



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.**

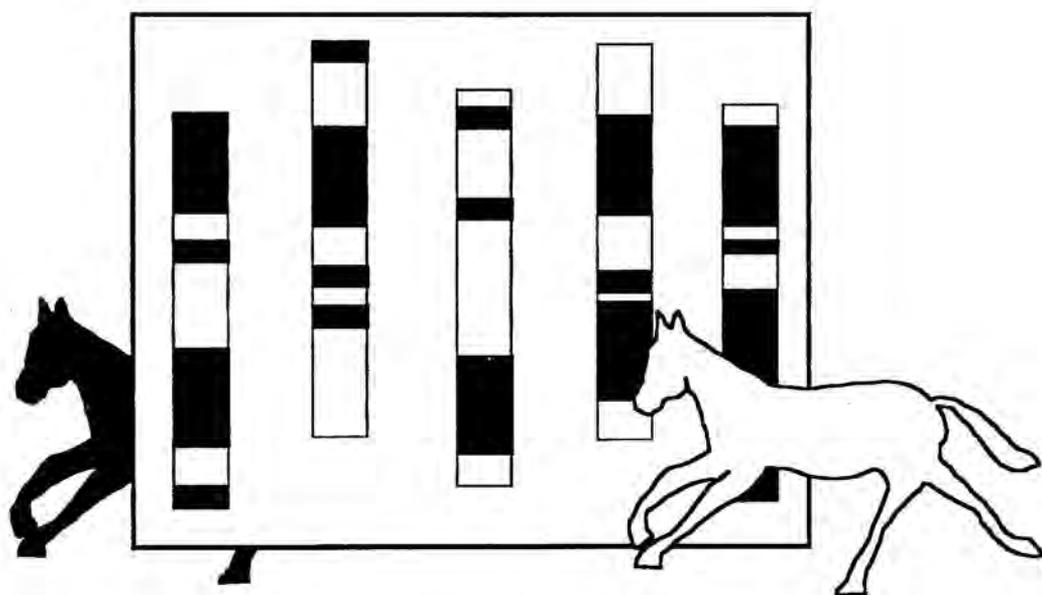
Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 4.0. España de Creative Commons.**

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  
(DEPRESIÓ 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

MAGNETOESTRATIGRAFÍA  
DE LAS SUCESIONES  
DEL MIOCENO MEDIO MEDIO Y SUPERIOR  
DEL VALLÈS OCCIDENTAL  
(DEPRESIÓN DEL VALLÈS-PENEDÈS, NE DE ESPAÑA):  
IMPLICACIONES BIOCRONOLÓGICAS Y  
CRONOESTRATIGRÁFICAS

Memoria realizada por **Miguel Garcés Crespo** bajo la dirección de:

**Luis Cabrera Pérez**, profesor titular de la Universidad de Barcelona, y

**Josep Maria Parés i Casanova**, colaborador científico del Consejo Superior de Investigaciones Científicas

para optar al grado de DOCTOR EN GEOLOGÍA por la Universidad de Barcelona.

Fdo: Luis Cabrera Pérez

Josep Maria Parés i Casanova

Barcelona, Mayo de 1995.

## **AGRADECIMIENTOS.**

*Esta tesis ha sido realizada al amparo de una beca de Formación de Personal Investigador del M.E.C. y los proyectos CICYT GEO89-381 "Evolución neógena de la cuenca catalano-balear"; CAICYT BB90-0575 "Sucesiones de vertebrados y secuencias paleomagnéticas en el Neógeno español" y DGICYT PB91-0096 "Curva de deriva polar aparente de la Península Ibérica para el Mesozoico y el Terciario".*

*Por su responsabilidad en la iniciación y contribución en la realización de este trabajo, doy las gracias a mis directores Lluís Cabrera del Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia (Universitat de Barcelona) y Josep Maria Parés (Institut de Ciències de La Terra Jaume Almera, CSIC), así como a los centros donde he llevado a cabo esta investigación, el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia (Universitat de Barcelona) y el Institut de Ciències de La Terra Jaume Almera (CSIC).*

*A Jordi Agustí, director del Instituto de Paleontología Miquel Crusafont de Sabadell, comprometido conjuntamente con mis directores en este proyecto desde el comienzo. Los resultados presentados en esta memoria han sido gracias a su estrecha colaboración, mantenida durante todo el período de realización de la investigación. A Salvador Moyà y todos los colaboradores del Instituto de Paleontología a quienes tuve ocasión de conocer durante las jornadas de muestreo (Lluís de Gelida, Toni, Manel Llenas,...) por su colaboración en las tareas de prospección bioestratigráfica.*

*A los investigadores de centros extranjeros que me acogieron durante algunas temporadas en sus laboratorios sin ofrecer franca resistencia: Mary Kovacheva y Vessilina Butchvarova de la Academia de Ciencias de Bulgaria; Neil D. Opdyke y J.E.T. Channell de la Universidad de Florida; Maureen Steiner de la Universidad de Wyoming.*

*A Cor Langereis de la Universidad de Utrecht, que me facilitó la nueva revisión de la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética justo a tiempo para poder incorporarla en la redacción final de esta memoria.*

*Al Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya (Conselleria de Política Territorial i Obres Públiques), especialmente a sus responsables del área de cartografía Xavier Berastegui y Mariona Losantos, por facilitarme la consulta de los mapas geológicos escala 1/10.000 inéditos del Vallès.*

*A Teresa Bartrina que me ha proporcionado la documentación del subsuelo y aportado algunas posibles interpretaciones estructurales.*

*A los servicios científico-técnicos de la Universitat de Barcelona y al Dr. Felicià Plana del Instituto Jaume Almera por la realización de los análisis de difracción de rayos X.*

*Al Servei de Reprografia de la Universitat de Barcelona, donde se reprodujo el esquema geológico del área de estudio que acompaña a esta memoria. A Joan Ros y Teresa Santaeulària, como realizadores.*

*A Eduard Roca por asistirme en el tema estructural e interpretación de la información sísmica.*

*A Josep Serra Kiel, por echarle un ojo a mis muestras de alveolinas.*

*A Miguel López Blanco y Jordi Galindo por sus aportaciones para la elaboración del esquema geológico.*

*A J. Hardenbol por permitirme utilizar su cuadro de correlación cronoestratigráfica, actualmente en prensa.*

*A mis pasados y presentes compañeros de laboratorio, con quienes compartí noches de encarcelamiento: Oriol Pascual, Jaume Dinarés, Oriol Oms, Angel Huerta, Eduardo Gomis. A Ana Gómez, especialmente, el preso de más antigüedad que más horas ha tenido que sufrirme.*

*A todo el personal del Instituto Jaume Almera. A Graciela, Jesus y Josefina. A Montse "la de la puerta", por su demostrada tenacidad intentando localizarme. A Mari.*

*A los que han padecido más los momentos finales: Luis, Jordi, Miguelillo y Lola.*

*A mis compañeros de piso/gallinero Joan, Jordi y Quim, por la convivencia, sin detallar.*

*A William Longmore, también sin especificar.*

*A mis padres*

## PRÓLOGO

*El presente trabajo, realizado como Memoria de Doctorado se inscribe en una de las líneas de investigación del Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología de la Universidad de Barcelona, desarrollada en cooperación con el Instituto Jaime Almera de Barcelona (CSIC) y el Instituto de Paleontología Miquel Crusafont de Sabadell. Esta línea se centra en torno al estudio y análisis de las cuencas cenozoicas del N de la Península Ibérica. Su fin último es integrarlas en el marco geodinámico del Mediterráneo Occidental y conocer su evolución tectonosedimentaria. El establecimiento de una cronología lo más refinada posible de los rellenos sedimentarios de estas cuencas, utilizando para ello las técnicas y metodologías más adecuadas constituye un objetivo fundamental.*

*Entre las cuencas objeto de atención en esta línea de investigación, figura la depresión del Vallès-Penedès. La labor aquí desarrollada ha tenido como objetivo principal el estudio litoestratigráfico, magnetoestratigráfico y bioestratigráfico de las sucesiones predominantemente continentales del Mioceno medio y superior de esta fosa, en el sector del Vallès Occidental. Tradicionalmente se conocía que estas sucesiones abarcaban fundamentalmente desde el Mioceno inferior y medio (Aragoniense) hasta el Mioceno superior (Vallesiense), existiendo una intercalación de materiales de origen marino atribuidos al Burdigaliense superior-Langhiense. Sin embargo existía una notable imprecisión en torno al rango estratigráfico preciso de las unidades y las características estructurales de las sucesiones.*

*El carácter habitualmente disperso de los afloramientos de las sucesiones miocenas, habitualmente cubiertas bajo una potente cobertera cuaternaria; la existencia de una tectónica frágil que ha compartimentado las sucesiones miocénicas en varios bloques; y la falta de niveles guía significativos que permitiesen una correlación litoestratigráfica fiable (incluso en cortas distancias) han sido factores que tradicionalmente han dificultado el avance en el estudio estratigráfico de las sucesiones continentales del Vallès-Penedès. Sin embargo pocas cuencas en España cuentan con un mayor conocimiento sobre las faunas de mamíferos fósiles, de gran utilidad en la datación. El conocimiento ya existente sobre las faunas de mamíferos y su distribución, era además susceptible de mejora mediante el desarrollo de muestreos sistemáticos orientados a completar el conocimiento sobre las faunas paleomastológicas de la cuenca. Este soporte biocronológico (el conocido y el potencialmente obtenible) era complementable mediante la aplicación de técnicas de análisis magnetoestratigráfico, que podrían refinar y calibrar de manera adecuada los resultados bioestratigráficos obtenidos. Todos estos elementos favorables coadyuvieron en la decisión de emprender un estudio litoestratigráfico y magnetoestratigráfico coordinado con el avance en el conocimiento de la biostratigrafía del sector del Vallès Occidental.*

*La orientación del trabajo desde el punto de vista estratigráfico ha intentado precisar al máximo la calibración cronológica de las diversas biozonas de mamíferos reconocidas, algunas por primera vez, en el dominio de la cuenca. Como consecuencia se esperaba*

*obtener una mayor precisión cronoestratigráfica y la posibilidad de intentar cuantificaciones preliminares sobre la evolución del relleno sedimentario miocénico medio a superior de la cuenca en el sector del Vallès Occidental. Se dedicó por ello, en colaboración con el Instituto de Paleontología Miquel Crusafont (IPMC) de Sabadell, un amplio esfuerzo a la prospección de nuevos yacimientos de vertebrados fósiles a fin de mejorar en lo posible la ya importante información disponible, así como al levantamiento de perfiles lito y magnetoestratigráficos.*

