del Vallès-Penedès es posible sintetizar las distintas informaciones extraídas de este trabajo dentro de un esquema evolutivo como el que se ilustra en la figura 10.5.

La etapa inicial de rifting del Mediterráneo Occidental, representada en el sector estudiado

por la mayor parte de los Complejos Continentales Inferiores, vendría marcada por una fuerte subsidencia en ambos márgenes de la cuenca, dando lugar a la deposición de potentes sucesiones de sedimentos aluviales rojos y también lacustres. De ello dan cuenta los sedimentos de edad Burdigaliense superior que afloran predominantemente al SW del área estudiada, en el Baix Llobregat (Martorell, Castellbisbal). Los perfiles magnetoestratigráficos estudiados en este trabajo no alcanzan estas unidades, por lo que no se dispone de datos fiables de la subsidencia en la cuenca durante este episodio.

A continuación, la etapa de atenuación de la actividad tectónica vendría representada en el Langhiense por la expansión sobre el margen suroriental de los depósitos terminales de los Complejos Continentales Inferiores y los depósitos del Complejo Marino y de Transición, indicando el inicio de una franca desaceleración de la subsidencia tectónica en los márgenes meridionales. La etapa de atenuación continúa con la deposición progradante de los sedimentos aluviales de los Complejos Continentales Superiores. Aunque no existe constancia en el registro, cabe la posibilidad de que los sedimentos de los Complejos Continentales Superiores continuaran más allá con la progradación sobre el margen suroriental de la cuenca, de modo que estuvieran en comunicación directa con la cuenca catalano-balear. Esta hipótesis debería ser verificada analizando con mayor precisión el registro sedimentario del Mioceno Superior de la plataforma continental frente al Macizo del Tibidabo.

La estructuración actual de la cuenca implica que con posterioridad a la sedimentación de las unidades vallesienses aún tuvo lugar un importante basculamiento de los bloques. Este basculamiento respondió la actividad de la falla principal de la fosa en el margen NW, así como de las fallas oblicuas de dirección N-S. Esta activación de las fracturas puede estar relacionada con los incrementos en la tasa de subsidencia tectónica que se reconoce en los bloques de Les Fonts y Viladecavalls alrededor de los 10 Ma (Figura 10.3).

11. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Los resultados que se presentan en esta memoria han sido el fruto de una colaboración entre investigadores de la *Universitat de Barcelona*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) y de la *Diputació de Barcelona*. La coordinación entre diversos equipos es fundamental cuando la investigación involucra disciplinas como el Paleomagnetismo, que requiere un trabajo analítico importante a la vez que un trabajo de base geológico y paleontológico indispensables.

El resultado básico sobre el que se han extraído conclusiones de orden biocronológico, cronoestratigráfico, sedimentológico, estructural y evolutivo, ha consistido en la correlación de las sucesiones miocénicas del Vallès Occidental con la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética (Aptdo. 7.2.3.). Dicha correlación ha estado sustentada en los resultados magnetoestratigráficos combinados con la información bioestratigráfica encuadrada en un marco litoestratigráfico y estructural. Los mayores grados de certidumbre han sido conseguidos, consecuentemente en lo que se refiere a las sucesiones vallesienses de los Complejos Continentales Superiores (Aptdo 7.2.3.3., fig. 7.4).

Datación de los bioeventos en el Vallès Occidental

Sobre la base de la correlación magnetoestratigráfica se ha resuelto la datación de los diversos bioeventos y límites de biozonas de mamíferos que caracterizan el Vallesiense en su área tipo (Aptdo. 8.1). Según esto:

1) *Hipparion* aparece con toda certeza en el cron 5r, muy plausiblemente en el cron C5r1n (11.1 Ma), si bien no es absolutamente descartable (a falta de una refutación posterior) que

hubiera alcanzado la región mediterránea occidental con anterioridad (11.5 Ma) (Aptdo. 8.2.)

2) *Cricetulodon* aparece con certeza, de forma generalizada y como elemento característico, en la parte media del cron C5n (aprox. 10.4 Ma). Esta aparición tiene lugar cuando todavía es posible observar (en el Vallès Occidental) la pervivencia de algunos elementos faunísticos (por ejemplo *Cricetodon lavocati*) más característicos de asociaciones anteriores. La aparición de *Cricetulodon* marca el comienzo de cambios apreciables en las faunas del Vallès-Penedès (figs. 5.7 y 8.1).

3) El múrido *Progonomys*, si bien registrado por primera vez a techo de la biozona de *Cricetulodon sabadellensis*, se hace dominante y característico en la parte baja del cron C4Ar (C4Ar.3r), en torno a 9.7 Ma. Esta edad se corresponde bien con la aportada por Anadón *et al.*, (1994) para la presencia de *Progonomys* en la cuenca de Bicorp, en el SE de Iberia (fig. 7.2). La aparición y expansión de este roedor marca el inicio de una etapa de drásticos cambios faunísticos en la región mediterránea occidental, posiblemente relacionados con importantes cambios paleoclimáticos y paleogeográficos.

4) La extinción de taxones significativos (*Dryopithecus laietanus* y *Paracloeuastochoerus crusafonti* entre otros, ver figs. 5.7 y 8.1) así como el registro de la aparición puntual de inmigrantes de carácter "árido" (Agustí y Moyà, 1987) tiene lugar durante el cron C4Ar.2r, alrededor de 9.5 Ma.

4) El cricétido *Rotundomys bressanus* aparece en el cron C4Ar.1n (entre 9.2 y 9.3 Ma). La aparición de este cricétido, junto con otras formas de micro y macromamíferos, es interpretada como una etapa de cambio intermedia entre el Vallesiense superior bajo y el Turolense inferior (Agustí, 1981, 1982 y 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990 a y 1990 b).

5) Otros cambios característicos (ver figs. 5-7 y 8-1) tienen lugar en la parte baja del cron c4Ar.1r. Estos cambios son la desaparición de *Hipparion primigenium* y aparición de *Rotundomys* n.sp. y de *Hipparion mediterraneum* (Agustí com personal, 1995). Todos ellos anteceden a los que con posterioridad tuvieron lugar muy probablemente ya dentro del cron C4An y que marcan el inicio del Turolense (aparición de *Occitanomys* sp A, *Tragoportax gaudryi crusafonti*, etc).

Isocronía versus Heterocronía de los bioeventos

La alta resolución de la datación de los bioeventos ha permitido llevar a cabo un análisis sobre la isocronía o heterocronía de los cambios faunísticos en tierra a escala regional del Mediterráneo Occidental y de Eurasia y África. Ello se ha realizado en base a la información

disponible sobre la aparición de taxones más característicos en otras áreas geográficas: Europa, Mediterráneo Oriental y, especialmente, en el Potwar Plateau, donde existe un volumen importante de datos bien contrastados.

Los bioeventos registrados en el Mediterráneo Occidental y en el Potwar Plateau muestran en ocasiones significación similar. Sin embargo es evidente que estos procesos fueron claramente heterócronos y aunque debieron estar controlados por procesos de índole similar, tuvieron una cronología e intensidad distintas.

Así, por ejemplo, la expansión de *Progonomys* hacia Europa y el área mediterránea tuvo lugar con posterioridad a la implantación de su predominio en las faunas de roedores de los Siwaliks. Es igualmente remarcable que la diferencia temporal entre la aparición de *Progonomys* en Siwaliks y en Europa es mayor que la que se observa entre los primeros registros de *Parapodemus* en ambas regiones. Las correlaciones biocronológicas entre ambas regiones, biogeográficamente bien distintas, se demuestran como claramente arriesgadas, no sólo las fundamentadas sobre los rangos de aparición de taxones individuales (por ejemplo *Progonomys*, *Parapodemus*), sino también aquellas basadas en eventos faunísticos que afecten al conjunto de la biota paleomastológica. Los datos aportados en esta memoria doctoral confirman claramente que procesos de cambio faunístico hasta cierto punto similares no tienen necesariamente que ser isócronos y, en algunos casos, éstos son claramente heterócronos. La comparación de los cambios faunísticos en el Vallès-Penedès con los que acontecieron en la región al Sur del Himalaya, nos indican claramente que este apriorismo no puede seguir siendo admitido. Una de las conclusiones a extraer de los resultados expuestos es la necesidad de verificar y contrastar en la medida de lo posible los datos biocronológicos, dadas las claras evidencias de heterocronía de algunos bioeventos.

Datum de Hipparion

Los datos disponibles hasta el momento apuntan al hecho de que con certeza desde el cron C5r.1n, (en torno a 11.1 Ma) y quizá desde la parte alta del cron C5r.2r, *Hipparion* apareció y se extendió de una manera rápida a lo largo de todas las regiones perimediterráneas (desde Turquía a Francia y España) y del Paratethys (desde la zona al norte del Mar Negro hasta el sur de Alemania). Con más reservas se podría aceptar que este proceso migratorio también se desarrolló hasta Africa oriental. También hay que aceptar por el momento que la aparición de *Hipparion* al sur de la cadena del Himalaya pudo tener lugar con posterioridad, sobre los 10.6 Ma.

La datación del FAD de *Hipparion* en el Mediterráneo Occidental en torno a 11.1 Ma aproxima temporalmente esta aparición a las estimaciones previamente realizadas en otras

regiones y lleva a plantear la necesidad de mejorar y reevaluar los datos existentes sobre los FAD de *Hipparion* en Asia Septentrional (Zhanxiang, 1990), Pakistán (Barry *et al*, 1985) y Africa (Bishop y Pickford, 1975; Tiercelin *et al*, 1979; Tauxe *et al*, 1985; Deino *et al*, 1990). La posible isocronía de este bioevento entre regiones geográficamente muy alejadas (Africa Oriental, Asia, Europa), no ha sido todavía verificada con fiabilidad, pero tampoco refutada. Por ello no puede descartarse de manera absoluta antes de contar con más y mejor información bioestratigráfica, radiométrica y magnetoestratigráfica. Así pues es plausible que la aparición de *Hipparion* pudiera tener lugar en el área eurasiática y africana dentro de un intervalo de tiempo relativamente breve.

El FAD de *Hipparion* puede considerarse válido como criterio para una primera aproximación para la definición biocronológica y cronoestratigráfica del Vallesiense, siempre y cuando la evaluación de los datos de primeras apariciones se haga en un marco de referencia adecuado, con la estratigrafía y la bioestratigrafía bien contrastadas y contando con el apoyo de dataciones radiométricas y magnetoestratigráficas fiables.

Las primeras presencias de *Hipparion* en las faunas eurasiáticas constituyen, a falta de otros datos de referencia independientes, un elemento válido de correlación aproximativa si se tienen presentes sus limitaciones. En el futuro, el progreso de la calibración magnetoestratigráfica de las diversas escalas biocronológicas permitirá definir los posibles dominios paleobiogeográficos en los que el FAD de *Hipparion* pueda considerarse prácticamente isócronos.

Todo ello sugeriría revalidar el límite inferior del Vallesiense propuesto por Crusafont (1948) y demostrar su utilidad como unidad biocronológica al menos para el área perimediterránea y europea occidental. Aceptando el hecho de que *Hipparion* puede no estar presente o no ser reconocido en asociaciones paleofaunísticas posteriores a su aparición (y por ello ya correspondientes al Vallesiense basal) no por ello ha de renunciarse a designar esas asociaciones como vallesienses (en concordancia a lo afirmado por De Bruijn *et al*, 1992). Expresado en términos bioestratigráficos, los límites inferiores de las teilzonas de *Hipparion* en las diversas cuencas del área considerada, no han de tener un rango cronológico exactamente idéntico, sino que puede experimentar algunas variaciones. La solución de las posibles situaciones de ambigüedad que se creen no reside en cambiar los criterios biocronológicos y/o bioestratigráficos utilizados para definir la base del Vallesiense, sino en su combinación adecuada con dataciones radiométricas y magnetoestratigráficas. De hecho cualquier línea de avance en este campo pasa actualmente por el establecimiento de escalas magnetoestratigráficas que permitan insertar cronológicamente los distintos bioeventos (sea cual sea su importancia relativa y su grado de isocronía) en las distintas regiones y poder entonces proceder a su comparación.

Paleogeografía y Paleoclimatología durante el Vallesiense

Los cambios paleofaunísticos descritos hasta la fecha en el Mioceno medio y superior del Vallès-Penedès (Agustí, 1990; Agustí y Moyà, 1987, 1990a y 1990b) son el reflejo de la evolución de las faunas de mamíferos del Este de Iberia y son extensibles en buena parte a otras regiones vecinas de Iberia, el Mediterráneo y Europa occidental. La evolución de las asociaciones faunísticas observadas en tierra registran en gran medida los cambios ambientales climáticos y paleogeográficos de una región. La datación de los cambios faunísticos permite, por tanto, enmarcar la evolución climática de la región mediterránea dentro del contexto de cambios climáticos y paleogeográficos regionales y globales que tuvieron lugar durante el Mioceno medio y superior. Esta evolución se enmarca dentro de un lapso de tiempo en el que interfirieron los efectos de cambio global (enfriamiento de las altas latitudes e implantación final de la circulación oceánica termohalina) y regional a nivel eurasiático (alzamiento de la región del Himalaya y del Plateau del Tibet). Por otra parte cualquier modificación climática relacionada en mayor o menor grado con los procesos globales y regionales debió verse necesariamente modulada por los cambios en la circulación atmosférica y oceánica regional, motivados por la evolución fisiográfica regional-local del Mediterráneo que incluyó la edificación de varios orógenos, la apertura de nuevas áreas oceánicas y la apertura y cierre de distintas conexiones oceánicas. Uno de los cambios climáticos más acusados en la zona estudiada tuvo lugar en el cron C4Ar.3r, en torno a 9.7 Ma, y vendría marcado por el acusado cambio paleofaunístico que caracterizó el inicio de la biozona de *Progonomys* + *Cricetulodon*

Formalización del Piso Vallesiense.

El Vallesiense tiene una tradición de uso de casi 50 años como edad mastológica. Por ello no cabe considerar la definición aquí realizada (Aptdo. 9.2.) como una revisión de la anterior (claramente definida en sus términos biocronológicos) sino como una propuesta que permitiría precisar mejor su utilización cronoestratigráfica. Es preciso insistir aquí que el mayor interés de la formalización no es tanto establecer un esquema rígido en el cual encorsetar la información disponible, como intentar objetivar con una referencia clara la definición del término Vallesiense.

Como piso continental con acepción cronoestratigráfica la definición del Vallesiense debe ser considerada de manera restrictiva. De este modo el límite inferior del Vallesiense como piso continental estaría definido por la aparición de *Hipparion* en las sucesiones del Mioceno del Mediterráneo Occidental. Por el momento en el Vallès-Penedès esta primera aparición se ha reconocido con certeza dentro del cron C5r.1n. El límite superior del Vallesiense correspondería a la aparición del múrido *Parapodemus lugdunensis* en la misma cuenca o

cuencas vecinas en la Península ibérica, que habría tenido lugar posiblemente dentro del cron C4An. La aplicación de esta división cronoestratigráfica continental sería válida con mucha probabilidad para buena parte de Europa Occidental e incluso otras zonas perimediterráneas orientales y del Norte de Africa. Su aplicación en zonas geográficas más alejadas no puede ser aceptada de manera apriorística y necesitaría ser verificada.

Aquí se propone aceptar el uso del término Vallesiense con carácter cronoestratigráfico potencialmente válido al menos dentro del ámbito de Europa Occidental y algunas regiones perimediterráneas. Su uso en otras regiones sólo podrá verificarse con rigor una vez se haya establecido la edad de las sucesiones faunísticas equivalentes de otras regiones mediante criterios independientes (radiométricos, magnetoestratigráficos).

A partir de los datos disponibles (Aptdo. 9.2.5., fig. 9.1) y tomando como base la escala cronoestratigráfica propuesta por Berggren *et al*, 1995 en prensa y Hardenbol *et al* 1995 en prensa, el Vallesiense es equivalente con seguridad al Tortoniense inferior; es decir, a la parte alta de la biozona de foraminíferos N-15 y a la casi totalidad de la N-16 de Blow, si bien la parte alta de esta biozona quedaría excluida. Con menor certeza no es posible descartar por el momento que la parte más antigua del Vallesiense pueda alcanzar a corresponder también a la parte baja de la N-15 y a la alta de la N-14 (si se extendiera el límite del Vallesiense hasta el cron C5r.2n). Si eso fuera así la parte basal del Vallesiense se solaparía ligeramente con la parte terminal del Serravalliense. De todos modos es evidente que en ningún modo alcanzaría el Serravalliense medio, tal como fue propuesto en algunos casos (Berggren *et al*, 1985; Steininger *et al*, 1990).

Evolución tectonosedimentaria

La integración de los datos de superficie (cartografía litológica y estructural, bioestratigrafía y correlación magnetoestratigráfica) con los datos disponibles de subsuelo (sísmica, gravimetría) ha permitido hacer varias precisiones sobre la evolución tectonosedimentaria de la cuenca en sus estadios más tardíos.

Los sedimentos estudiados en este trabajo se depositaron durante la etapa de atenuación del rifting del Mediterráneo Occidental. La expansión de los sedimentos sobre el margen suroriental del Vallès Occidental iniciada en el Langhiense, pudo haber continuado durante la deposición progradante de los sedimentos de los Complejos Continentales Superiores. Aunque no existe constancia en el registro sedimentario, cabe la posibilidad de que los sedimentos de los Complejos Continentales Superiores continuaran más allá del margen del Tibidabo y progradaran sobre el margen suroriental de la cuenca, de modo que pudieran haber establecido comunicación directa con la cuenca catalano-balear. Esta hipótesis debería ser verificada analizando con mayor precisión el registro sedimentario del Mioceno Superior

de la plataforma continental frente al Macizo del Tibidabo, en particular la distribución de los sistemas progradantes.

La estructuración actual de la cuenca implica que con posterioridad a la sedimentación de las unidades vallesienses aún tuvo lugar un importante basculamiento de los bloques de la depresión. Este basculamiento respondió a la actividad de la falla principal de la fosa en el margen NW, así como a la de las fallas oblicuas de dirección N-S. Esta activación de las fracturas puede estar relacionada con los incrementos en la tasa de subsidencia tectónica que se reconoce en los bloques de Les Fonts y Viladecavalls alrededor de los 10 Ma (Figura 10.3).

BIBLIOGRAFÍA

- Aguiar, J.P. (1982): Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des Rongeurs et correlations avec l'échelle stratigraphique marine. *C R Acad Sc Paris*, 294 (II):49-54.
- Aguiar, J.P., Calvet, M., Michaux, J. (1990): Progonomys cf. Hispanicus de Castelnou 1B (Pyrenees-Orientales, France). Le plus ancien Muride du Miocene Europeen? *IX R C M N S Congress* 7-8.
- Agustí, J. (1978): El Vallesiense inferior de la Península Ibérica y su fauna de roedores (Mamm.). *Acta Geol Hisp*, 13:137-41.
- Agustí, J. (1981): Roedores miomorfos del Neógeno de Catalunya. *Tesis doctoral Universitat de Barcelona*, :1-288.
- Agustí, J. (1982): Roedores miomorfos del Neógeno de Cataluña. *Tesis resumen Central de Publicaciones Inter Cient i Ext Universitaria*: 1-60.
- Agustí, J. (1982): Biozonación del Neógeno continental de Cataluña mediante roedores (Mamm.). *Acta Geol Hisp*, 17 (1-2):21-6.
- Agustí, J. (1983): Roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Can Martivell (Vallès-Penedès, Cataluña, España). *Estudios geol*, 39:417-30.
- Agustí, J. (1988): El Vallesiense. *Investigación y Ciencia*, 140:14-21.
- Agustí J. (1990): The Miocene Rodent Succession in Eastern Spain: a zoogeographical appraisal. *In: European Neogene Mammal Chronology*. p. 375-404.
- Agustí, J. (1994): La bioestratigrafía del Terciario continental y sus problemas. *II Congreso del Grupo Español del Terciario, libro de comunicaciones: conferencias, Jaca*, :289-95.
- Agustí, J.; Anadón, P.; Arbiol, S. & Cabrera, L. (1985): Biozonación mediante roedores (Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector Sureste de la cuenca del Ebro. *Paleontología y evolución*, 18:131-50.
- Agustí, J.; Arenas, C.; Cabrera, L. & Pardo, G. (1994): Characterisation of the latest Aragonian-Early Vallesian (Late Miocene) in the Central Ebro Basin (NE Spain). *Scripta Geol*, 106:1-10.
- Agustí, J.; Barberà, X.; Cabrera, L.; Parés, J.M. & Llenas, M. (1994): Magnetobiostratigraphy of the Oligocene-Miocene transition in the Ebro basin (Eastern Spain): State of the Art. *Münchner Geowiss Abh*, 26:161-72.
- Agustí, J., Cabrera, L. (1980): Nuevos datos sobre la biozonación del Burdigaliense continental de la cuenca del Vallès-Penedès. *Acta Geol Hisp*, 15 (3):81-4.
- Agustí, J.; Cabrera, L.; Anadón, P. & Arbiol, S. (1988): A late Oligocene-early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro basin (NE Spain). *Newsl Stratigr*, 18 (2):73-86.
- Agustí, J., Cabrera, L., Calvet, F., Macpherson, I., de Porta, J., Ramos, E. (1990): Neogene sedimentary record and bioevents in the onshore catalan half grabens (NE Spain). *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N S Congress, Barcelona* 17-8.
- Agustí, J.; Cabrera, L.; Calvet, F.; Macpherson, I.; De, P.J. & Ramos, G.E. (1991): Registro sedimentario mioceno en las zonas emergidas del sector central del margen catalan. Translated title: The Miocene sedimentary record in the onshore zone of the central sector of the Catalan margin. *En: F Colombo (Ed) I congreso del Grupo E, español del Terciario:7-10*.
- Agustí, J.; Cabrera, L. & Moyà-Solà, S. (1985): Sinopsis estratigráfica del Neógeno de la fosa del Vallès-Penedès. *Paleontol Evol*, 18:57-82.
- Agustí, J., Gibert, J. (1982): Roedores e insectívoros del Mioceno superior deis Hostalets de Pierola (Vallès-Penedès, Cataluña). *Butll Inf Inst Paleont Sabadell*, XIV (12):19-37.
- Agustí, J.; Gibert, J.; Moyà-Solà, S. & Cabrera, L. (1979): Roedores e insectívoros (Mammalia) del Mioceno superior de la Seu d'Urgell (Cataluña, España). *En: O Riba (Ed), Libro homenatge a Lluís Solé-Sabarís*, :362-9.
- Agustí, J.; Llenas, M.; Mató, E.; Picart, J. & Saula, E. (1994): Síntesis bioestratigráfica de la fosa del Ampurdan. *II Congreso del Grupo Español del Terciario Libro de Comunicaciones Jaca*, :7-10.
- Agustí J, Moyà-Solà S. (1990): Mammal extinctions in the Vallesian (Upper Miocene). *In: Extinction Events in Earth History*. p. 425-32.