*La elaboración de los perfiles magnetoestratigráficos ha implicado una tarea previa de reconocimiento cartográfico con el fin identificar las sucesiones con una mayor continuidad estratigráfica y condiciones de afloramiento más favorables para el análisis. El muestreo magnetoestratigráfico y bioestratigráfico de los perfiles escogidos se realizó de forma coordinada con los investigadores del IPMC, así como toda la investigación biomagnetoestratigráfica llevada a cabo posteriormente.*

*Los límites estratigráficos de este trabajo han venido marcados por dos elementos de referencia significativos en la evolución de la depresión del Vallès-Penedès. El límite estratigráfico inferior lo constituyen las sucesiones marinas de transición que se extienden en los sectores meridionales de la Depresión, prácticamente al pie del Macizo del Tibidabo. El límite superior viene marcado por la importante superficie de erosión correspondiente al descenso del nivel del mar en el Mediterráneo durante el Messiniense. El análisis de la evolución de la sedimentación y la subsidencia en la cuenca, que se ha realizado a partir básicamente de las nuevas aportaciones geocronológicas, ha estado limitado a los estadios de evolución final de relleno de la cuenca, concretamente a partir del inicio de la sedimentación de las sucesiones de los denominados Complejos Continentales Superiores.*

*Esta Memoria ha sido estructurada en tres partes principales. En la primera parte de INTRODUCCIÓN se exponen los problemas y objetivos planteados y se sitúa el tema de estudio dentro de la problemática geológica regional, dando cuenta de los antecedentes más importantes al respecto. En esta parte también se hace alusión a la aproximación metodológica y técnica, si bien los aspectos más concretos del análisis magnetoestratigráfico se incluyen en los apartados correspondientes dentro del capítulo de Magnetoestratigrafía (Capítulo 6) incluido en la segunda parte de esta memoria.*

*La parte segunda de ESTRATIGRAFÍA está compuesta por los capítulos de Litoestratigrafía, Bioestratigrafía y Magnetoestratigrafía. En ella se efectúa la enunciación y descripción sucinta de las unidades sedimentarias más importantes, así como el establecimiento de los principales rasgos del dispositivo sedimentario que las originó. En el marco de la litoestratigrafía definida se establece la bioestratigrafía y la magnetoestratigrafía de las sucesiones y finalmente se establece una propuesta de correlación con la ETPM.*

*En la tercera y última parte de CONCLUSIONES se analizan las implicaciones*

*paleobiocronológicas de los resultados obtenidos a nivel regional y también dentro de un marco regional-global más amplio que el del Mediterráneo Occidental. Igualmente, sobre la base de los resultados hoy ya conocidos, se propone la formalización del piso Vallesense y se establece una propuesta de correlación con las escalas cronostratigráficas standard y con otras escalas mastológicas. Finalmente se han realizado unas propuestas preliminares sobre la datación, estructura y evolución de la depresión del Vallès-Penedès en su segmento del Vallès Occidental.*

*El conjunto de conclusiones generales discutido en los capítulos anteriores está recogido en un corto capítulo final de RESUMEN Y CONCLUSIONES.*

*En la redacción de los capítulos finales existe una reiteración de las ideas o informaciones ya recogidas en capítulos anteriores. Con ello se ha pretendido dar mayor independencia a cada uno de los capítulos, facilitando la lectura separada de cada uno de ellos.*

*Este trabajo ha intentado, en la medida de lo posible, realizar una aproximación integradora de los distintos aspectos abordados. La necesidad de encuadrar la información magnetoestratigráfica en un marco geológico de referencia, junto con el apoyo imprescindible en la bioestratigrafía, fueron aspectos que se hicieron evidentes durante las distintas etapas de su desarrollo. Los resultados obtenidos han sido fruto de la estrecha coordinación y cooperación existentes entre las distintas líneas de trabajo que convergieron en esta investigación. Desde este punto de vista, merece resaltarse el interés de llevar a cabo este tipo de aproximaciones integradoras a la resolución de los problemas a los que los estudios paleomagnéticos pueden aportar alguna contribución.*

# ÍNDICE

## PARTE I. INTRODUCCIÓN

### CAPÍTULO 1. OBJETIVOS

### CAPÍTULO 2. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

- 2.1. Situación geográfica de la zona de estudio.
- 2.2. La depresión del Vallès-Penedès.
  - 2.2.1. Contexto geológico regional
  - 2.2.2. Rasgos generales del registro estratigráfico
  - 2.2.3. Discontinuidades estratigráficas significativas
  - 2.2.4. Litoestratigrafía del relleno miocénico
- 2.3. El Vallès Occidental.
  - 2.3.1. Registro estratigráfico
  - 2.3.2. Estructura general

### CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

## PARTE II. ESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR DEL VALLÈS OCCIDENTAL

### CAPÍTULO 4. LITOESTRATIGRAFÍA

- 4.1. Sucesiones de los Complejos Continentales Inferiores
  - 4.1.1. Características litológicas y secuenciales
  - 4.1.2. Atribución cronoestratigráfica
- 4.2. Sucesiones del Complejo Marino y de Transición
  - 4.2.1. Características litológicas y secuenciales
  - 4.2.2. Atribución cronoestratigráfica
- 4.3. Sucesiones de los Complejos Continentales Superiores
  - 4.3.1. Asociaciones de facies del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts
  - 4.3.2. Asociaciones de facies del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls
  - 4.3.3. Atribución cronoestratigráfica
  - 4.3.4. Evolución y relaciones entre las unidades aluviales de Olesa-Les Fonts y Terrassa-Viladecavalls en el Mioceno medio y superior.

## CAPÍTULO 5. BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA

- 5.1. Introducción a la biozonación y datación cronoestratigráfica de las sucesiones continentales terciarias: Edades mastológicas y pisos continentales
  - 5.1.1. Unidades paleomastológicas
  - 5.1.2. Unidades bioestratigráficas y pisos paleomastológicos continentales
  - 5.1.3. Correlación de la biozonación continental con las escalas cronoestratigráficas marinas
  - 5.1.4. Conclusiones
- 5.2. Edades mastológicas y pisos continentales del Mioceno medio y superior del Vallès Occidental
  - 5.2.1. Definiciones del Aragoniense, Vallesiense y Turolense
  - 5.2.2. El Vallesiense (1948-1995)
- 5.3. Bioestratigrafía del Vallès Occidental
  - 5.3.1. Antecedentes
  - 5.3.2. Biozonación local

## CAPÍTULO 6. MAGNETOESTRATIGRAFÍA

- 6.1. Las propiedades magnéticas de los sedimentos
  - 6.1.1. Parámetros magnéticos de estudio
  - 6.1.2. Caracterización magnética de los sedimentos
  - 6.1.3. Origen de la fábrica magnética
  - 6.1.4. Origen de la fracción ferromagnética
- 6.2. Análisis de las direcciones de magnetización característica
  - 6.2.1. Tests de estabilidad de la magnetización
  - 6.2.2. Edad de la magnetización característica
  - 6.2.3. Relación entre magnetización y Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)
- 6.3. Sucesiones magnetoestratigráficas
  - 6.3.1. Sector de Rubí
  - 6.3.2. Bloque de Les Fonts
  - 6.3.3. Bloque de Montagut
  - 6.3.4. Bloque de Viladecavalls
  - 6.3.5. Bloque de Terrassa
  - 6.3.6. El perfil de Can Llobateres

## CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES DE LA ESTRATIGRAFÍA.

- 7.1. Correlación lito, bio y magnetoestratigráfica
  - 7.1.1. Correlación de los bloques de Les Fonts y Montagut
  - 7.1.2. Correlación del Bloque de Viladecavalls
  - 7.1.3. Correlación del Bloque de Terrassa
  - 7.1.4. Correlación de Can Llobateres
- 7.2. Correlación y datación absoluta.
  - 7.2.1. Incertezas relativas a la magnetoestratigrafía local
  - 7.2.2. Incertezas relativas a la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética (ETPM)
  - 7.2.3. Correlación de las sucesiones del Vallès con la ETPM

## PARTE III. DISCUSIÓN

## CAPÍTULO 8. IMPLICACIONES PALEOBIOCRONOLÓGICAS

- 8.1. Cronología de los cambios faunísticos y bioeventos en la cuenca del Vallès-Penedès.
- 8.2. El datum de *Hipparion*: Significación del límite inferior del Vallesiense.
  - 8.2.1. Introducción
  - 8.2.2. Significación de la aparición de *Hipparion* en Eurasia y África.
  - 8.2.3. Heterocronía versus isocronía del datum de *Hipparion* en Eurasia y África
- 8.3. Significado del Vallesiense en el marco paleogeográfico y paleoclimático del Mioceno medio y superior
  - 8.3.1. Las condiciones climáticas en el Mediterráneo Occidental durante el Vallesiense y su posible evolución
  - 8.3.2. Posibles factores en los cambios climáticos registrados
  - 8.3.3. Conclusión
- 8.4. Relación de los bioeventos vallesienses con otros en Eurasia
- 8.5. Conclusiones paleobiocronológicas generales

## CAPÍTULO 9. FORMALIZACIÓN DEL PISO VALLESIENSE COMO UNIDAD CRONOESTRATIGRÁFICA CONTINENTAL

9.1. Exigencias para una definición formal del Vallesiense

9.2. Denominación del piso Vallesiense

9.2.1. Estratotipo

9.2.2. Caracterización litoestratigráfica

9.2.3. Caracterización bioestratigráfica y magnetoestratigráfica

9.2.4. Edad geológica

9.2.5. Correlación con otras unidades estratigráficas

9.3. El Vallesiense fuera de su zona estratotípica: Posibilidades de extensión de su uso

9.3.1. Introducción

9.3.2. Utilidad y ámbito de uso del Vallesiense

## CAPÍTULO 10. IMPLICACIONES GEOLÓGICAS

10.1. Edad de las unidades litoestratigráficas

10.2. Evaluación de la secuencialidad

10.3. Evaluación del salto de las fallas

10.4. Evaluación de la subsidencia

10.5. Corte estructural y evolución tectonosedimentaria

## CAPÍTULO 11. RESUMEN Y CONCLUSIONES

PARTE I  
INTRODUCCIÓN

# 1. OBJETIVOS

La depresión del Vallès-Penedès es una de las cuencas sedimentarias más interesantes del NE de España debido a su posición en las zonas internas del margen continental catalán, que a su vez forma el margen NW de la Cuenca Catalano-Balear. Esta depresión se sitúa en el margen Nordoccidental de la zona del Mediterráneo NW que fue afectada por los procesos de rifting iniciados en el Oligoceno superior y finalizados en el Mioceno inferior. La continuidad y variedad del registro sedimentario de la fosa, en su posición marginal dentro del ámbito de la Cuenca Catalano-Balear, registra fielmente diversos acontecimientos paleogeográficos y tectonosedimentarios cuyo análisis es de interés para comprender mejor la evolución general del margen catalán y de sus zonas limítrofes. Uno de los primeros aspectos a resolver en el estudio del registro sedimentario, para utilizarlo en los análisis evolutivos de la región, era precisar en lo posible su edad.