- Agustí, J., Moyà-Solà, S. (1990): Spanish Neogene mammal biostratigraphy and its bearing on continental biochronology. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N S Congress, Barcelona* 9-11.
- Agustí, J., Moyà-Solà, S. (1991): Spanish Neogene Mammal succession and its bearing on continental biochronology. *Newsl Stratigr*, 25 (2):91-114.
- Agustí, J.; Moyà-Solà, S. & Gibert, J. (1984): Mammal distribution dynamics in the Eastern margin of the Iberian Peninsula during Miocene. *Paleobiologie continentale*, 14 (2):33-46.
- Agustí, J., Roca, E. (1987): Síntesis bioestratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos Orientales). *Estudios geol*, 43:521-9.
- Alberdi, M.T. (1972): El Género Hipparion en España: Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva [Tesis doctoral]. Universidad Complutense de Madrid; 1 p.
- Alberdi, M.T. (1974): Las faunas de Hipparion de los yacimientos españoles. *Estudios Geológicos*, 30:189-212.
- Alberdi MT, Aguirre E. (1977): Round-Table on Mastrostratigraphy of the W. Mediterranean Neogene. Alberdi MT and Aguirre E. editors. Madrid: CSIC; 1p.
- Alberdi, M.T.; Hoyos, M.; Junco, F.; López, N.; Morales, J.; Sesé, C. & Soria, D. (1984): Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area. *Paléobiol Cont*, 14 (2):47-68.
- Alberdi, M.T.; López, N.; Morales, J.; Sesé, C. & Soria, D. (1981): Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios geol*, 37:503-11.
- Alcala, L.; Alonso Zarza, A.M.; Calvo, J.P.; Morales, J. & Sanz, M.E. (1994): Litoestratigrafía y paleontología del área tipo del Turoliense (Mioceno superior continental). *II Congreso del Grupo Español del Terciario Libro de Comunicaciones Jaca*, :11-4.
- Aldana, E. (1992): Los Sciurinae (Rodentia Mammalia) del Mioceno de la cuenca del Vallès-Penedès (Cataluña, España). *Treballs del Museu de Geologia*, 2:69-98.
- Almera, J. (1898): Sobre la serie de mamíferos fósiles descubiertos en Cataluña. *Mem R Acad Ciencias y Artes de Barcelona*, III época, tomo II
- Almera, J. (1899): Sobre las especies de *Aceratherium lemanense*, *Mastodon longirostris* y un *Elephas* descubiertos en esta provincia de Barcelona. *Bol R Acad Ciencias y Artes de Barcelona*, III época, Vol.I
- Alvarez-Sierra, M.A.; García-Moreno, E.; López-Martínez, N. & Daams, R. (1987): Biostratigraphy and palaeoecological interpretation of micromammal faunal successions in the upper Aragonian and Vallesian (Middle-Upper Miocene) of the Duero basin (N Spain). *Ann Inst Geol Publ Hung*, LXX-522.
- Amano, K., Taira, A. (1992): Two-phase uplift of Higher Himalaya since 17 Ma. *Geology*, 20:391-4.
- Amigó, J., 1986: Estructura del massís del Gaià. Relacions estructurals amb les fosses del Penedès i del Camp de Tarragona, *Tesis Doctoral*, Univ. Barcelona, 253 pp.
- Anadón, P.; Cabrera, L.; Guimerà, J. & Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. *En: K T Biddle (Ed)*, :303-18.
- Anadón, P.; Colombo, F.; Esteban, M.; Marzo, M.; Robles, S.; Santanach, P. & Solé-Sugrañés, L. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol Hisp*, (14):242-70.
- Anadón, P.; Mitjavila, J.M.; Utrilla, R.; Vázquez, A. & López-Martínez, N. (1995): Radiometric dating and geochemistry of a tuff horizon from a mammal-bearing lacustrine sequence, Miocene Bicorn Basin, Eastern Spain. *Rev Soc Geol España*, 8 (1-2)
- Anadón, P.; Robles, F.; Roca, E.; Utrilla, R. & Vázquez, A.F. (1994): Evolución tectonosedimentaria de la cuenca de Bicorn (Macizo de Carroig, Valencia). *II Congreso del Grupo Español del Terciario Libro de Comunicaciones Jaca*, :227-30.
- Angevine C, Heller P, Paola C. (1992): Quantitative basin analysis modeling. AAPG; 1p.
- Appel, E.; Rösler, W. & Corvinus, G. (1991): Magnetostratigraphy of the Miocene-Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal. *Geophys J Int*, 105:191-8.
- Arason, P., Levi, S. (1990): Compaction and inclination shallowing in deep-sea sediments from the Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B4):4501-10.
- Bakalov P, Nikolov I. (1962): Mammifères tertiaires. *In: Les fossiles de Bulgarie*. Sofia: Académie des sciences de Bulgarie, X, p. 156-60.

- Barberà, X.; Parés, J.M.; Cabrera, L. & Anadón, P. (1994):** High-resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro basin, northeast Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85:181-93.
- Barrera E, Keller G, Savin SM. (1985):** Evolution of the Miocene ocean in the eastern North Pacific as inferred from oxygen and carbon isotopic ratios of foraminifera. *In: The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. p. 83-102.
- Barron JA, Keller G, Duncan DA. (1985):** A multiple biochronology for the Miocene. *In: The Miocene ocean: Paleoceanography and biogeography*. p. 21-36.
- Barron JA, Keller G, Dunn DA. (1985):** A multiple microfossil biochronology for the Miocene. *In: The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. p. 21-36.
- Barry JC, Flynn LJ. (1990):** Key biostratigraphic events in the Siwalik sequence. *In: European Neogene Mammal Chronology*, p. 557-72.
- Barry, J.C.; Johnson, N.M.; Mahmood-Raza, S. & Jacobs, L.L. (1985):** Neogene mammalian faunal change in southern Asia: Correlations with climatic, tectonic, and eustatic events. *Geology*, 13:637-40.
- Barry, J.C.; Lindsay, E.H. & Jacobs, L.L. (1982):** A biostratigraphic zonation of the Middle and Upper Siwalik of the Potwar Plateau of Northern Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37:95-130.
- Bartrina, M.T.; Cabrera, L.; Jurado, M.J.; Guimerà, J. & Roca, E. (1992):** Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203 (1-4):219-47.
- Bataller, J.R. (1918):** Mamífers fòssils de Catalunya. *Treb Inst Cat Hist Nat*, :111-272.
- Bataller, J.R. (1924):** Contribució a l'estudi dels mamífers fòssils de Catalunya. *Arxius de l'Institut de Ciències*, 12:36-41.
- Bataller, J.R. (1928):** Los yacimientos de vertebrados fósiles miocénicos de Cataluña. *Comptes-rendus XIV Congrès géologique International 1926*; 1009 p.
- Bataller JR. (1938):** Els ratadors fòssils de Catalunya. 1p.
- Becker-Platen, J.D.; Benda, L. & Steffens, P. (1977):** Litho- und biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei (Känozoikum und Braunköhlen der Türkei, 18). *Geol Jb*, 25:139-67.
- Benda, L., Meulenkamp, J.E. (1979):** Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. Calibration of sporomorph associations, marine microfossil and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale. *Ann Géol Pays Hellen*, Tome hors série (I):61-70.
- Benda, L.; Meulenkamp, J.E. & Schmidt, R.R. (1982):** Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. 6. Correlation between sporomorph, marine microfossil and mammal associations from some Miocene sections of the Ionian islands and Crete (Greece). *Newsl Stratigr*, 11 (2):83-93.
- Berger, J.P. (1992):** Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss molasse Basin. *Ecoglae geol*, 85 (3):573-609.
- Berger, J.P., Engesser, B., Barbin, V., Bolliger, T., Keller, B., Weidmann, M. (1990):** Correlative chart of the European Oligo-Miocene and stratigraphic position of the Swiss molasse. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona 59-60*.
- Berggren RH, Kent DV, Swisher CCI, et al. (1995):** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology*. (en prensa).
- Berggren, W.A.; Kent, D.V.; Flynn, J.J. & van Couvering, J.A. (1985):** Cenozoic geochronology. *Geol Soc Am Bull*, 96 (11):1407-18.
- Berggren WA, Kent DV, Obradovich JD, et al. (1992):** Toward a revised Paleogene geochronology. *In: Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution*. p. 29-45.
- Berggren WA, Kent DV, van Couvering JA. (1985):** The Neogene: part 2 Neogene geochronology and chronostratigraphy. *In: The chronology of the Geological Record*. p. 211-60.
- Berggren WA, van Couvering JA. (1974):** The late Neogene: biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. 1p.
- Bernor, R.L. (1984):** A zoogeographic theater and biochronologic play: the time/biofacies phenomena of Eurasian and African Miocene mammal provinces. *Paléobiologie continentale*, XIV (2):121-42.

- Bernor, R.L.; Brunet, M.; Ginsburg, L.; Mein, P.; Pickford, M.; Rögl, F.; Steininger, F. & Thomas, H. (1987): A consideration of some major topics concerning old world Miocene mammalian chronology, migrations and paleogeography. *Geobios*, 20 (4):431-9.
- Bernor, R.L.; Kovar-Eder, J.; Lipscomb, D.; Rögl, F.; Sen, S. & Tobien, H. (1988): Systematic, stratigraphic, and paleoenvironmental contexts of first-appearing Hipparion in the Vienna basin, Austria. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 8 (4):427-52.
- Bernor, R.L.; Kovar-Eder, J.; Suc, J.P. & Tobien, H. (1990): A contribution to the evolutionary history of European Late Miocene age Hipparionines (Mammalia: Equidæ). *Paléobiologie continentale*, XVII:291-309.
- Bernor, R.L.; Mittmans, H.W. & Rögl, F. (1993): Systematics and Chronology of the Götzendorf "Hipparion" (Late Miocene, Pannonian F, Vienna Basin). *Ann Naturhist Mus Wien*, 95 (A):101-20.
- Bernor RL, Tobien H, Woodburne M. (1990): Patterns of old world Hipparionine evolutionary diversification and biogeographic extension. In: European Neogene Mammal Chronology. p. 263-320.
- Bernor, R.L.; Zhanxiang, Q. & Hayek, L.C. (1987): Phylogenetic and geographic bases for an Old World Hipparionine horse geochronology. *Proceedings of the VIIIth International Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Budapest Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, 70:43-53.
- Bessedik, M. (1984): The early Aquitanian and upper Langhian-lower Serravallian in the Northwestern Mediterranean region. *Paléobiologie continentale*, XIV (2):153-79.
- Bessedik, M. (1985): Reconstitution des environnements Miocènes des régions Nord-Ouest Méditerranéennes a partir de la palynologie. *These Académie de Montpellier*, :1-162.
- Bessedik, M.; Aguilar, J.P.; Cappetta, H. & Michaux, J. (1984): Le climat du Neogene dans le Sud de la France (Provence, Languedoc, Roussillon), d'après l'analyse des faunes (Rongeurs, Selaciens) et des flores polliniques. *Paléobiologie continentale*, XIV (2):181-90.
- Bessedik, M., Cabrera, L. (1985): Le couple récif-mangrove a Sant Pau d'Ordal (Vallès-Penedès, Espagne), témoin du maximum transgressif en Méditerranée nord occidentale (Burdigalien supérieur - Langhien inférieur). *Newsletters on Stratigraphy*, 14 (1):20-35.
- Biju-Duval, B. and Dercourt, J. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of western alpine system. Editions Technip; Paris. 143 p. Biju-Duval and L. Montadert, eds.
- Biju Duval, B. y Montadert, L. (1977): Introduction to the structural history of the Mediterranean basins. In: L. Biju Duval y L. Montadert (Editors): *Structural History of Mediterranean Basins*. Technip, Paris, pp. 1-12.
- Bishop, W.W., Pickford, M.H.L. (1975): Geology, fauna and paleoenvironments of the Ngorora Formation, Kenia Rift Valley. *Nature*, 254:185-92.
- Blakely, R.J. (1974): Geomagnetic Reversals and Crustal Spreading Rates During the Miocene. *J Geophys Res*, 79 (20):2979-85.
- Bolanóderas M. (1982): Metodologia de la ciència. Materials per a una metateoria de la geologia. Publ. eds. Universitat de Barcelona;
- Bonis, L.d., Brunet, M., Heintz, E., Sen, S. (1990): La province Greco-Irano-Afghane et la repartition des faunes mammaliennes au Miocene supérieur. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N S Congress, Barcelona 75*
- Bouvier, J. D., Gevers, E. C. A., Wigley, P.L. y Omann, P. D. (1990): 3-D Seismic interpretation y lateral prediction of the Amposta Marino Field (Spanish Mediterranean Sea). *Geol. en Mijnbouw*, 69: 105-120.
- Broecker WS, Peng TH. (1982): Tracers in the sea. Broecker WS and Peng TH, editors. New York: Lamont-Doherty Geological Observatory; 1p.
- Burbank, D.W.; Engesser, B.; Matter, A. & Weidmann, M. (1992): Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. *Ecologiae geol helv*, 85 (2):399-431.
- Cabrera, L. (1979): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos continentales basales de la depresión del Vallès-Penedès. *Tesis de licenciatura Universitat de Barcelona*, :1-361.
- Cabrera, L. (1981): Estratigrafía y características sedimentológicas generales de las formaciones continentales del Mioceno inferior de la cuenca del Vallès-Penedès (Barcelona, España). *Estudios geol*, 37 (1-2):35-43.
- Cabrera, L. (1981): Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geol Hisp*, 16 (3):163-9.
- Cabrera, L., Calvet, F. (1990): Sequential arrangement of the Neogene sedimentary record in the Vallès-Penedès and Valls-Reus half grabens, Iberian margins, NE Spain. *Terra Abstr*, 2 (2):1-110.

- Cabrera L, Calvet F, Guimerà J, et al. (1991):** El registro sedimentario Miocénico en los semigrabens del Vallès-Penedès y de El Camp: organización secuencial y relaciones tectónica sedimentación. Colombo F, editor. 1p.
- Calvet, F., Esteban, M. y Permanyer, A. (in press):** Langhian reefs of the Penedès-Vallès y El Camp Depressions, NE Spain. In: *Miocene reefs: A global Comparison* (ed. by C. Jordan, M. Colgan y M. Esteban). Springer Verlag.
- Calvo, J.P.; Daams, R.; Morales, J.; López-Martínez, N.; Agustí, J.; Anadón, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L., et al. (1993):** Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev Soc Geol España*, 6 (3-4):1-40.
- Calvo, J.P.; Elizaga, E.; López, N.; Robles, F. & Usera, J. (1978):** El Mioceno superior continental del Prebético externo: evolución del estrecho Nordbético. *Bol Geol y Min Esp*, 89:407-26.
- Calvo, M.; Osete, M.L. & Vegas, R. (1994):** Paleomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain. *Geophysical Research Letters*, 21 (9):761-4.
- Cande, S.C., Kent, D.V. (1992):** A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B10):13917-51.
- Cande SC, Kent DV. [In Press]:** Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 1995;
- Canudo, J.I., Cuenca, G., Odín, G.S., Lago, M., Arranz, E., and Cosca, M. (1994):** Primeros datos radiométricos de la base del Ramblense (Mioceno inferior) de la Cuenca del Ebro. 73 p.
- Carracedo, J.C.; Rodríguez Badiola, E.; Soler, V. & Chicharro, P. (1989):** Paleomagnetismo del volcanismo de Cataluña: resultados preliminares. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 12 (paleomagnetismo):83-93.
- Casas, A.; Roca, J.L. & Pous, J. (1981):** Contribución al estudio estructural de la Depresión del Vallès-Penedès. *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*,
- Cavelier, C. (1979):** La limite Eocène-Oligocène en Europe Occidentale. Institut de Geologie, Université Louis Pasteur de Strasbourg;
- Cerling, T.E. (1989):** Does the gas content of amber reveal the composition of palaeoatmospheres? *Nature*, 339:695-6.
- Cerling, T.E. (1992):** Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the P(CO₂) of the paleoatmosphere. *Global Biogeochemical cycles*, 6 (3):307-14.
- Cerling, T.E.; Quade, J.; Wang, Y. & Bowman, J.R. (1989):** Carbon isotopes in soils and paleosols as ecology and paleoecology indicators. *Nature*, 341:138-9.
- Cerling, T.E.; Solomon, D.K.; Quade, J. & Bowman, J.R. (1991):** On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:3403-5.
- Cerling, T.E.; Wang, Y. & Quade, J. (1993):** Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, 361:344-5.
- Channell, J.E.T.; Freeman, R.; Heller, F. & Lowrie, W. (1982):** Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 58:189-201.
- Chepalyga, A.L., Korotkevich, E.L., Trubikhin, V.M., and Svellitskaya, T.V. (1985):** Chronology of the eastern Parathetys regional stages and *Hipparion* faunas according to paleomagnetic data. Hung. geol. surv; Budapest (Hungria). 137 p.
- Clavell, E. y Berástegui, X. (1991):** Petroleum Geology of the Gulf of Valencia. In: A.M. Spencer (Editor). Generation, Accumulation y Production of Europe's Hydrocarbons. *Special Publication of Petroleum Geoscientists*, 1, 355-368. Oxford University Press, Oxford.
- Closas, J. (1948):** Los carbonos minerales de Cataluña. *Barcelona, Inst. Geol (Misc. Almera. pt. 2):*61-193.
- Collinson DW. (1983):** Methods in rock magnetism and paleomagnetism. . Collinson DW, editor. 1p.
- Collombat, H.; Rochette, P. & Kent, D.V. (1993):** Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of anhysteretic remanence. *Bull Soc géol France*, 164 (1):103-11.
- Couvering JAV, Berggren WA. (1977):** Biostratigraphical basis of the Neogene time scale. In: *New Concepts in Biostratigraphy*. p. 282-306.
- Crusafont, M. (1930):** El jaciment fòssilífer de Can Llobateres. *But Centre Excursionista Sabadell*, II (13)

- Crusafont, M. (1948): Cuestiones zoogeográficas en la Paleomastología del Neógeno de España. *XIII Congrès Internat de Zool Paris*,
- Crusafont, M. (1948): El sistema miocénico en la depresión española del Vallès-Penedès. *Proc Int Geol Congr Report of XVIII session*, part XI:33-43.
- Crusafont, M. (1950): La cuestión del llamado Meótico español. *Arrahona*, 1:3-9.
- Crusafont, M. (1952): La presencia del fólido *Pseudaelurus tournauensis* (Hoernes) en el Mioceno de Hostalets de Pierola y Sabadell (Vallès-Penedès), *Spain, Inst. Geol*:95-109.
- Crusafont, M. (1952): Los jiráfidos fósiles de España. *Barcelona, Inst. Geol*
- Crusafont, M. (1952): Algunas características paleobiológicas del Mioceno español. I Curs Inter de Paleontologia "Sabadell"
- Crusafont, M. (1954): El límite superior del Mioceno en Europa. *Compte rendu de la 19ème sess XIX Cong Géol Intern 1952 Alger*, XIII
- Crusafont, M., Hürzeler, J. (1961): Les Pongidés fossiles d'Espagne. *Compte rendu des séances de l'Académie des Sciences*, :582-4.
- Crusafont, M.; Reguant, S. & Golpe, J.M. (1975): Síntesis biocronoestratigráfica del Terciario continental español. *Estudios Geológicos*, 31:581-6.
- Crusafont, M., Truyols, J. (1948): Sobre el descubrimiento de un nuevo yacimiento del meótico en el Vallès. *Spain, Inst. Geol* (incl. map)
- Crusafont, M., Truyols, J. (1951): Hallazgo del *Plesiodimylus chanrei* Gaillard en el Meótico del Vallès. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 22:97-126.
- Crusafont, M.; Valenciano, A. & Sanz, E. (1968): Un nuevo yacimiento de vertebrados en el Burdigaliense de Martorell. *Acta Geol Hisp*, 3 (2):44-7.
- Crusafont, M., Villalta, J.F.d. (1947): Sobre la caracterización de niveles meóticos en el Vallès. *Sabadell, Mus*, v (Separate)
- Crusafont, M., Villalta, J.F.d. (1948): Sur un nouveau Palerinaceus du pontien d'Espagne. *Eclogae Geol, Helvetiae*:320-333, illus.
- Crusafont, M., Villalta, J.F.d. (1952): Sobre los pequeños reptiles y anfibios del mioceno del Vallès- Penedès. *Estudios Geol*, (Inst. Inves. Geol.):213-223 (incl.
- Crusafont, M., Villalta, J.F.d. (1952): Una nueva localidad con mamíferos fósiles del Burdigaliense continental del Penedès (nota previa). *Spain, Inst. Geol*:151-8.
- Crusafont, M., Villalta, J.F.d. (1952): Sobre los pequeños reptiles y anfibios del Mioceno del Vallès- Penedès. *Estudios geol*, (Inst. Inves. Geol.):213-23.
- Crusafont, M.; Villalta, J.F.d. & Truyols, J. (1952): Reconnaissance du Burdigalien continental au Valles-Penedes (Espagne). *Soc. Geol*:21-2.
- Crusafont, M.; Villalta, J.F. & Truyols, J. (1954): Sobre la caracterización del Burdigaliense continental de la cuenca del Vallès-Penedès. *Mem y Comunicaciones del Ins Geol Prov*, XI
- Crusafont, M., Villalta, J.F. de , Truyols, J. (1955): El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallès-Penedès. *Mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. de Barcelona*, 12: 260 pp.
- Cuenca, G.; Canudo, J.I.; Laplana, C. & Andrés, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol Hisp*, 27 (1-2):127-43.
- Daams R, Freudenthal M. (1988): Synopsis of the Dutch-Spanish collaboration program in the Aragonian type area, 1975-1986. *In: Biostratigraphy and Paleoecology of the Neogene Micromammalian faunas from the Calatayud-Teruel basin. Scr. Geol. Spec. Issue*, p. 3-18,
- Daams R, Freudenthal M. (1990): The Ramblian and Aragonian: limits, subdivision, geographical and temporal extension. *In: European Neogene Mammal Chronology*. p. 51-60.
- Daams, R.; Freudenthal, M. & Alvarez, M.A. (1988): Ramblian: a new stage for continental deposits of Early Miocene age. *Geol Mijnbouw*, 65:297-308.
- Daams, R.; Freudenthal, M. & Van der Weerd, A. (1977): Aragonian, a new stage for continental deposits of Miocene age. *Newsl Stratigr*, 6 (1):42-55.