Uno de los principales problemas para precisar la datación de las sucesiones miocénicas del Vallès-Penedès radica en su carácter esencialmente continental. En efecto a pesar de la variedad de facies que integran las sucesiones, éstas son predominantemente no marinas. Sin embargo la potencialidad de precisar satisfactoriamente la edad de las sucesiones del relleno de la Depresión del Vallès-Penedès, combinando información bioestratigráfica y magnetoestratigráfica, era grande debido a que los estudios paleontológicos de sus sucesiones continentales han alcanzado un nivel de conocimiento poco usual en la mayor parte de las cuencas continentales. Cabe recordar que clásicamente la cuenca del Vallès-Penedès constituye un elemento de referencia indispensable en los estudios de Paleontología de vertebrados neógenos.

Ante la imposibilidad de abarcar el estudio de la totalidad de la cuenca en el lapso de tiempo

## *Objetivos*

disponible fue preciso delimitar el tema de trabajo. Por ello se planeó realizar el estudio de las sucesiones miocénicas en aquellos sectores en los que hubiera abundante información biocronológica o biostratigráfica; o en aquellos en los que fuera potencialmente posible incrementarla con facilidad. Esta aproximación se basó en la necesidad de contar inexcusablemente con un soporte biostratigráfico para poder realizar correlaciones fiables entre la magnetozonación local y la ETPM.

De antiguo se conoce que en el El Vallès occidental existen sucesiones que contienen una gran riqueza paleontológica de fósiles de mamíferos y cuya edad se extiende desde el Mioceno inferior alto hasta el Mioceno superior (ver Agustí et al., 1985 para una síntesis al respecto). Este conocimiento general ha sido además refinado con la definición de un conjunto de unidades biocronológicas basadas en mamíferos fósiles que, además, habían tenido en cuenta la superposición estratigráfica de las asociaciones faunísticas. Por ello se decidió iniciar el trabajo en ese segmento de la depresión del Vallès-Penedès.

El rango temporal y estratigráfico de las unidades biocronológicas reconocidas en las sucesiones litoestratigráficas no era bien conocido. Por este motivo uno de los primeros objetivos consistía en intentar fijar la posición y rango de las biocronozonas mastológicas en las sucesiones de la zona. El Vallès Occidental se significaba como un segmento de la fosa del Vallès-Penedès especialmente favorable para el desarrollo de un trabajo de este tipo debido a:

- 1) La gran abundancia de localidades paleomastológicas y la gran potencialidad para encontrar otras nuevas por el buen desarrollo de las facies favorables, en contraste con el Penedès.
- 2) La existencia de sucesiones aflorantes con relativa extensión y accesibilidad, gracias a las obras de infraestructura realizadas y a la existencia de una red de drenaje encajada en las sucesiones miocénicas

Por otra parte la combinación de la información lito y bioestratigráfica con la zonación magnetoestratigráfica que se debía obtener a partir del estudio paleomagnético, permitiría obtener horizontes de correlación interna de las sucesiones estudiadas. Este hecho debería redundar en contar finalmente con más elementos de referencia para establecer correlaciones entre las sucesiones incluidas en los distintos bloques, limitados por fallas.

Otro aspecto más directamente derivable de la realización de una zonación magnetoestratigráfica en las sucesiones miocénicas del Vallès Occidental, era la correlación de las escala magnetoestratigráfica obtenida con la ETPM actualmente establecida y al uso

(Cande y Kent, 1992 y 1995). De esta correlación podían resultar potencialmente varios resultados de interés:

- 1) La datación de los distintos bioeventos paleomastológicos que desde el Mioceno medio al superior han tenido lugar en el Vallès-Penedès y por extensión en la zona oriental de Iberia y otras regiones ibéricas, de Europa Occidental y del área peri-mediterránea. Algunos de estos bioeventos han recibido tal atención y han tenido tal trascendencia, dentro del campo de los estudios biocronológicos y cronoestratigráficos continentales, que una posible contribución para precisar o acotar su datación podía ser especialmente significativa.
- 2) Establecer una estimación más ajustada de la duración real de las biocronozonas de mamíferos reconocidas en la cuenca y, por extensión, a otras regiones vecinas. Las distintas biocronozonas en Europa (y las zonaciones bioestratigráficas definidas a partir de ellas) no estaban calibradas con claridad respecto a una escala de referencia. Por todo ello realizar un estudio magnetoestratigráfico de las sucesiones miocénicas en la zona podía aportar resultados de interés.
- 3) Precisar y acotar la correlación de las sucesiones miocénicas del Vallès con las escalas cronoestratigráficas marinas y las posibles implicaciones que de ello se derivasen.

Una vez establecida una escala magnetobiocronológica de las sucesiones, aparte de las implicaciones de tipo regional-local se derivarían otros resultados que afectarían aspectos de mayor trascendencia desde un punto de vista biocronológico y cronoestratigráfico. En las sucesiones del Vallès Occidental fue definido por Crusafont (1948-50) el "estratotipo" del Vallesiense, edad o "piso" paleomastológico que posteriormente ha tenido una amplia difusión y uso en extensas regiones de Eurasia y Africa. El hecho de contar con una escala magnetobiocronológica basada sobre estas sucesiones debería permitir:

- 1) Precisar la datación y acotar temporalmente las sucesiones del Vallesiense en su "estratotipo".
- 2) Precisar y acotar la correlación de esta división respecto las divisiones cronoestratigráficas marinas aceptadas como estándar y respecto a otras unidades mastológicas definidas, por ejemplo, en Norteamérica.
- 3) Realizar una valoración de la significación y posibilidades de utilización de esta división, biocronológica y/o cronoestratigráfica según se la considere.

La consecución de los aspectos arriba esbozados, esencialmente orientados a la elaboración

### *Objetivos*

de un marco cronológico preciso para los distintos tipos de acontecimientos reconocibles a partir del registro sedimentario y bioestratigráfico de la cuenca, se asumió como el núcleo del trabajo a desarrollar. Esta consecución se planteó además como un paso preliminar imprescindible para acceder, en estudios posteriores, a la realización de análisis de la evolución tectonosedimentaria no solo de la cuenca del Vallès Penedès, sino del conjunto del margen continental catalán.

## 2. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

### 2.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Las sucesiones del Mioceno medio y superior aquí estudiadas se sitúan en la Depresión Prelitoral Catalana o del Vallès-Penedès, en la comarca del Vallès Occidental. Se extienden fundamentalmente a lo largo de un transecto trazado desde el pie de la Cadena Prelitoral hasta el del Tibidabo, relieve que se integra en la Cadena Litoral. Los cursos de los ríos Llobregat y Ripoll delimitan los márgenes occidental y oriental del ámbito de la zona de estudio. Varios cursos menores afluentes del Llobregat (Riera del Morral-Sant Jaume, Riera del Gaià, Riera de Rubí o de Les Arenes) y del Ripoll (Riu Sec) surcan las sucesiones neógenas y cuaternarias.

Los principales afloramientos se sitúan a menudo en los barrancos excavados por el encajamiento de la red de drenaje cuaternaria y también en las partes altas de relieves de baja altitud. A menudo las sucesiones miocénicas están recubiertas por depósitos escalonados de abanicos aluviales, cursos fluviales y derrubios de vertiente cuaternarios, hasta el punto que sólo la existencia de afloramientos artificiales permite realizar su estudio. Por ello la apertura de la autopista de Rubí-Terrassa y la existencia de activas explotaciones de áridos fueron de gran ayuda para la realización del trabajo de campo.

Los afloramientos más meridionales se localizan en torno a las poblaciones de Rubí y Sant Cugat. Constituyen una serie de retazos dispersos que han sido a veces exhumados por obras de urbanización y apertura o remodelación reciente de vías de comunicación. Al NNE de la confluencia de la Riera de Les Arenes y hasta la localidad de Les Fonts y los alrededores de Terrassa, los materiales de las formaciones estudiadas se sitúan a lo largo de unos relieves

de altitud baja que dominan el llano de Terrassa.

En los sectores más septentrionales (área de Olesa-Viladecavalls) la extensión de los afloramientos de las formaciones miocénicas se incrementa por la existencia de cursos (riera del Gaià, Sant Jaume-El Morral, etc) apreciablemente excavados en ellas.

## 2.2. LA DEPRESIÓN DEL VALLÈS-PENEDÈS

### 2.2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

La depresión del Vallès-Penedès se sitúa en la parte central del margen continental catalán. El margen continental catalán, situado al NE de Iberia, forma parte del margen noroccidental de la Cuenca Catalano Balear también conocida como del surco de Valencia (fig. 2.1). Esta cuenca se sitúa en el Mediterráneo Noroccidental entre la Península Ibérica y las Islas Baleares y se formó en un contexto tectónico de convergencia continua entre Africa y Europa (Pitman y Talwani, 1972; Biju Duval y Montadert, 1977; Rehault *et al*, 1984; Dewey *et al*, 1989; Roca, 1992; Roca y Dessegaulx, 1992). Los márgenes surorientales de la cuenca Catalano-Balear están dominados por estructuras predominantemente contractivas cuya evolución finalizó en el Langhiense. Los márgenes noroccidentales son esencialmente extensionales y se integran en el margen continental ibérico oriental (Fontboté *et al*, 1990; Roca, 1992). El conjunto de la cuenca catalano-Balear se definiría como una extensión de las cuencas marginales formadas en el Mediterráneo occidental a favor de los procesos de subducción desarrollados en sectores más orientales de la región mediterránea (fig. 2.1)

La estructura dominante en el margen continental catalán es extensiva (fig. 2.2). Fue el resultado de una reactivación de edad oligocénica superior-miocénica inferior de fallas de zócalo preexistentes de orientación NE-SW y NNE-SSW (Fontboté, 1954; Anadón *et al*, 1979 y 1985; Guimerà, 1984 y 1988; Bartrina *et al*, 1992). Estas fallas se extienden a lo largo del margen continental y su actuación extensiva dio lugar a la formación de semifosas, horsts y bloques basculados que posteriormente evolucionaron a las depresiones que actualmente se observan en las zonas emergidas y en la plataforma continental (Bartrina *et al*, 1992). La línea de costa actual es casi paralela a las fallas principales. Otras fallas de menor entidad de orientación NW-SE, transversal respecto a las fallas principales, también influyeron en la estructuración final del margen.