Daams, R., van der Meulen, A.J. (1984): Paleoenvironmental and Paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the upper Oligocene and Miocene of North central Spain. *Paléobiologie continentale*, XIV (2):241-57.

Daxner-Höck G. [In Press]: Faunenwandel im Overmiozän und Korrelation der MN-"Zonen" mit den Biozonen des Pannons der Zentralen Paratethys. RHEBISTEN 1995;

De Bruijn, H. (1965): Miocene Gliiridae, Sciuridae and Eomyidae (Rodentia, Mammalia from the Calatayud area, prov. Zaragoza, Spain) and their bearing on the biostratigraphy. *PhD Thesis, Univ Utrecht*,

De Bruijn, H. (1966): Some Miocene new Gliiridae (Rodentia, Mammalia) from the Calatayud area (Prov. Zaragoza, Spain). *Proc Kon Ned Akad Wet*, B69:58-78.

De Bruijn, H.; Daams, R.; Daxner-Höck, G.; Fahlbusch, V.; Ginsburg, L.; Mein, P.; Morales, J.; with the contribution of, et al. (1992): Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisenburg 1990. *Newsl Stratigr*, 26 (2/3):65-118.

De Bruijn, H., Van Meurs (1967): A biometrical study of the third premolar of Lagopsis and Progalus (Ochotonidae, Lagomorpha, Mammalia) from the Neogene of the Calatayud-Teruel basin (Prov. Zaragoza, Spain). *Proc Kon Ned Akad Wet*, B70:113-43.

De Mas, D. (1984): L'evolució geomorfològica Quaternària del Vallés Occidental. *Resumen Tesis doct, Centre Publ Intercanvi cient ext Univ, Universitat de Barcelona*, :1-35.

Deamer, G.A., Kodama, K.P. (1990): Compaction-induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B4):4511-29.

Deino, A.; Tauxé, L.; Monaghan, M. & Drake, R. (1990): ⁴⁰AR/³⁹AR Age calibration of the litho- and paleomagnetic stratigraphies of the Ngorora formation, Kenya. *Journal of Geology*, 98:567-87.

Dekkers, M.J. (1988): Some rockmagnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. *Geologica Ultraiectina*, 51:1-231.

Dercourt J, Ricou LE, Vrielynck B. (1993): Atlas Téthys palaeoenvironmental maps. Dercourt J, Ricou LE, and Vrielynck B, editors. Paris: Gauthier-Villars; 1p.

Dercourt J, Ricou LE, Vrielynck B, et al. (1993): Atlas Tethys Paleoenvironmental maps. Dercourt J, Ricou LE, and Vrielynck B, editors. Gauthier Villars; 1p.

Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E. Hutton, D.H.W. y Knott, S. D., (1989): Kinematics of the Western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich y R.G. Park (Editors), *Alpine tectonics. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ.* ,45: 265-283.

Dijksman, A.A. (1977): Geomagnetic reversals as recorded in the Miocene Red Beds of the Calatayud-Teruel Basin (Central Spain). *PhD Thesis, Univ Utrecht*,

Dunlop, D.J. (1972): Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophys J R astr Soc*, 27:37-55.

Dunlop, D.J. (1981): The rock magnetism of fine particles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26:1-26.

Dunlop, D.J. (1986): Coercive forces and coercivity spectra of submicron magnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 78:288-95.

Dunlop, D.J., Stirling, J.M. (1977): 'Hard' viscous remanent magnetization (VRM) in fine-grained hematite. *Geophysical Research Letters*, 4 (4):163-6.

Elredge N, Gould SJ. (1977): Evolutionary model s and biostratigraphic strategies. In: Concepts and methods of biostratigraphy. p. 25-40.

Escutia, C., Maldonado, a. (1992): Paleogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia trough, northwestern Mediterranean sea. *Tectonophysics*, 203 (1-4):263-84.

Fahlbusch, V. (1976): Report on the international symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *Newsl Stratigr*, 5 (2/3):160-7.

Flynn, J.J.; MacFadden, B.J. & McKenna, M.C. (1984): Land-Mammal ages, faunal heterochrony, and temporal resolution in Cenozoic terrestrial sequences. *Journal of Geology*, 92:687-705.

Flynn, L.J.; Pilbeam, D.; Jacobs, L.L.; Barry, J.C.; Behrensmeyer, A.K. & Kappelman, J.W. (1990): The Siwaliks of Pakistan: time and faunas in a Miocene terrestrial setting. *Journal of Geology*, 98:589-604.

Fontboté, J.M. (1953): Sobre la edad de las capas rojas de Castellbisbal. *Barcelona, Inst. Geol*-42.

- Fontboté JM. (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la Cordillera Prelitoral Catalana y con la depresión del Ebro. *In: Tomo homenaje Prof. E. Hernández Pacheco*. Madrid: R. Soc. Esp. Hist. Nat. p. 281-310.
- Fontboté, J.M. (1956): Tectónica comparada de las depresiones del Vallés-Penedés y de Calatayud-Teruel. *Inst. "Lucas Mallada"* In:123-30.
- Fontboté, J.M.; Guimerà, J.; Roca, E.; Sàbat, F.; Santanach, P. & Fernández-Ortigosa, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev Soc Geol España*, 3 (2):7-18.
- Fontboté, J.M.; Guimerà, J. & Santanach, P. (1985): Stress regime changes during Neogene rifting in the Northeastern Iberian Peninsula. *Abstracts of the Continental Extensional Tectonics Meeting, T G S Univ Durham*, :18-20.
- Frakes LA, Francis JE, Syktus JI. (1992): Climate modes of the Phanerozoic. The history of the Earth's climate over the past 600 million years. Frakes LA, Francis JE, and Syktus JI, editors. 1p.
- Freeman, R. (1983): The magnetization of some pelagic tethyan limestones. *Tesis Doctoral, Institut für Geophysik, ETH, Zürich*, :1-186.
- Gallart, F. (1980): Estudi geomorfològic del Penedés. Sector de Anoia i Riudebitlles. *Tesis doctoral Universitat de Barcelona*, :1-250.
- Gallart, F. (1981): Neógeno superior y cuaternario del Penedés (Catalunya, España). *Acta Geol Hisp*, 16 (3):151-6.
- Galloway WE, Hobday DK. (1983): Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag, editor. Austin, Texas, (E.E.U.U.):
- Garcés, M. (1993): Magnetoestratigrafía de los sedimentos lacustres pliocenos de la sección de Galera (cuenca de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas) [Tesis de licenciatura]. Universitat de Barcelona;
- García-Moreno, E. (1987): Roedores y Lagomorfos del Mioceno de la zona central de la cuenca del Duero. Sistemática, bioestratigrafía y paleoecología. *Tesis Doctoral Universidad de Madrid*, :1-220.
- García-Moreno, E. (1988): The Miocene Rodent Biostratigraphy of the Duero Basin (Spain): A Proposition for a new Aragonian/Vallesian Limit. *Paleontologia i Evolució*, (22):103-12.
- García Sñérez, B.; Querol, R.; Castillo, F. y Fernández, J. R. (1978): A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. *10th World Petroleum Congress Bucarest, Proc. 4: 1-4*. Bucarest.
- Gibert, J. (1974): Étude des insectivores du Miocène du Vallés-Penedés, Calatayud-Daroca et Rubielos de Mora. *Tesis doctoral Universitat de Barcelona*,
- Gibert, J. (1975): Distribución bioestratigráfica de los Insectívoros del Mioceno en el NE. de España. Biótopos, comparación de cuencas y localidades. Relaciones faunísticas con América del Norte. *Acta Geol Hisp*, X (5):167-9.
- Gibert, J.; Agustí, J. & Moyà-Solà, S. (1980): Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Ampurdán. *Boletín Geológico y Minero*, XCI (VI):705-12.
- Goldsmith, N.F.; Martinell, J.; Demarcq, G.; Bohn-Havas, M. & Dockery, D.T.I. (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. *Newsl Stratigr*, 31 (3):167-83.
- Golpe, J.M. (1974): Faunas de yacimientos con suiformes en el Terciario español. *Paleontología y evolución*, VIII:1-87.
- Graham, J.W. (1949): The paleomagnetism of the Lupata Alkaline Volcanics. *J geophys Res*, 54:131-67.
- Guérin C. (1990): Biozones or Mammal Units? Methods and Limits in Biochronology. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Press, p. 131-8.
- Guérin, C.; Mein, P.; Philippe, M. & Truc, G. (1972): Découverte d'hipparions anté-tortoniens dans le bassin de Vaison-la-Romaine (Vaucluse, Sud-Est de la France). *Paléontologie C R Acad Sc Paris*, 274:1276-9.
- Guimerà, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.*, 121 (5): 413-420.
- Guimerà, J., (1988): Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. *Tesis Doctoral, Univ. Barcelona*, 600 p.
- Haq, B.U. (1981): Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited. *Oceanologica Acta*, Proceed. 26th Int. (Geol. Congress):71-82.
- Haq, B.U. (1981): Cenozoic Palaeoceanography. *Marine Micropaleontology*, 6 (5-6):1-212.