Dos estadios evolutivos principales dieron lugar a la actual estructura del margen catalán (Fontboté *et al*, 1990; Roca y Guimerà, 1992; Bartrina *et al*, 1992; Roca, 1992) y a la evolución tectonosedimentaria observada (Cabrera y Calvet, 1990, Cabrera *et al* 1991; Bartrina *et al*, 1992):

- 1) Un estadio de rifting y de reajuste isostático (Oligoceno superior ?- Mioceno inferior) que motivó:
  - a) movimientos litosféricos flexurales de la litosfera que alzaron el zócalo paleozoico y bascularon el relleno eoceno del margen SE de la cuenca del Ebro (Morgan y Fernández, 1992; Janssen *et al*, 1993)

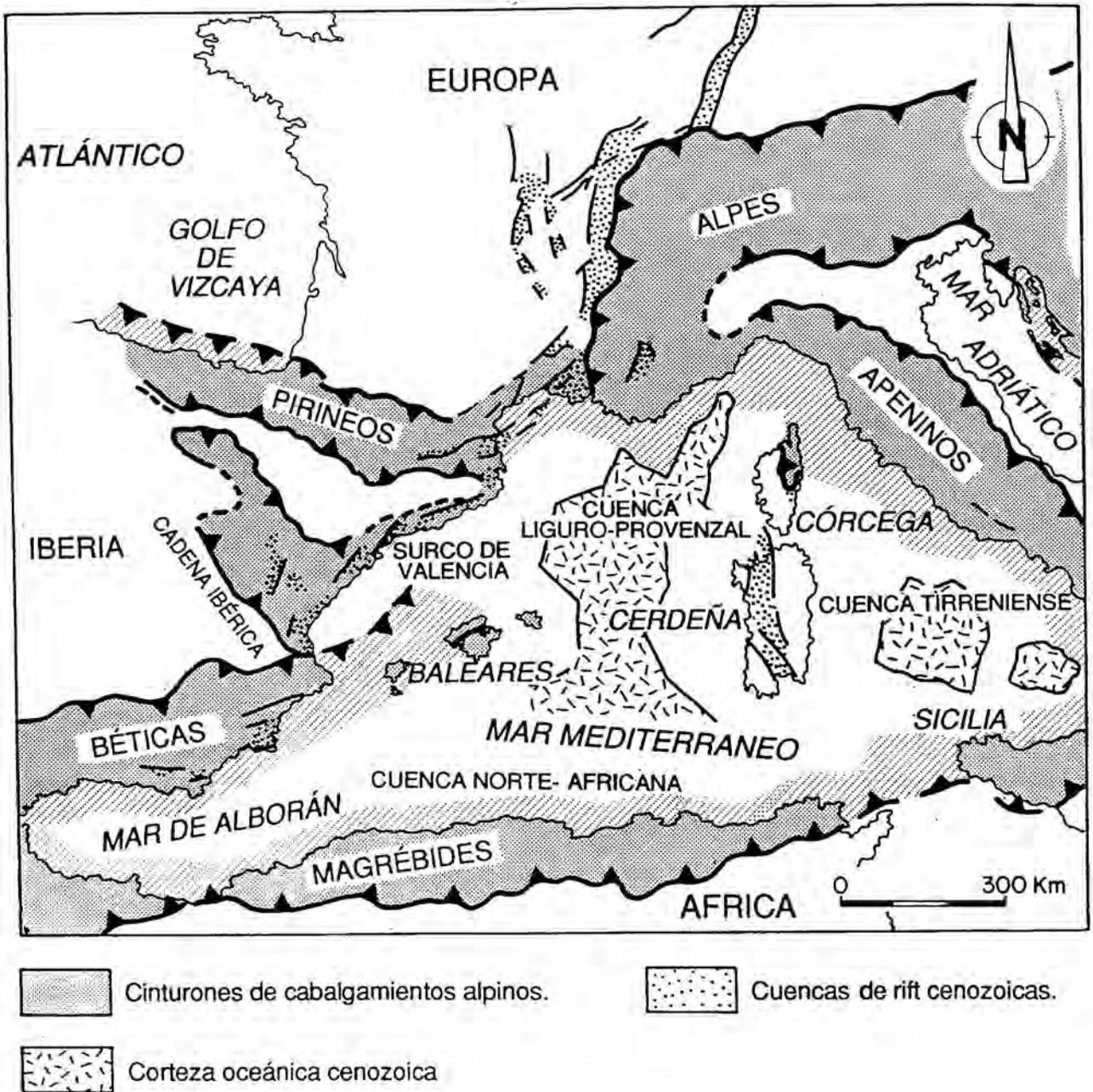


Figura 2.1.. Contexto geológico regional de la Depresión del Vallès-Penedès en el marco del Mediterráneo Occidental (según Roca y Dessegaulx, 1992).

b) estructuras extensivas de gran entidad que afectaron el zócalo paleozoico y la cobertera mesozoica y paleógena. El inicio del relleno de las semifosas por sedimentos continentales caracterizó este estadio evolutivo.

2) Un estadio de subsidencia térmica (Burdigaliense superior-Cuaternario) relacionado con el enfriamiento cortical que siguió al anterior estadio. El relleno de las semifosas y el

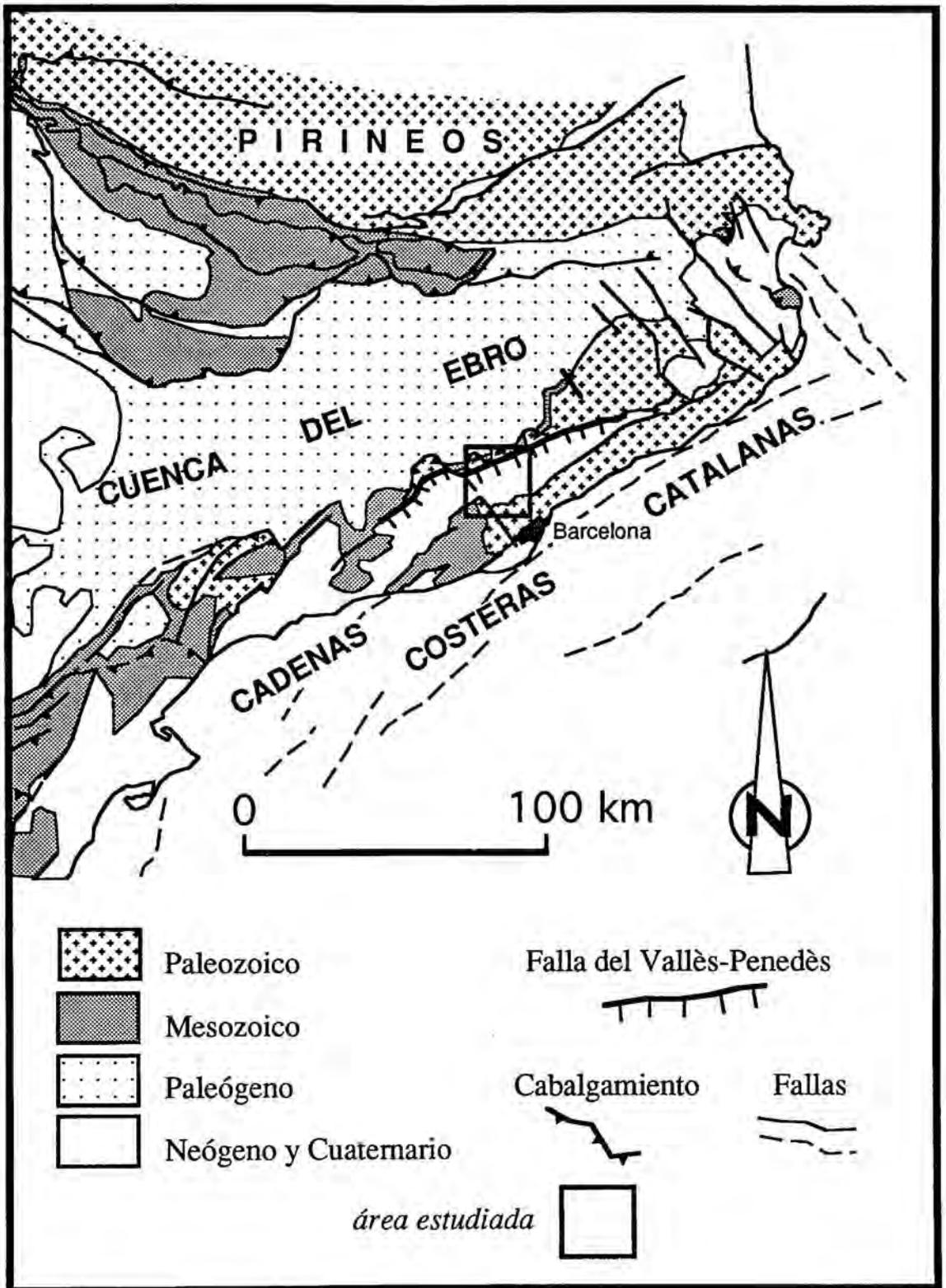


Figura: 2.2. Esquema general del margen catalán mostrando la situación de la depresión del Vallès-Penedès en el contexto de las estructuras extensivas neógenas.

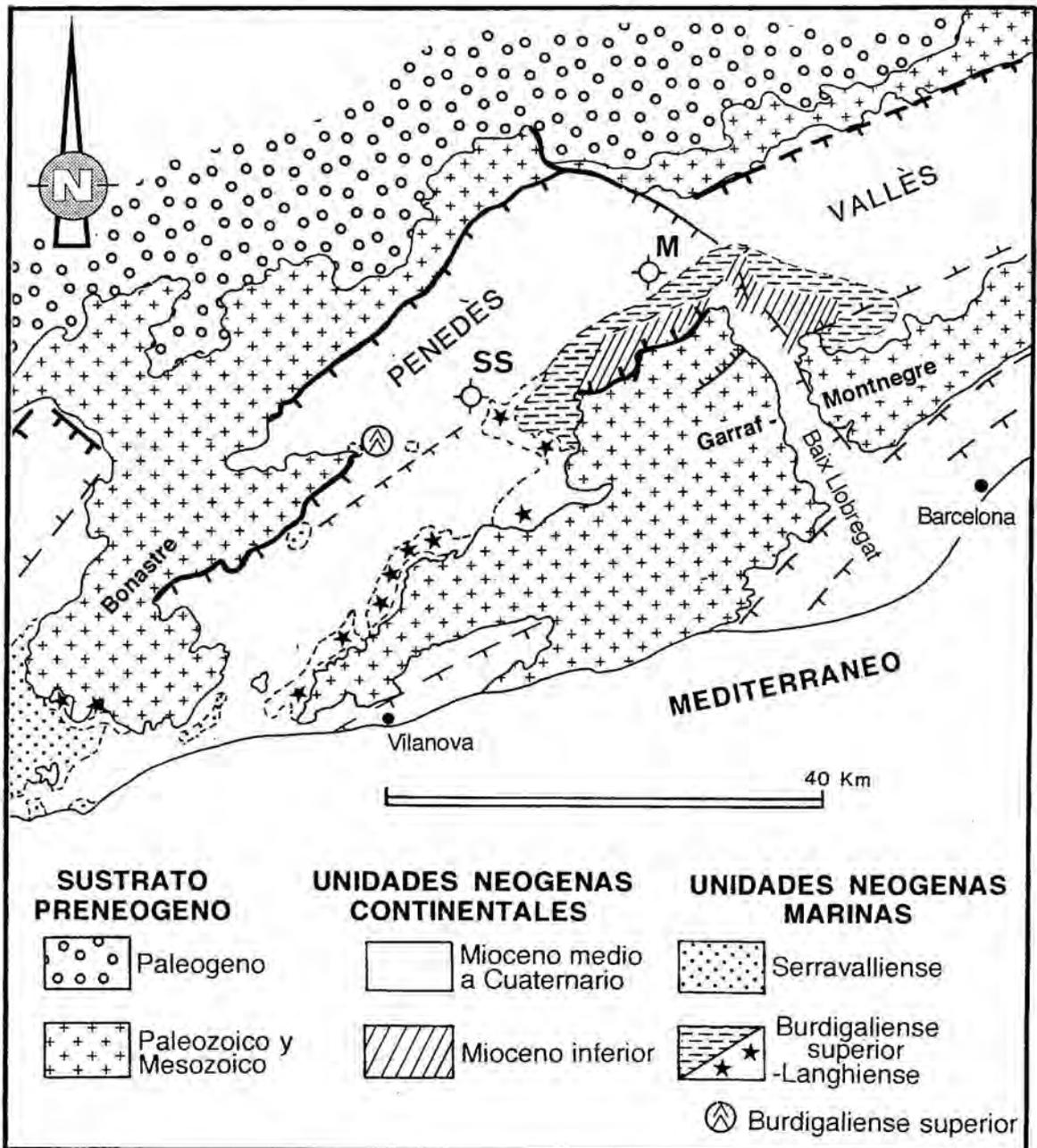
solapamiento de algunos de sus márgenes delimitados por fallas, junto la subsidencia generalizada del margen continental catalán, caracterizaron esta etapa. En las depresiones tectónicas la subsidencia estuvo relacionada con la persistencia de la actividad a lo largo de las fallas principales que limitaban las semifosas. Durante algunos estadios de esta etapa (Burdigaliense superior, Langhiense, Serravalliense) se produjeron importantes transgresiones marinas que se extendieron hasta las semifosas más internas del margen continental (Cabrera *et al*, 1991; Bartrina *et al*, 1992).

La parte emergida del margen catalán incluye varias semifosas entre las que destaca la del Vallès-Penedès. Varios altos estructurales rodean esta depresión: Bonastre y el horst de Garraf-Montnegre, integrados por un zócalo paleozoico y una cobertera triásica, jurásica y cretácica (fig. 2.3). Por el norte la depresión está delimitada por la cadena Prelitoral en la que se reconocen el zócalo paleozoico juntamente con la cobertera triásica. Ambos están afectados por estructuras contractivas que configuran el margen SE de la cuenca paleógena del Ebro. Los diversos segmentos de la depresión muestran orientaciones ligeramente diferentes (ENE-WSW y NE-SW respectivamente) debido a los cambios de orientación de las fallas de zócalo que la generaron.

La depresión del Vallès-Penedès tiene 100 km de largo y entre 12 y 14 de ancho (fig. 2.2). La falla septentrional que la limita (falla principal del Vallès-Penedès) tiene un salto de unos 2.000 a 3.000 metros (Bartrina *et al*, 1992). La actividad a lo largo de esta falla se desarrolló con certeza al menos desde el Mioceno inferior (Crusafont *et al*, 1955; Cabrera, 1981 a y 1981 b) al superior (Gallart, 1981; Amigó 1986) y localmente afecta las sucesiones pliocénicas. Otras fallas menores con hasta varios centenares de metros de salto constituyen los actuales márgenes meridionales de la depresión. Estas fallas y otras de saltos mayores (de hasta unos 1000 m), que se sitúan al NW de los actuales márgenes de la depresión fueron solapadas por depósitos de edad Burdigaliense superior-Langhiense (Cabrera, 1979; Cabrera, 1981 a y 1981 b),

### 2.2.2. RASGOS GENERALES DEL REGISTRO ESTRATIGRÁFICO.

La evolución sedimentaria desarrollada quizá desde el Oligoceno terminal (?) a la actualidad en el sector central del margen catalán, registra los principales acontecimientos desarrollados en el margen NW de la cuenca del Golfo de Valencia. Los principales rasgos de esta evolución han sido descritos con anterioridad (Stoekinger, 1976; García Siñeriz *et al* 1978; Soler *et al* 1983; Johns *et al*, 1989; Clavell y Berastegui, 1991; Martínez del Olmo *et al* 1991). Sin embargo la posición marginal de la depresión del Vallès-Penedès motivó el desarrollo de un registro estratigráfico algo distinto.



**Figura 2.3:** Esquema geológico mostrando las principales características de los segmentos suroccidentales de la Depresión del Vallès-Penedès. El sustrato de la depresión y de las áreas circundantes está formado por rocas paleozoicas deformadas durante la orogenia Herciniana, y por rocas mesozoicas y paleógenas afectadas por la deformación compresiva alpina, en diverso grado. El sustrato de la fosa se inclina suavemente hacia su margen NW donde puede alcanzar hasta 3.000 de profundidad. El relleno sedimentario de la cuenca es máximo en esos sectores y decrece sensiblemente hacia el SE y hacia los altos estructurales en general (Bonastre, Garrat-Montnegre), que son solapados por las sucesiones del Mioceno inferior y medio. Aparte de las fallas principales de orientación NNE-SSW y NE-SW existen otras transversales menos importantes que también contribuyeron a la estructuración del margen continental (modificado de Cabrera et al, 1991).

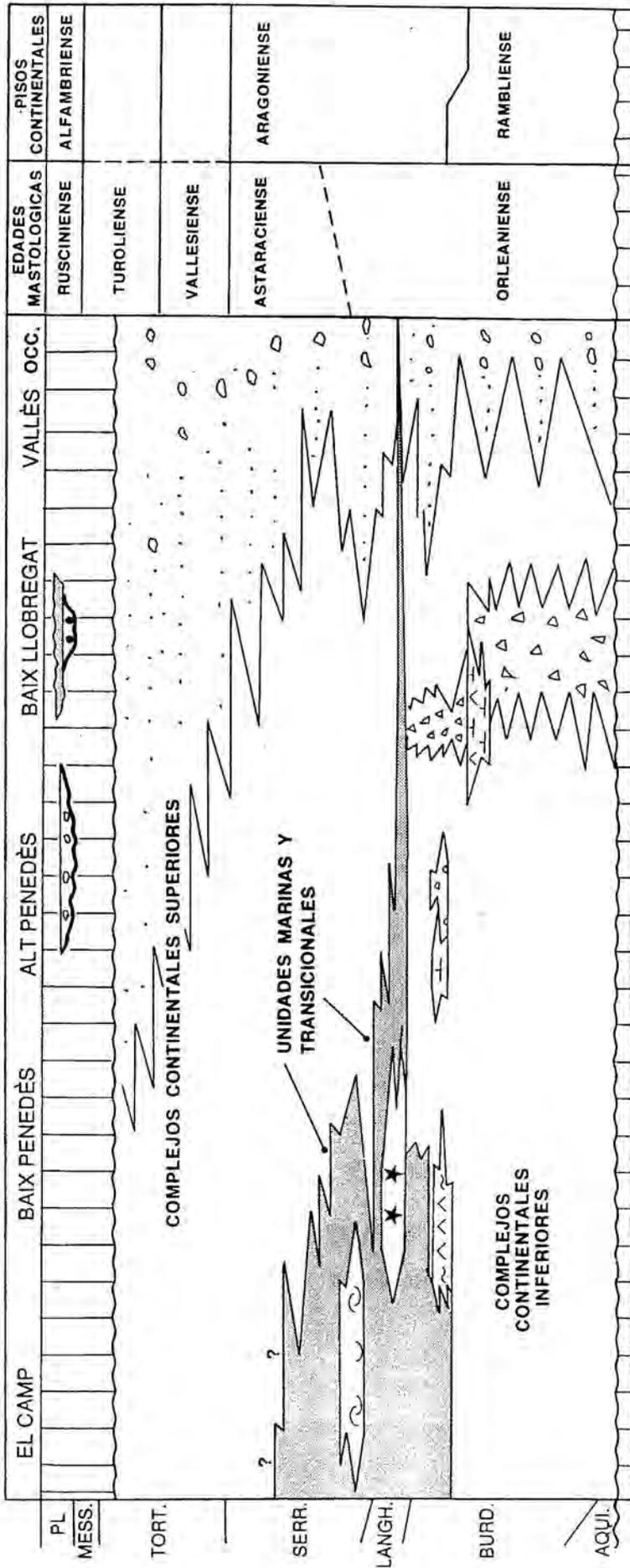
La sedimentación en esta depresión tectónica (fig. 2.3 y fig. 2.4) fue esencialmente terrígena y se desarrolló sobre todo en sistemas de abanicos aluviales de distinta entidad. Estos abanicos procedían de ambos márgenes de la depresión en sus estadios evolutivos iniciales (Oligoceno superior (?)-Mioceno inferior), pero en los estadios evolutivos posteriores (Mioceno medio y superior) se desarrollaron exclusivamente desde sus márgenes septentrionales.

Ocasionalmente, en algunas etapas evolutivas del Mioceno inferior (Ramblense superior-Aragoniense inferior) se desarrollaron sistemas lacustres y palustres someros, a veces de carácter evaporítico. Los abanicos aluviales se transformaron en abanicos litorales deltaicos cuando fueron afectados por las transgresiones marinas langhienses y serravallienses. Diversos episodios de progradación y retrogradación de los sistemas de abanicos litorales se desarrollaron a lo largo de su evolución. Más allá de las zonas distales de los abanicos litorales los episodios marinos dieron lugar a variados dispositivos y paleoambientes: sebkhas costeras (Burdigaliense superior), bahías-plataformas terrígenas (Langhiense- Serravalliense inferior), plataformas coralgaes (Burdigaliense superior-Langhiense) y plataformas mixtas terrígeno-carbonatadas (Serravalliense inferior). Espesores poco importantes de depósitos pliocénicos y pleistoceno-holocénicos, depositados sobre las superficies erosivas excavadas sobre el sustrato preneógeno y neógeno, son reconocibles en diversos sectores de la depresión (fig. 2.3 y fig. 2.4).