- Haq, B.U.; Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235:1156-67.
- Hardenbol J, Thierry J, Farley MB, et al. (1995): The Mesozoic-Cenozoic Chronostratigraphic Framework. *In: Sequence Stratigraphy of European Basins*.
- Harland WB, Armstrong RL, Cox AV, et al. (1989): A geologic time scale 1989. Harland WB, Armstrong RL, Cox AV et al. editors. 1p.
- Harland WB, Cox AV, Llewellyn PG, et al. (1982): A geologic time scale. Harland WB, Cox AV, Llewellyn PG et al. editors. 1p.
- Harrison, T.M.; Copeland, P.; Hall, S.A.; Quade, J.; Burner, S.; Ojha, T.P. & Kidd, S.F. (1993): Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan uplift, denudation, and climatic histories of two Molasse deposits. *The Journal of Geology*, 101:157-75.
- Hartenberger, J.L. (1969): Les Pseudosciuridae (Mammalia, Rodentia) de l'Eocène moyen de Bouxwiller, Egerkingen et Lissieu. *Paleovertebrata*, 3 (2):27-61.
- Hámor, G., Halmaj, J. (1990): Neogene palaeogeographical atlas of central and eastern Europe. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona* 171-2.
- Heirtzler, J.R.; Dickson, G.O.; Herron, E.M.; Pitman, W.C.I. & Le Pichon, X. (1968): Marine Magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, 73 (6):2119-36.
- Hilgen, F.J. (1990): Cyclic sedimentation in the Mediterranean Plio-Pleistocene and the construction of an orbitally tuned polarity time scale from 1.5 to 5.5 MA. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona* 175
- Hodell DA, Kennett JP. (1985): Miocene paleoceanography of the South Atlantic Ocean at 22, 16, and 8 Ma. *In: The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. p. 317-32.
- Hsü, K.J., Montadert, L.C. y Bernoulli, D. (Editors) (1978): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42, 1.
- Iaccarino S. (1985): Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. *In: Plankton stratigraphy*. Cambridge (Reino Unido): Cambridge Earth Science Series, p. 283-315.
- IGME. (1975): SABADELL. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria;
- IGME. (1975): HOSPITALET DE LLOBREGAT. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria;
- Irving E. (1964): Paleomagnetism and Its application to Geological and Geophysical Problems. . Irving E, editor.
- Jackson, M.J.; Banerjee, S.K.; Marvin, J.A.; Lu, R. & Gruber, W. (1991): Detrital remanence, inclination errors, and anhysteretic remanence anisotropy: quantitative model and experimental results. *Geophys J Int*, 104:95-103.
- Jacobs L, Flynn L, Downs W, et al. (1989): Quo Vadis, Antemus? The Siwalik Muroid record. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Publ. Corp., p. 573-86.
- Jaeger, J.J. (1977): Les Rongeurs du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. *Paleovertebrata*, 8 (1):1-166.
- Jaeger, J.J.; Michaux, J. & David, B. (1973): Biochronologie du Miocène moyen et supérieur continental du Maghreb. *C R Acad Sc Paris*, 277 (D):2477-80.
- Janssen, M.E.; Torné, M.; Cloethingh, S. & Banda, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 119:585-97.
- Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79:563-7.
- Johns, D.R., Herber, M.A., y Schwander, M.M. (1989): Depositional sequences in the Castellón area, offshore northeast Spain. *In: A.W. Bally (Editor): Atlas of seismic stratigraphy, vol. 3. AAPG Studies in Geology*, 27:181-184.
- Johnson, M.N. y McGee, V.E. (1983). Magnetic polarity stratigraphy: stochastic properties of data, sampling problems, and the evaluation of interpretations. *J. Geophys. Res.*, 88(B2): 1213-1221.
- Johnson, G.D.; Zeitler, P.; Naeser, C.W.; Johnson, N.M.; Summers, D.M.; Frost, C.D.; Opydyke, N.D. & Tahirkheli, R.A.K. (1982): The occurrence and fission-track ages of late Neogene and Quaternary volcanic sediments, Siwalik group, Northern Pakistan. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37:63-93.

Johnson, N.M. (1990) Chronostratigraphy of Cenozoic terrestrial sediments and faunas. Research contributions honoring N.M. Johnson. *The journal of Geology* 98(4):423-637.

Johnson, N.M.; Opdyke, N.D.; Johnson, G.D.; Lindsay, E.H. & Tahirkheli, R.A.K. (1982): Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik group rocks of the Porwar Plateau, Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37:17-42.

Johnson, N.M.; Opdyke, N.D. & Lindsay, E.H. (1975): Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene-Pleistocene terrestrial deposits and vertebrate faunas, San Pedro valley, Arizona. *Geol Soc America Bull*, 86:5-12.

Johnson, N.M.; Stix, J.; Tauxe, L.; Cervený, P.F. & Tahirkheli, R.A.K. (1985): Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implications of the siwalik deposits near Chinji village, Pakistan. *Journal of Geology*, 93:27-40.

Julià, R., Santanach, P. (1980): Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. In: P Santanach, C Sanz de Galdeano y J C Bousquet, *Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas)* Bol Geol Min, 91 (2):417-40.

Keller G. (1985): Depth stratification of planktonic foraminifers in the Miocene ocean. In: *The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. p. 177-96.

Keller, G., Barron, J.A. (1983): Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol Soc America Bull*, 94:590-613.

Keller, G., Barron, J.A. (1983): Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geological Society of America Bulletin*, 94:590-613.

Kennet J. (1985): *Marine Geology*. Prentice Hall, editor. Englewood Cliffs, New Jersey (E.E.U.U.):

Kennet JP, Keller G, Srinivasan MS. (1985): Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. In: *The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. p. 197-236.

King, J.W., Channel, J.E.T. (1991): Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Reviews of Geophysics, supplement*, :358-70.

Kirschvink, J.L. (1995): The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys J R astr Soc*, 62:699-718.

Kirschvink, J.L., Chang, S.B.R. (1984): Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments: possible bacterial magnetofossils. *Geology*, 12:559-62.

Krijgsman, W.; Langereis, C.G.; Daams, R. & Meulen, A.J.v. (1994): Magnetostratigraphic dating of the middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Calatayud-Teruel basin (Central Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 128:513-26.

Kirschvink, J.L., Chang, S.B.R. (1984): Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments: possible bacterial magnetofossils. *Geology*, 12:559-62.

Krs, M.; Krsová, M.; Pruner, P.; Zeman, A.; Novák, F. & Jansa, J. (1990): A petromagnetic study of Miocene rocks bearing micro-organic material and the magnetic mineral greigite (Solokov and Cheb basins, Czechoslovakia). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 63:98-112.

Krs, M.; Novák, F.; Krsová, M.; Pruner, P.; Kouklíková, L. & Jansa, J. (1992): Magnetic properties and metastability of greigite-smythite mineralization in brown-coal basins of the Kránsné hory Piedmont, Bohemia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 70:273-87.

Kutzbach, J.E.; Prell, L. & Ruddiman, W.F. (1993): Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of Tibetan Plateau. *The journal of Geology*, 101:177-90.

Langereis CG, Sen S, Sümengen M, et al. (1990): Preliminary magnetostratigraphic results of some Neogene Mammal localities from Anatolia (Turkey). In: *European Neogene Mammal Chronology*. p. 515-26.

Langereis, C.G.; Zachariasse, W.J. & Zijderveld, J.D.A. (1984): Late Miocene magnetostratigraphy of Crete. *Marine Micropaleontology*, :261-81.

Lehman, S.J., Keigwin, L.D. (1992): Deepsea sediments reveal history of the great ocean conveyor. *Oceanus*, 35 (4):89-92.

Levi, S., Banerjee, S. (1990): On the origin of inclination shallowing in redeposited sediments. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B4):4383-9.

- Lindsay, E.H.; Johnson, N.M. & Opdyke, N.D. (1980): Preliminary correlation of North American land mammal ages and geomagnetic chronology. *University of Michigan Papers on Paleontology Studies on Cenozoic Paleontology and Stratigraphy in honour of Claude W Hibbard*, 12:111-9.
- Lindsay EH, Tedford R. (1990): Development and application of Land Mammal Ages in North America and Europe, a comparison. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Press, p. 601-24.
- Lindsay EM. (1990): The setting. *In: European Neogene Mammal Chronology*. Nueva York: Plenum press, p. 1-14.
- Livermore RA, Smith AG. (1982): Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean region. *In: Geological evolution of the Mediterranean basin*. 5, p. 83-98.
- Llopió, N. (1947): Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. *Inst Lucas Mallada (C S I C)*, Barcelona, :1-372.
- Loomis, D.P., Burbank, D.W. (1988): The stratigraphic evolution of the El Paso basin, southern California: Implications for the Miocene development of the Garlock fault and uplift of the Sierra Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 100:12-28.
- Lovlie, R. (1993): Experimental determination of the relationship between magnetic moment and grain geometry of PSD magnetite grains. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 76:105-12.
- Lovlie, R., Torsvik, T. (1984): Magnetic remanence and fabric properties of laboratory-deposited hematite-bearing red sandstone. *Geophysical Research Letters*, 11 (3):229-32.
- Lowrie, W. (1990): Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17 (2):159-62.
- Lowrie, W., Heller, F. (1982): Magnetic properties of marine limestones. *Rev Geophys Space Phys*, 20 (2):171-92.
- López, N.; Agustí, J.; Cabrera, L.; Calvo, J.P.; Corrochano, A.; Daams, R.; Diaz, M.; Elizaga, E., et al. (1987): Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and palaeoclimatic interpretation. *Ann Ins Geol Publ Hung*, 70:383-91.
- López-Blanco, M. (1994): Estructuras contractivas de la Cordillera Prelitoral Catalana entre la sierra de Les Pedritxes y el río Ripoll, evolución y relación con los depósitos del margen de la cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 16:45-8.
- López-Civit, C. (1984): La microfauna d'Ostrácodos del Miocè de l'alt Penedès. *Tesis doctoral, Universitat de Barcelona*, :1-441.
- Macpherson, I. (1992): Paleocología de los foraminíferos en el Mioceno Medio de la Cuenca del Penedès. *Tesis doctoral Universidad de Barcelona. Deptos. de Ecología y Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología*. 434 pp.
- Magné, J. (1979): Étude microstratigraphique sur la Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. *Les Bassins Néogènes Catalans Univ Paul Sabatier, Toulouse*, I:1-260.
- Maher, B.A., Taylor, R.M. (1988): Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 336 (6197):368-70.
- Maher, B.A., Thompson, R. (1994): Pedogenesis and Paleoclimate, interpretation of the magnetic susceptibility record of chinese loess-paleosol sequences: Comment. *Geology*, 22 (9):857-8.
- Marks, P. (1971): Vallesian. *Giornale di Geologia*, XXXVII (II):215-9.
- Marks, P. (1971): Turolian. *Giornale di Geologia*, XXXVII (II):209-13.
- Marshall, J.D. (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol Mag*, 129 (2):143-60.
- Martinell, J. (1988): An overview of the marine Pliocene of NE Spain. *Géologie Méditerranéenne*, 15(4): 227-233.
- Martinell, J., Porta, J.d. (1981): Presencia de *Vaginella austriaca* KITTL (Pterodopa) y fauna malacológica acompañante en el Mioceno de Catalunya. *Iberus*, 1:1-8.
- Martínez del Olmo, W. y Esteban, M. (1983): Paleokarst Development (Western Mediterranean). *In P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore (Editors), Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 93-95.
- Martínez del Olmo, W., Murillas, J. y Fernández, F. (1991): Los ciclos eustáticos-sedimentarios del Neógeno en el Golfo de Valencia (Mediterráneo occidental). *Abstracts of the I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic*, pp. 206-209.