Tal como se ha indicado la datación del registro sedimentario contenido en la depresión está sujeta a alguna imprecisión. A falta de cualquier dato bioestratigráfico no puede descartarse una edad oligocénica terminal-aquitaniense para los materiales más antiguos del relleno de las partes más profundas de esta fosa. La edad de las sucesiones neógenas aflorantes en la depresión ha sido establecida en las sucesiones continentales gracias a las asociaciones de mamíferos fósiles (Crusafont *et al*, 1955; ver Agustí *et al*, 1985 para una síntesis) que se distribuyen desde el Ramblense superior hasta el Tuoliense (es decir desde aproximadamente el Burdigaliense al Tortoniense) y al Rusciniense (Plioceno). Las sucesiones marinas han sido atribuidas al Burdigaliense superior y al Langhiense a partir de foraminíferos planctónicos y nannoplankton calcáreo (Magné, 1979; Porta y Civis, 1990; MacPherson, 1992). Se ha apuntado la posible existencia del Serravalliense en algunos sectores (Magné, 1979; Martinell y Porta, 1981; Agustí *et al*, 1985, 1990, 1991).

### 2.2.3. DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS SIGNIFICATIVAS.

Las discontinuidades estratigráficas más evidentes e importantes reconocidas en el Vallès-Penedès son la superficie de discontinuidad basal (Oligoceno-Mioceno inferior) y la discontinuidad messiniense (fig. 2.4). Otras discontinuidades intramiocénicas existentes en



**FACIES CONTINENTALES**

-  Abanicos aluviales meridionales
-  Abanicos aluviales septentrionales
-  Facies proximales a medias
-  Facies distales
-  Carbonatos y evaporitas lacustres

-  Depósitos de valle fluvial

**FACIES MARINAS Y TRANSICIONALES**

-  Plataforma y bahía terrígena.
-  Abanicos litorales.
-  Sebkhita litoral

-  Plataforma mixta terrígeno-carbonatada

-  Plataforma carbonatada coralgal.

Figura 2.4: Esquema litoestratigráfico mostrando las relaciones entre las distintas unidades diferenciadas en las depresiones del Vallès-Penedès y de El Camp. Modificado de Cabrera et al, 1991).

la zona, son observables en los altos estructurales que bordean la depresión, pero son menos significativas y/o difíciles de reconocer de manera generalizada (Bessedik y Cabrera, 1985; Cabrera *et al*, 1991).

La discontinuidad basal es de carácter pre-rift a sinrift y suele llevar asociada una amplia variedad de productos de meteorización (depósitos coluviales, paleosuelos) que suelen revestirla. Cuando el sustrato relacionado con esta discontinuidad es carbonatado, puede aparecer intensamente karstificado (Martínez del Olmo, 1983; Bouvier *et al*, 1990). Como consecuencia de la evolución tectonosedimentaria relacionada con el fallamiento y el basculamiento de bloques, esta superficie fue recubierta antes en las zonas más profundas de la fosa que en los bloques alzados o basculados.

La superficie de discontinuidad messiniense (Ryan y Cita, 1978; Hsu *et al*, 1978) es una superficie de erosión fuertemente encajada que puede ser reconocida tanto en la zona emergida como en la plataforma continental del margen catalán (Escutia y Maldonado, 1992). Esta superficie afectó tanto el sustrato preneógeno como las unidades miocénicas y en relación a ella también se reconocen diversos tipos de depósitos (brechas coluviales de carácter local) y productos diagenéticos (paleosuelos carbonatados). En el Penedès esta superficie erosiva, esta recubierta por delgados depósitos de abanicos aluviales (Gallart, 1981). Depósitos coluviales, de relleno de valle fluvial y marinos y transicionales de bahía son en cambio reconocibles por encima de ella en el Baix Llobregat (Martinell, 1988).

Las discontinuidades postmiocénicas correspondientes al Plioceno superior y al Pleistoceno-Holoceno afectan todas las anteriores y sobre ellas se depositaron de manera escalonada las unidades detríticas aluviales y fluviales del cuaternario.

#### 2.2.4. LITOESTRATIGRAFÍA DEL RELLENO MIOCÉNICO.

La división estratigráfica de la cuenca del Vallès-Penedès ha sido objeto de propuestas preliminares tanto desde el punto de vista litoestratigráfico (Cabrera, 1979, 1981 a y 1981 b; Agustí *et al*, 1985; Gallart, 1981; López, 1984) como secuencial (Cabrera *et al*, 1991). Sin embargo permanece pendiente de un análisis más detallado, que se base en un mayor control cartográfico de las características geométricas de las distintas unidades y de una datación más ajustada de las mismas. A pesar de ello las grandes divisiones litoestratigráficas previamente definidas ponen de manifiesto las principales etapas evolutivas de la Depresión. De manera resumida cabe distinguir (figs. 2.3 y 2.4):

#### 2.2.4.1. Los Complejos Continentales Inferiores.

Los Complejos Continentales Inferiores consisten en depósitos de sistemas aluviales y lacustres cuyos afloramientos son de edad Ramblense-Aragoniense inferior (Burdigaliense-Langhiense).

Estas unidades han sido extensivamente descritas con anterioridad (Cabrera, 1978; 1979; 1981 a y 1981 b). En las partes de la depresión relacionadas con las etapas iniciales de formación de fosas puede alcanzar más de 1000 m de espesor. Por el contrario en los altos estructurales pueden quedar reducidas a escasos metros de potencia. Las sucesiones de estas unidades están constituidas fundamentalmente por depósitos terrígenos rojos depositados en zonas proximales, distales y marginales de abanicos aluviales procedentes de los márgenes septentrionales y meridionales de la depresión. Los sistemas de abanicos septentrionales se caracterizaron por su persistencia y por su amplio radio, que abarcaba prácticamente toda la anchura de la depresión. Por el contrario los abanicos meridionales no alcanzaron desarrollos areales significativos. De manera subordinada (Cabrera 1981 a y b; Cabrera *et al* 1991, fig. 2.4.) se han reconocido unidades formadas por lutitas, calizas y dolomías (Unidad de la Costa Blanca) o por lutitas y calizas con intercalaciones de lignitos (Unidad de Subirats). La extensión areal de estas unidades no se conoce con precisión, si bien debió ser menor a la de los sistemas aluviales.

#### 2.2.4.2. Unidades del Complejo Marino y de Transición.

Dentro del Complejo Marino y de Transición se agrupan conjuntos de sucesiones de diversas edades y que registran el desarrollo de una amplia variedad de dispositivos sedimentarios marinos y transicionales, formados durante las etapas evolutivas de la depresión en las que se produjeron transgresiones marinas. De manera resumida pueden destacarse:

1) Depósitos de *sebkha* litoral: Unidad de yesos de Vilobí (Burdigaliense superior). Descrita y caracterizada en detalle por Ortí y Pueyo (1976) esta unidad, de unos 60 m de potencia reconocida en superficie, registra el desarrollo de los procesos transgresivos que afectaron parte de la depresión del Vallès-Penedès ya desde el Burdigaliense superior y que dieron lugar al desarrollo de lagunas costeras salinas que evolucionaban frecuentemente a *sebkhas* litorales. Estos depósitos, restringidos al Baix Penedès, se corresponden con otros reconocidos en el subsuelo de la cuenca (Sondeo de Sant Sadurní) que registran el desarrollo de depósitos terrígenos en bahías y plataformas terrígenas someras.

2) Depósitos de plataformas coralgales: Calizas del Penedès (Burdigaliense superior-Langhiense). Estas sucesiones de carbonatos marinos, que alcanzan decenas de

metros de espesor, han sido descritas en detalle por varios autores ((Permanyer, 1982; Calvet *et al* in press). Incluyen depósitos arrecifales coralgaes dispuestos en forma de franja desde El Vendrell hasta Sant Sadurní d'Anoia y cuyos afloramientos aparecen usualmente relacionados con los altos estructurales. Estas asociaciones de facies carbonatadas se desarrollaron preferentemente en los sectores más suroccidentales de la depresión y pasan lateralmente a sucesiones predominantemente terrígenas hacia el NE y el NW.

3) Depósitos de plataforma terrígena y abanicos litorales: Lutitas y arenitas de Sant-Sadurní-Gelida (Burdigaliense superior-Langhiense) de St. Llorenç d'Hortons y de Sta. Oliva (Langhiense superior-Serravalliense ?) y de Can Almirall (Serravalliense). Estas sucesiones de lutitas, arenitas, arenitas bioclásticas y conglomerados han sido descritas por varios autores (López, 1984; Cabrera *et al*, 1991). Incluyen depósitos de bahía-plataforma terrígena y de abanicos litorales que se reconocen en sondeo y superficie desde el Baix Penedès hasta el Vallès Occidental. Su espesor y desarrollo areal disminuyen ostensiblemente desde los sectores Penedès hacia el NE. En el Vallès, la unidad de St. Sadurní-Gelida se adelgaza y desaparece rápidamente. La unidad de St. Llorenç no alcanza el valle del Llobregat. En su conjunto estas unidades aparecen lateralmente relacionadas con las sucesiones superiores los Complejos Continentales Inferiores y con las inferiores de los Complejos Continentales Superiores.

#### 2.2.4.3. Los Complejos Continentales Superiores.

Depósitos de sistemas aluviales (Aragoniense medio a Turolense; equivalente a Langhiense-Tortonense). Estas unidades han sido definidas y descritas sumariamente con anterioridad (Agustí *et al*, 1985; Cabrera *et al*, 1991). En las zonas de la depresión situadas al pie de la falla del Vallès-Penedès pueden alcanzar más de 1000 m de espesor. Por el contrario en los altos estructurales pueden faltar o quedar reducidas a escasos metros de potencia.

Al igual que las de los Complejos Continentales Inferiores las sucesiones de estas unidades están constituidas fundamentalmente por depósitos terrígenos depositados en zonas proximales, distales y marginales de abanicos aluviales. En este caso sin embargo los aportes procedían exclusivamente de los márgenes septentrionales relacionados con la falla principal. Tanto por sus facies como por su ordenación secuencial, las sucesiones aluviales de estos complejos son similares a las descritas para los Complejos Continentales Inferiores. Sin embargo cabe destacar que sus coloraciones no son por lo general tan acusadamente rojas, predominando en cambio las tonalidades pardas, pardo-rojizas y amarillentas.

## 2.3. EL VALLÈS OCCIDENTAL.

El trabajo desarrollado en esta memoria de doctorado se ha centrado de manera esencial en el estudio de las sucesiones miocénicas aflorantes en un transecto realizado en el Vallès Occidental (fig. 2.5). Por ello se caracterizan aquí de manera más detallada algunos aspectos referidos al entorno de esa parte de la depresión, su registro estratigráfico y su estructura.