- Masana E. (1994): El análisis de la red fluvial en el estudio de la neotectónica en las Cadenas Costeras Catalanas. *In: Geomorfología en España. Sociedad Española de Geomorfología*, p. 29-41.
- McCartney, M.S. (1994): Towards a model of Atlantic Ocean Circulation. The Plumbing of climate radiation. *Oceanus*, 37 (1):5-8.
- McClay KR, Ellis PG. (1987): Analogue models of extensional fault geometries. *In: Continental Extensional Tectonics*. London: Geological Society of London, p. 109-25.
- McElhinny, M.W. (1964): Resarch Note Statistical Significance of the Fold Test in Palaeomagnetism. *Geophys J R astr Soc*, 8:338-40.
- McFadden, P.L., Jones, D.L. (1981): The fold test in palaeomagnetism. *Geophys J R astr Soc*, 67:53-8.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W. (1988): The combined analysis of remanetisation circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth planet Sci Lett*, 87:161-72.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W. (1990): Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophys J Int*, 103:725-9.
- Mein, P. (1975): Biozonation du Néogène Méditerranéen à partir des Mammifères. *IUGS RCMNS: Report on Activity of the RCMNS WORKING GROUPS Bratislava*, :78-81.
- Mein P. (1990): Updating of MN zones. *In: European Neogene Mammal Chronology*, p. 73-90.
- Merrill R, McElhinny R. (1983): The Earth's Magnetic Field. . Donn W, editor.
- Moissenet, E., Lindsay, E., Mein, P., Opdyke, N., Pérez-González, A. (1990): The Alfambrian: a new continental stage for the Pliocene formation of Teruel basin. Biostratigraphy, magnetostratigraphy, referenced sections. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona* 245-7.
- Morales, J.; Capitán, J.; Calvo, J.P. & Sesé, C. (1992): Nuevo yacimiento de vertebrados del Mioceno Superior al Sur de Madrid (Cerro Batallones, Torrejón de Velasco). *Geogaceta*, 12:77-80.
- Morgan, Fernández (1992): Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203 (1-4):185-201.
- Moyà-Solà, S. (1983): Los Boselaphini (Bovidae, Mammalia) del Neógeno de la Península Ibérica. *Publicaciones de Geologia Universitat Autònoma de Barcelona*, 18:1-236.
- Moyà-Solà, S., Agustí, J. (1987): The Vallesian in the type area (Vallès-Penedès, Barcelona, Spain). *Ann Inst Geol Publ Hung*, LXX:93-9.
- Moyà-Solà S, Agustí J. (1990): Bioevents and Mammal successions in the Spanish Miocene. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Press, p. 357-74.
- Moyà-Solà, S., Köhler, M. (1993): Recent discoveries of *Dryopithecus* shed new light on evolution of great apes. *Nature*, 365:543-5.
- Moyà-Solà, S., Köhler, M. (1993): *Dryopithecus* y el origen de los grandes monos actuales. *Investigación y Ciencia*, (Diciembre):30-1.
- Mullender, T.A.T.; Van Velzen, A.J. & Dekkers, M.J. (1993): Continuous drift correction and separate identification of ferromagnetic and paramagnetic contributions in thermomagnetic runs. *Geophys J Int*, 114:663-72.
- Oms, O.; Garcés, M.; Parés, J.M.; Agustí, J.; Anadón, P. & Julià, R. (1995): Magnetostratigraphic characterization of a thick lower Pleistocene sequence from the Baza basin (Betic chain, Southern Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85:173-80.
- Opdyke, N.D. (1990): Magnetic Stratigraphy of Cenozoic Terrestrial sediments and Mammalian dispersal. *Journal of Geology*, 98:621-37.
- Opdyke, N.D., Henry, K.W. (1969): A test of the Dipole Hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 6:139-51.
- Opdyke ND, Mein P, Moissenet E, et al. (1990): The magnetic stratigraphy of the late Miocene sediments of the Cabriel basin, Spain. *In: European Neogene Mammal Chronology*.
- Ortí, F., Pueyo, J.J. (1976): Yeso primario y secundario del depósito de Vilobí (provincia de Barcelona, España). *Publ Inst Inv Geol Barcelona*, 31:5-34.
- Parés J, Roca E. [In Press]: On the significance of tectonic-induced tertiary remagnetizations along the Valencia Trough margins. *Earth and Planetary Science Letters* 1995;
- Parrish, J.J., Curtis, R.L. (1982): Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeogr , Palaeoclimatol , Palaeoecol*, 40 (1/3):31-66.

- Parrish, J.J.; Ziegler, A.M. & Scotese, C.R. (1982): Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol*, 40 (1/3):67-101.
- Permanyer, A. (1982): Sedimentologia i diagènesi dels esculls miocènics de la conca del Penedès. *Tesis doctoral Universitat de Barcelona*, 1-545.
- Permanyer, A., Salvatorini, G. y Mazzei, R. (1983): New precessions about marine Miocene age of the Penedès basin (Catalonia, NE Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 14: 293-310.
- Pevzner, M.A., Vangengeim, E.A. (1990): The position of the Neogene key mammalian localities of the USSR on the Magnetostratigraphical scale. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N S Congress, Barcelona* 267-8.
- Pevzner, M.A., Vangengeim, E.A. (1992): Magnetostratigraphical age assignments of Middle and Late Sarmatian Mammalian localities of the Eastern Paratethys. *Newsletter Stratigr*, 29 (2):63-75.
- Pickford M. (1990): Dynamics of old world biogeographic realms during the Neogene: implications for Biostratigraphy. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Press, p. 413-42.
- Pickford, M., Morales, J. (1994): Biostratigraphy and palaeobiogeography of East Africa and the Iberian Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112:297-322.
- Pilbeam, D.; Barry, J.; Ibrahim, S.M.; Pickford, M.H.L.; Bishop, W.W.; Thomas, H. & Jacobs, L.L. (1977): Geology and palaeontology of Neogene strata of Pakistan. *Nature*, 270 (22/29)
- Pitman, W. C. y Talwani, M. (1972): *Sea-floor spreading in the North Atlantic*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82: 619-646.
- Porta, J.d., Civis, J. (1990): Events and correlation in the Neogene Prelittoral Catalanian Depression. *Terra Abstr*, 2 (2):116-7.
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E. (1992): Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360:647-51.
- Qiu Z. (1990): The Chinese Neogene Mammalian biochronology - Its correlation with the European Neogene Mammalian zonation. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Press, p. 527-56.
- Quade, J.; Cerling, T.E. & Bowman, J.R. (1989): Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 342:163-4.
- Rea, D.K. (1993): Geologic records in Deep Sea Muds. *GSA Today*, 3 (8)
- Rehault, J.P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1984): The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.*, 55: 447-477.
- Riba O, Reguant S, Tarradell M. (1986): Una taula dels Temps Geològics. Riba O and Reguant S, editors. Barcelona: Institut d'estudis catalans. Arxius de la secció de ciències; 1p.
- Rivas-Carballo, M.R. (1991): The development of vegetation and climate during the Miocene in the south-eastern sector of the Duero Basin (Spain). *Review of Paleobotany and Palynology*, 67:341-51.
- Robinson, P. (1986): Very hypsodont antelopes from the Beglia Formation (central Tunisia) with a discussion of the Rupicaprini. *Contributions to Geology, University of Wyoming, Spec Paper*, 3:305-15.
- Roca, E. (1992): L'estructura de la conca catalano-balear: paper de la compressió i la distensió en la seva gènesi [Tesis doctoral]. Universitat de Barcelona;
- Roca, E. y Desegaulx, P. (1991): Analysis of the geological evolution y vertical movement analysis in the València Trough area, western Mediterranean. *Mar. Petrol. Geol.*, 9, 167-184
- Roca, E., Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203 (1-4):203-18.
- Rosell, J.; Obrador, A.; Robles Orozco, S. & et al. (1973): Sedimentología del Mioceno del Vallès occidental. *Acta Geol Hisp*, 8:25-9.
- Ryan, W. y Cita, M. B. (1978): The nature y distribution of Messinian erosional surfaces. Indicators of a several kilometer deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27: 193-230.
- Salvador A. (1994): International Stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. . Salvador A, editor. 2nd ed. The Geological Society of America, inc. 1p.

- Santafé, J.V. (1978): Rinocerótidos fósiles de España. *Tesis doctoral Universitat de Barcelona*, :1-471.
- Santisteban, C., Ruíz-Sánchez, F.J., and Lacomba, J.I. (1991): Estratigrafía, edad y evolución de los depósitos terciarios de la cuenca de antepaís de Quesa-Bicorp (Valencia). 209 p.
- Santisteban, C.d.; Ruíz-Sánchez, F.& Bello, D. (1989): Los depósitos lacustres del Terciario de Bicorp (Valencia). *Acta Geol Hisp*, 24 (3-4):299-307.
- Sanz de Siria Catalán, A.S. (1981): Flora del Mioceno superior de la Bisbal (Baix Empordà). *Bull Inf Insp Paleont Sabadell*, 13 (1/2):57-68.
- Sanz de Siria Catalan, A.S. (1981): La flora Burdigaliense de los alrededores de Martorell (Barcelona). *Paleont i Evol*, 16:3-13.
- Sanz, E.; Sesé, C.& Calvo, J.P. (1992): Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turoliense en la cuenca de Madrid. *Estudios geol*, 48:171-8.
- Savage DE. (1977): Aspects of Vertebrate Paleontological Stratigraphy and Geochronology. *In: Concepts and methods of biostratigraphy*. Stroudsburg, Pennsylvania (E.E.U.U.): Dowden Hutchinson & Ross Inc. p. 427-42.
- Savin SM, Abel L, Barrera E, et al. (1985): The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperatures: Oxygen isotopic evidence. *In: The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography*. The Geological Society of America, Inc., p. 49-82.
- Savin, S.M.; Douglas, R.G.& Stehli, F.G. (1975): Tertiary marine paleotemperatures. *Geol Soc Am Bull*, 86:1499-510.
- Schmidt-Kittler N. (1987): International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene. Mainz, February 18th-21st 1987. . Schmidt-Kittler N, editor.München: Verlag Fiedrich Pfeil;
- Schmidt-Kittler N. (1990): A biochronologic subdivision of the European Paleogene Based on Mammals- Report on results of the Paleogene symposium held in Mainz in February 1987. *In: European Neogene Mammal Chronology*. Nueva York: Plenum Press, p. 47-50.
- sclater, J.G., christie, p.a.f. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 85:3711-39.
- Sen, S. (1986): Contribution à la magnetostratigraphie et à la paléontologie des formations continentales néogènes du pourtour méditerranéen. Implications biochronologiques et paléobiologiques [Thèse d'Etat]. Univ. Paris 6; 1 p.
- Sen S. (1990): Hipparion datum and its chronologic evidence in the Mediterranean area. *In: European Neogene Mammal Chronology*. New York and London: Plenum Press, p. 495-514.
- Sen, S.; Bonis, L.d.; Dalfes, N.; Geraads, D.& Koufos, G. (1994): Les gisements de mammifères du Miocène supérieur de Kemiklitepe, Turquie: 1. Stratigraphie et magnétostratigraphie. *Bull Mus natl Hist nat , Paris, 4e sér*, 16 (section C n°1):5-17.
- Sen, S., Valet, J.P. (1986): Magnetostratigraphy of late Miocene continental deposits in Samos, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 80:167-174
- Sen, S.; Valet, J.P.& Ioakim, C. (1986): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Neogene deposits of Kastellios hill (Central Crete, Greece). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 53:321-34.
- Sesé, C.; Alonso-Zarza, A.M.& Calvo, J.P. (1990): Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental del NE de la cuenca de Madrid (Prov. de Guadalajara, España). *Estudios geol*, 46:433-51.
- Shackleton NJ. (1984): Oxygen isotope evidence for Cenozoic climatic change. *In: Fossils and Climate*. John Wiley & Sons Ltd. 2, p. 27-34.
- Shackleton NJ, Kennett JP. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. *In: Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* p. 743-55.
- Solé-Sugrañes, L. (1979): Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes Landsat-1. *Tecniterrae*, 22:6-16.
- Soler, R., Martínez del Olmo, W., Megías, A. G. y Abeger, J. A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español. *Mediterranea*, 1: 71-82.
- Steiner, M.B. (1983): Detrital remanent magnetization in hematite. *Journal of Geophysical Research*, 88 (B8):6523-39.