### 2.3.1. REGISTRO ESTRATIGRÁFICO.

En el Vallès occidental y en el vecino Baix Llobregat se reconocen la totalidad de las grandes unidades en las que hasta la fecha se ha subdividido el registro sedimentario de la depresión del Vallès-Penedès, así como las principales discontinuidades que lo afectan (fig. 2.5 y fig. 2.6). El desarrollo de las unidades es sin embargo algo diferente. Cabe destacar, por ejemplo, el reducido desarrollo de las facies marinas. Son elementos significativos de este registro (figs. 2.5 y 2.6)

#### 2.3.1.1. Discontinuidad basal

Esta discontinuidad es sólo reconocible localmente en reducidos sectores (cerro del Telégrafo de Martorell, Turó de les Roques Blanques entre el Papiol y Rubí) donde sobre el sustrato paleozoico formado por esquistos ordovícicos o granitoides carboníferos y afectado por rubefacción se reconocen depósitos coluviales (brechas monogénicas de pizarras, arenas arcósicas) y paleosuelos hidromorfos (Cabrera, 1979; Cabrera *et al*, 1991).

#### 2.3.1.2. Unidades del los Complejos Continentales Inferiores.

Consisten en depósitos de sistemas aluviales y lacustres de edad Ramblense-Aragonesa inferior (Burdigaliense-Langhiense). Estas unidades han sido descritas con anterioridad (Cabrera, 1979; 1981a; 1981b). En las zonas del Vallès occidental situadas al pie de la falla principal pueden alcanzar más de 1000 m de espesor. Por el contrario en los altos estructurales y márgenes de la depresión (El Papiol, Cerro del Telégrafo de Martorell) pueden quedar reducidas a sucesiones de escasas decenas de metros o metros de potencia.

Las sucesiones de estas unidades están constituidas fundamentalmente por depósitos terrígenos rojos depositados en zonas proximales, distales y marginales de abanicos aluviales procedentes de los márgenes septentrionales y meridionales de la depresión. Conglomerados, brechas (con soporte de matriz y de clastos) y lutitas arenosas rojas se depositaron preferentemente en las zonas proximales de estos sistemas, por la acción de flujos masivos (coladas de fango, coladas de clastos etc). Las sucesiones conglomeráticas pasan lateralmente

**Figura 2.5:** Esquema geológico del Vallès Occidental, entre los ríos Llobregat y Besòs, mostrando la distribución de unidades estratigráficas, perfiles estratigráficos y localidades paleomastológicas. Síntesis elaborada a partir de la información de:

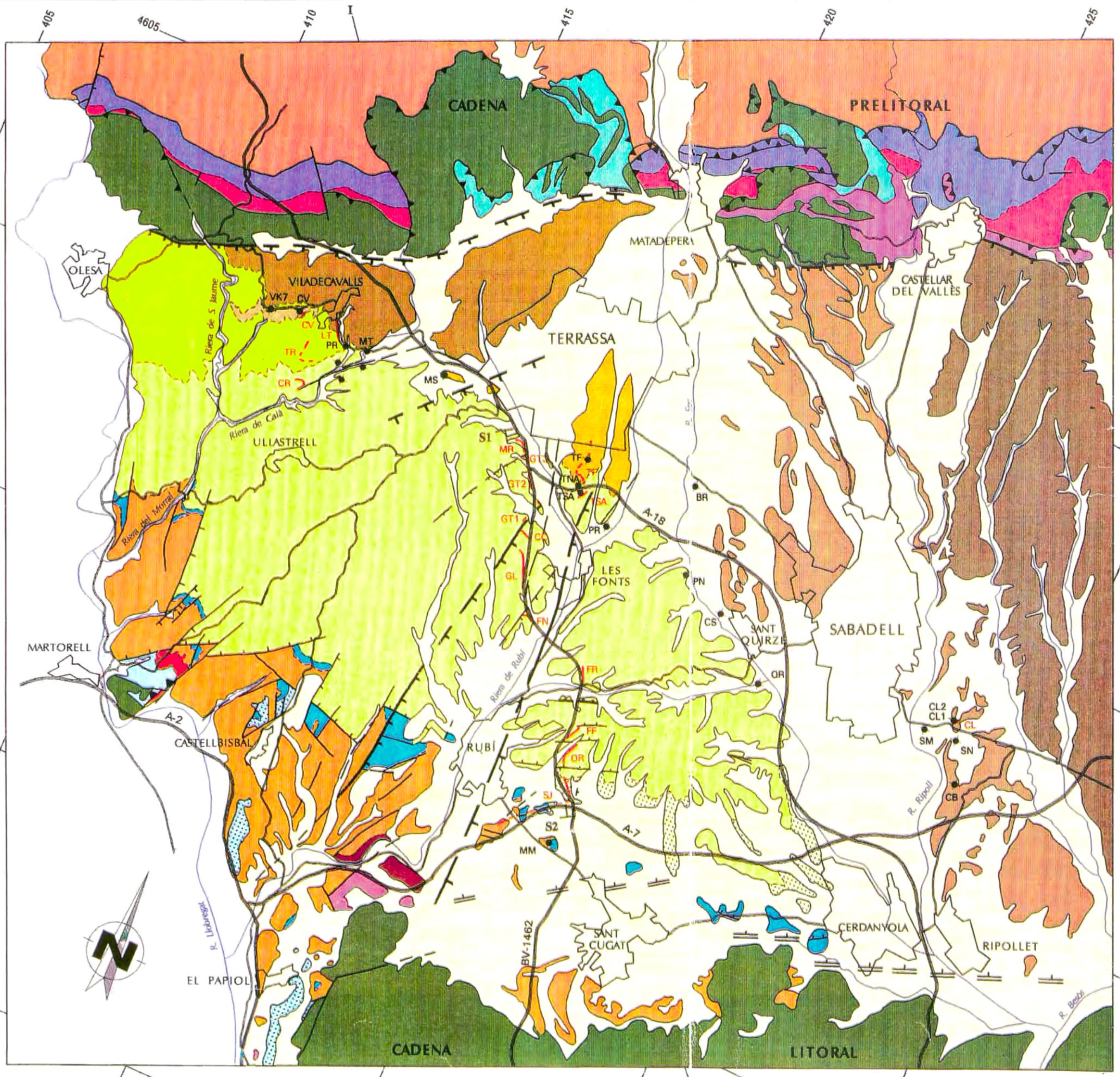
- 1) los mapas geológicos a escala 1:10.000 de las Hojas IV-010 (Viladecavalls), IV-011 (Terrassa), IV-014 (Ullastrell) y IV-015 (Terrassa-S) cedidos por el Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya (inéditos).
- 2) el Mapa geológico escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España; hojas 392 (Sabadell) y 420 (Hospitalet del Llobregat).
- 3) Cartografía geológica de Cabrera (1979) de los Complejos Continentales Inferiores (inédita)
- 4) Síntesis cartográfica de las unidades paleozoicas de la Cadena Prelitoral entre el río Llobregat y el río Ripoll (Ubach, 1990).
- 5) Cartografía geológica de la Cadena Prelitoral en el sector de Matadepera (López Blanco, inédito).
- 6) Cartografías geológicas 1:5.000 del sector del Baix Llobregat (proyecto de construcción de la línea del TAV Madrid-Barcelona, elaboradas por Peña y Santaaulària).
- 7) Datos cartográficos y estructurales propios de los sectores de Martorell, Rubí, Les Fonts, Terrassa y Viladecavalls.

Principales localidades de vertebrados fósiles previamente conocidas en el Vallès Occidental:

<b>BR:</b> Can Barba	<b>PN:</b> Can Ponsic
<b>CB:</b> Castell de Barberà	<b>PR:</b> Can Perellada
<b>CL1:</b> Can Llobateres 1	<b>QR:</b> Sant Quirze
<b>CL2:</b> Can Llobateres 2	<b>SM:</b> Can Simeó
<b>CS:</b> Casablanca	<b>SN:</b> Santiga
<b>CV:</b> Cerámicas Viladecavalls	<b>TF:</b> Torrent de Febulines
<b>MM:</b> Sant Mamet	<b>TNA:</b> Talud Norte Autopista
<b>MS:</b> Can Missert	<b>TSA:</b> Talud Sur Autopista
	<b>VK7:</b> Viladecavalls Km. 7

Perfiles magnetoestratigráficos (en rojo):

<b>CC:</b> Creu de Conill	<b>GT2:</b> Can Guitart 2
<b>CL:</b> Can Llobateres	<b>GT3:</b> Can Guitart 3
<b>CR:</b> Can Coromines	<b>LT:</b> La Tarumba
<b>CV:</b> Cerámicas Viladecavalls	<b>MR:</b> Les Martines
<b>FF:</b> Font del Ferro	<b>OR:</b> Can Oriol
<b>FN:</b> Can Fonollet	<b>SJ:</b> Can Santjoan
<b>FR:</b> Can Ferran	<b>TF:</b> Torrent de Febulines
<b>GL:</b> Can Guilera	<b>TR:</b> Can Tarumbot
<b>GT1:</b> Can Guitart 1	<b>TSA:</b> Talud Sur Autopista



- CUATERNARIO**
- Terrazas fluviales y depósitos coluviales.
- PLIOCENO (Zanclense)**
- Unidades del Baix Llobregat. Lutitas y conglomerados.
- MIOCENO**
- COMPLEJOS CONTINENTALES SUPERIORES (Aragonesiense-Vallesense)**
- Sistema aluvial de Sentmenat*
- Facies de abanico proximal a distal. Arenas cuarzo-feldespáticas y conglomerados.
- Sistema aluvial de Castellar del Vallès*
- Facies de abanico proximal a distal. Lutitas, brechas y conglomerados.
- Sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls*
- Facies de abanico medio y proximal. Brechas y lutitas.
  - Facies de abanico distal. Lutitas y brechas.
- Sistema aluvial de Olesa-Les Fonts*
- Facies de abanico proximal. Conglomerados y lutitas.
  - Facies de abanico medio. Lutitas y conglomerados.
  - Facies de abanico distal. Lutitas y arenas.
  - Facies de abanico marginal. Arcillas rojas.
- COMPLEJO MARINO Y DE TRANSICIÓN (Langhiense)**
- Biocalcarenitias, margas y lutitas.
- COMPLEJOS CONTINENTALES INFERIORES (Ramblensiense-Aragonesiense)**
- Unidad de Castellbisbal*
- Facies de abanico proximal. Brechas y arcillas del Turó de la Baineta.
  - Facies de abanico medio-distal. Lutitas, areniscas y conglomerados rojos.
- Unidad de la Costa Blanca*
- Facies de abanico distal y lacustres. Lutitas, calizas y yesos.
- Unidad detrítica de Puig-Pedros-El Papiol*
- Facies de abanico proximal. Brechas y conglomerados.
- PALEÓGENO**
- Depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro. Conglomerados, brechas, areniscas y lutitas.
- TRIÁSICO**
- Facies Muschelkalk. Calizas, dolomías y arcillas rojas.
  - Facies Buntsandstein. Areniscas, arcillas y conglomerados.
- PALEOZOICO**
- Granitoides.
  - Pizarras y esquistos.
  - Ignimbritas y riolitas.
- Escala 0 5km