- Steininger FF, Berggren WB, Kent DV, et al. (1995): Circum Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of European mammal units and zones. *In: Later Neogene European biotic evolution and stratigraphic correlation.* New York: Columbia Press, p. (en prensa)
- Steininger FF, Bernor RL, Fahlbusch V. (1990): European Neogene Marine/Continental Chronologic correlations. *In: European Neogene Mammal Chronology.* New York and London: Plenum Publ. Corp. p. 15-46.
- Steininger FF, Senes J, Kleemann K, et al. (1983): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. Steininger FF, Senes J, Kleemann K et al. editors. IGCP; 1p.
- Stoeckinger, W. (1976): Valencia Gulf offer deadline nears. *The Oil y Gas Jour.*, 29: 197-204.
- Suc, J.P. (1990): The west Mediterranean Neogene climatic evolution. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N S Congress, Barcelona* 337-8.
- Suc, J.P., Bessais, E. (1990): Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *Paléoclimatologie/Paleoclimatology*, 310 (II):1701-7.
- Suc, J.P.; Clauzon, G.; Bessedik, M.; Leroy, S.; Zheng, Z.; Drivaliari, A.; Roiron, P.; Ambert, P., et al. (1992): Neogene and Lower Pleistocene in Southern France and Northeastern Spain. Mediterranean environments and climate. 8th International Palynological Congress. Excursion G.. *Cahiers de Micropaléontologie*, 7 (1/2):165-86.
- Talling, P.J., Burbank, D.W. (1993): Assessment of uncertainties in magnetostratigraphic dating of sedimentary strata. *Applications of Paleomagnetism to Sedimentary Geology, SEMP Special Publication*, 49:59-69.
- Tauxe, L., Badgley, C. (1988): Stratigraphy and remanence acquisition of a paleomagnetic reversal in alluvial Siwalik rocks of Pakistan. *Sedimentology*, 35:697-715.
- Tauxe, L.; Constable, C. & Stokking, L. (1990): Use of anisotropy to determine the origin of characteristic remanence in the Siwalik Red Beds of Northern Pakistan. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B4):4391-404.
- Tauxe, L.; Monaghan, M.; Drake, R.; Curtis, G. & Staudigel, H. (1985): Paleomagnetism of Miocene East African rift sediments and the calibration of the geomagnetic reversal time scale. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B6):4639-46.
- Tauxe, L., Opdyke, N.D. (1982): A time framework based on magnetostratigraphy for the siwalik sediments of the Kaur area, Northern Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37:43-61.
- Thaler, L. (1962): Premiers résultats d'une recherche systématique des dents de Rongeurs par lavage de marnes de l'Oligocène en Bas Languedoc. *C R Som Soc Géol Fr*, 10:315
- Thaler, L. (1966): Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. *Mém Mus Nat Hist Nat Paris*, 27:1-284.
- Thaler, L. (1967): Premiers résultats d'une recherche systématique des dents des Rongeurs par lavage de marnes de l'Oligocène en Bas Languedoc. *C R Som Soc Géol Fr*, 10:315.
- Thomas, H. (1979): *Miotragocerus cyrenaicus* sp. nov. (Bovidae, Artiodactyla, Mammalia) du Miocène supérieur de Sahabi (Libie) et ses rapports avec les autres *Miotragocerus*. *Geobios*, 12 (2):267-80.
- Thomas, H., Petter, G. (1986): Révision de la faune de Mammifères du Miocène de Menacer (ex-Marceau), Algérie: discussion sur l'âge du gisement. *Geobios*, 19 (3):357-73.
- Tiercelin, J.J.; Michaux, J. & Bandet, Y. (1979): Le Miocène supérieur du Sud de la Dépression de l'Afar, Éthiopie: sédiments, faunes, âges isotopiques. *Bull Soc géol France*, XXI (3):255-8.
- Tucker P. (1983): Magnetism of unconsolidated sediments and theories of DRM, *In: Geomagnetism of baked clays and recent sediments.* Amsterdam: Elsevier, p. 9-28.
- Turner P. (1980): Continental Red Beds. *In: Developments in Sedimentology.* Amsterdam (Holanda): Elsevier, p. 1-362.
- Ubach, J. (1990): Geología de los materiales Paleozoicos de las Escamas de la Cordillera prelitoral catalana al Este del río Llobregat. *Acta Geol Hisp*, 25 (1-2):113-21.
- Unay, E., De Bruijn, H. (1984): On some Neogene rodent assemblages from both sides of the Dardanelles, Turkey. *Newsl Strat*, 13 (3):119-32.

- Van der Voo, R. (1995): Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparison with continental reconstructions. *Reviews of Geophysics*, 28 (2):167-206.
- Van der Weerd, A. (1976): Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain. *Utrecht Micropaleont Bull*, Spec. Publ. (2):1-217.
- Vázquez, A., Zamarréno, de Porta, J. y Plana, F. (1991): La composición isotópica y los elementos traza de *Amussiopecten baranensis* (Pectinidae) como indicadores paleoambientales, en el Langhiense catalán. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), 215-227.
- Vergnaud Grazzini, C. (1984): Major Cenozoic climatic changes: the stable isotope record of marine carbonates in the world ocean - A review. *Paléobiologie continentale*, XIV (2):433-73.
- Villalta, J.F.d. (1943): Tres nuevas localidades de mamíferos del Pontiense del Vallès- Penedès (provincia de Barcelona). *Soc. Espanola Hist*:215-222, illus.
- Villalta, J.F.d. (1943): Consideraciones sobre las formaciones pontienses de la cuenca del Vallès-Penedès. *Ciencias, Madrid, año 8*, no:574-81.
- Villalta, J.F.d. (1944): Notas para la estratigrafía de la cuenca del Vallès-Penedès. *Ciencias, Madrid, ano 9*, no:61-67, illus.
- Villalta, J.F.d., Crusafont Pairó, M. (1945): Noticia preliminar sobre una fauna de Mamíferos aquitanienses en Cetina de Aragón (Zaragoza). *Las Ciencias*, X (4)
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1943): *Indarctos virei* nova sp. un nuevo Ursido del grupo de los Hemiciónidos del Mioceno superior del Vallès. *Cons Sup de Invest Cient "Lucas Mallada"*.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1943): Los vertebrados del Mioceno continental de la cuenca Vallès- Penadès (provincia de Barcelona), I, Insectívoros-II, Carnívoros. *Spain, Inst, Geol*:145-336, 48 figs.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1943): Los vertebrados fósiles del Mioceno continental del Vallès- Penedès (provincia de Barcelona). *Sabadell, Mus, Paleont*
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1943): Contribucion al conocimiento del *Albanosmilus jourdani* Filhol; *Indarctos virei*, nova sp., un nuevo ursido del grupo de los hemicionidos del mioceno superior del Valles-Panades. 63 pp, Inves
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1944): Dos nuevos antropomorfos del Mioceno español y su situación dentro de la moderna sistemática de los simidos. *Spain, Inst, Geol*:89-139, illus.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1944): Nuevos insectívoros del Mioceno continental del Vallès-Penedès. *Spain, Inst, Geol*:39-63, illus.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1944): Nuevos carnívoros del Vindoboniense de la cuenca del Vallès- Penedès. *Spain, Inst, Geol*:53-88, illus.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1944): El "Stephanocemas elegantulus" Roger, nuevo cérvido del vindoboniense del Vallés-Penedés. *Soc, Espanola Hist*:397-409, illus.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1945): Los vertebrados del Mioceno continental de la cuenca del Vallès- Penedès (provincia de Barcelona); III, Ungulados, A. Perisodactilos, 1, Chalicotheriinae. *Inst, Investig*:111-67.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1945): *Enhydriodon lluecai* nova sp., el primer Lútrido del Pontiense español. *Bol R Soc Esp Hist Nat*, XLIII
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1945): Un *Anchitherium* en el Pontiense español; *Anchitherium sampelayoi*, nova sp. *Spain, Inst, Geol*:49-82.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1945): Nuevas aportaciones al conocimiento de los carnívoros pontienses del Vallès-Penedès. *Barcelona, Inst, Geol (Misc. Almera. pt. 1)*:81-121.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1947): Sobre la probable identidad de dos especies miocénicas de *Lagopsis*. *Soc Española Hist Nat* :369-74.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1948): Les gisements de mammiferes du neogene espagnol. *Soc, Geol*:28-30, 256-259, 278-280.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1950): Sobre algunas aves fósiles de Cataluña. *Spain, Inst, Geol*:143-56.
- Villalta, J.F.d., Crusafont, M. (1952): *Grivasmilus* remplacant *Albanosmilus* (= *Sansanosmilus*). *Soc, Geol*:308-9.

Villalta, J.F.d.; Crusafont, M. & Bataller, J.R. (1948): Los Castores fósiles de España. *Bol Inst Geol y Min de España*, 61

Vincent E, Killingley JS, Berger WH. (1985): Miocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the tropical Indian Ocean. In: *The Miocene Ocean: Paleooceanography and Biogeography*. The Geological Society of America, Inc. p. 103-30.

Watabe, M. (1990): Phylogenetic relationships of Hipparion (Perissodactyla, Mammalia) in the Western and Eastern Eurasia. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona* 369-70.

Whistler, D.P., Burbank, D.W. (1992): Miocene biostratigraphy and biochronology of the Dove Spring Formation, Mojave Desert, California, and the characterization of the Clarendonian mammal age (late Miocene) in California. *Geological Society of America Bulletin*, 104:644-58.

Wiman, S.K. (1978): Mio-Pliocene foraminiferal biostratigraphy and stratochronology of central and northeastern Tunisia. *Revista Española de Micropaleontología*, 10:87-147.

Woodburne, M.O.; MacFadden, B.J. & Skinner, M.F. (1981): The North American "Hipparion" datum and implications for the Neogene of the Old World. *Géobios*, 14 (4):493-524.

Woodburne MO. (1987): *Cenozoic Mammals of North America*. . Woodburne MO, editor. Berkeley, California, (E.E.U.U.): Univ. California Press; 1p.

Young, J.R.; Flores, J.A.; Wei, W.; Backman, J.; Harmrsmid, B.; Heck, S.E.v.; Krhovky, J.; Raffi, I., et al. (1994): A summary chart of Neogene Nannofossil magnetobiostratigraphy. *Journal of Nannoplankton*, 16 (1):21-7.

Zapletal, K. (1992): Self-reversal of isothermal remanent magnetization in a pyrrhotite (Fe₇S) crystal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 70:302-11.

Zijderveld, J.D.A. (1967): A.C. desmagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in Paleomagnetism*, :254-86.

Zijderveld, J.D.A., Langereis, C.G. (1990): Magnetostratigraphic dating. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona* 381

Zijderveld, J.D.A., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., Verhallen, P.J.J.M., Zachariasse, W.J. (1990): Magnetostratigraphy of the Mediterranean late Pliocene-early Pleistocene. *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean IX R C M N:S Congress, Barcelona* 383

Zubakov VA, Borzenkova II. (1990): *Global Paleoclimate of the Late Cenozoic*. Zubakov VA and Borzenkova II, editors. Elsevier; 1p.