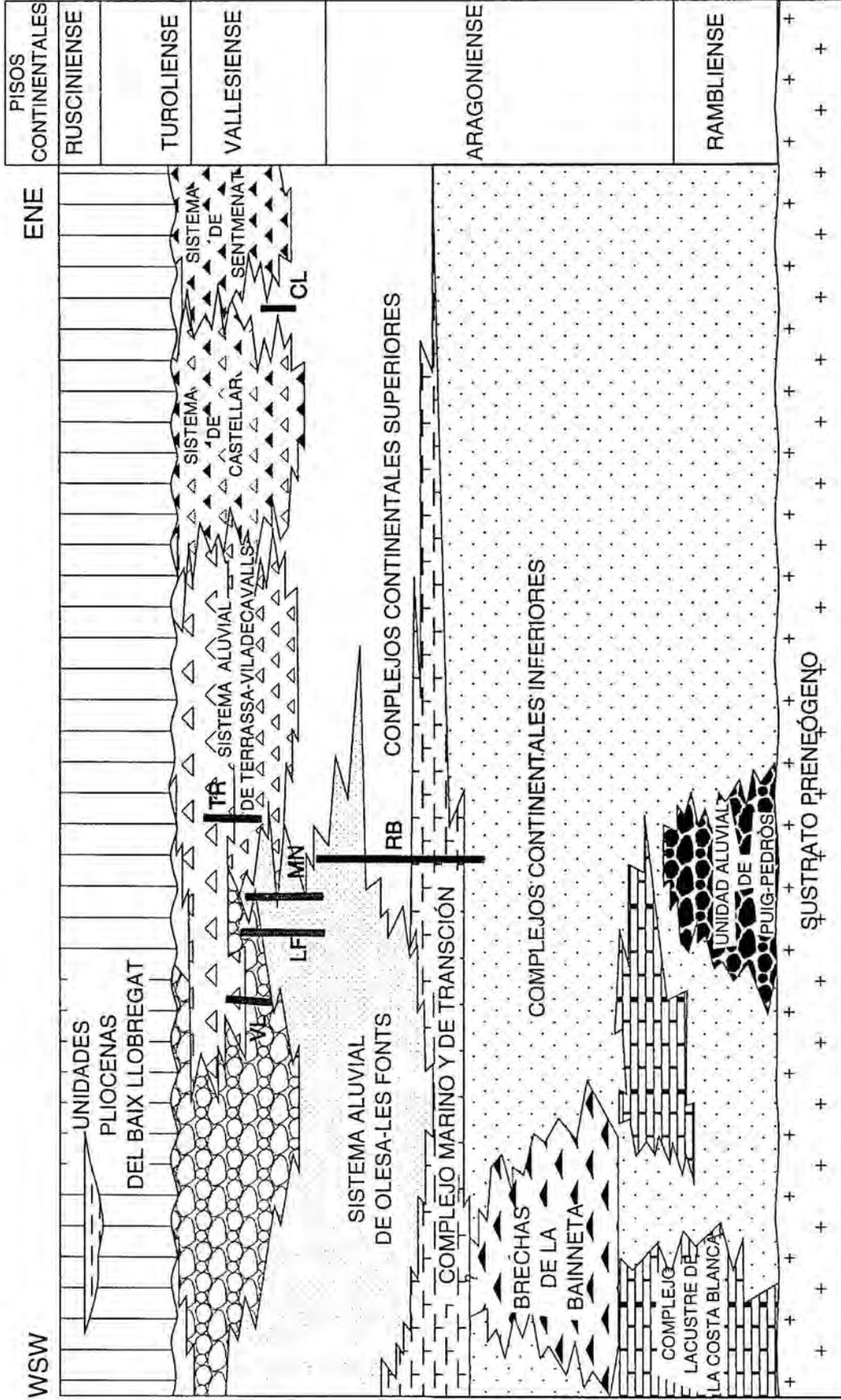
con rapidez a otras en las que progresivamente se incrementa el porcentaje de arenitas y lutitas, desarrolladas en zonas medias y distales de los abanicos, en las que se desarrollaban zonas canalizadas y no canalizadas. Los procesos de sedimentación bajo flujos de carácter más acuoso fueron dominantes en estas zonas. El depósito de sucesiones predominantemente lutíticas tuvo lugar en llanuras lutíticas distales y marginales, en las que dominaban los procesos de sedimentación acuosa. Estas sucesiones son reconocibles a lo largo de los márgenes meridionales al pie del Macizo del Tibidabo (Cadena Litoral) desde El Papiol hasta Sant Cugat.

Los sistemas de abanicos septentrionales se caracterizaron por su persistencia y por su amplio radio, que abarcaba prácticamente toda la anchura de la depresión, si bien en la actualidad sus depósitos sólo afloran a lo largo del Valle del Llobregat desde Santa María de Vilalba hasta el margen meridional de la depresión. Por el contrario los abanicos meridionales (reconocibles en El Papiol, en el El Puig Pedrós de Rubí y en el Turó de la Baineta de Martorell) no alcanzaron desarrollos radiales significativos. Las litologías de los clastos de los depósitos de estos abanicos varían en cada uno de ellos: pizarras, filitas, esquistos porfiroblásticos, cornubianitas y conglomerados carboníferos procedentes de la erosión del zócalo paleozoico reconocibles en El Papiol, La Baineta y el Turó de Roques Blanques; areniscas rojas, calizas y dolomías y calizas de rudistas procedentes de la erosión de la cobertera triásica y cretácica reconocibles en el Puig Pedrós y los escarpes de El Molí Calopa de Rubí. Este hecho denota el carácter compartimentado de las áreas fuente de los abanicos meridionales.

De manera subordinada, dentro de los Complejos Continentales Inferiores se han reconocido unidades formadas por lutitas, calizas y dolomías (Unidad de la Costa Blanca, Cabrera, 1979; 1981 a y b; Cabrera *et al* 1991). La extensión areal de estas unidades no se conoce con precisión, si bien fue claramente menor a la de los sistemas aluviales. Estas unidades registran el desarrollo de dispositivos lacustres someros de escasa entidad, pero de gran interés ya que contienen claros indicios del desarrollo de procesos evaporíticos indicadores de condiciones paleoclimáticas de cierta aridez. Estas asociaciones de facies han librado la mayor parte de las asociaciones de mamíferos fósiles que han permitido su atribución al Ramblense superior o Mioceno inferior alto; Cabrera, 1979; Agustí *et al*, 1985).

### 2.3.1.3. Unidades del Complejo marino y de transición.

Son depósitos de bahía-plataforma terrígena, abanicos litorales y parches coralgaes de edad langhiense. Las sucesiones de los complejos marinos y de transición aflorantes en el Vallès Occidental son poco potentes (nunca mayores de algunas pocas decenas de metros). Sus potencias son mayores hacia los sectores meridionales de la depresión y disminuyen



**Figura 2.6:** Esquema litoestratigráfico del Vallès Occidental entre los ríos Llobregat y Besos, mostrando la relación lateral y vertical entre los diferentes sistemas deposicionales. Se indica la posición dentro del esquema de los bloques estudiados en este trabajo: RB: Sector Rubí; LF: Bloque de Les Fonts; MN: Bloque de Montgut; TR: Bloque de Terrassa; VL: Bloque de Viladecavalls; CL: Perfil de Can Llobateres. Véase leyenda del mapa de la Figura 3.5. para detalle de las unidades litoestratigráficas.

rápidamente hacia el N, NE y NW. En algunos sectores se han señalado repetidas interdigitaciones de las facies marinas y transicionales con las continentales aluviales de los Complejos Continentales Inferiores, las relaciones entre ambos conjuntos de unidades se resuelven a menudo con el desarrollo de una única secuencia formada por depósitos basales transgresivos (arenitas y arenitas bioclásticas con ostreidos) que son sucedidos por tramos de depósitos de lutitas y arenas grises, en los que las arenas y/o conglomerados se incrementan superiormente. Esta sucesión (que registraría el desarrollo de un progradación sobre medios de bahía o plataforma terrígena de zonas terminales subacuáticas de abanicos litorales) suele culminar con el desarrollo de depósitos aluviales-fluviales subaéreos, a veces canalizados. Este tipo de sucesiones, con distintos tipos de desarrollo y alguna variación en su significación, son reconocibles desde Sta. Maria de Vilalba hasta Cerdanyola.

De manera subordinada en Les Escletxes de El Papiol existen depósitos de parches coralgaes. Estos carbonatos arrecifales, de hasta una decena metros de espesor, han sido descritos en detalle por varios autores (Permanyer, 1982) e incluyen depósitos arrecifales coralgaes que afloran formando parches residuales desde Les Escletxes de El Papiol hasta las inmediaciones de Can Amigonet. Estos afloramientos se relacionan esencialmente con el alto estructural correspondiente al margen meridional de la depresión.

La datación de los materiales marinos en el Vallès Occidental se ha realizado hasta la fecha por extensión a partir de los datos disponibles en el Alt Penedès (Magné, 1979; MacPherson, 1992) y algunos datos bioestratigráficos de carácter puntual (Magné, 1979).

#### 2.3.1.4. Complejos continentales superiores.

Están constituidos por depósitos de sistemas aluviales de edad aragoniense medio a tuoliense (?) (equivalente a Langhiense-Tortonense). Estas unidades han sido descritas sumariamente (Rosell *et al*, 1973; Agustí *et al*, 1985; Cabrera *et al*, 1991). En las zonas de la depresión situadas al pie de la falla septentrional que delimita la depresión puede alcanzar más de 1000 m de espesor.

Al igual que las de los Complejos continentales inferiores las sucesiones de estas unidades están constituidas fundamentalmente por depósitos terrígenos depositados en zonas proximales, distales y marginales de abanicos aluviales. En este caso sin embargo los aportes procedían exclusivamente de los márgenes septentrionales relacionados con la falla principal. Tanto las facies como la ordenación secuencial de las sucesiones aluviales de estos complejos son similares a los descritos para los Complejos Continentales Inferiores. Sin embargo cabe destacar que sus coloraciones no son por lo general tan acusadamente rojas, predominando en cambio las tonalidades pardas, pardo-rojizas y amarillentas.

La datación de los materiales continentales superiores en el Vallès Occidental se ha realizado hasta la fecha a partir de los numerosos yacimientos de macro y microvertebrados existentes (ver Agustí *et al* 1985, para una resumida síntesis).

A partir de las tendencias de evolución de las asociaciones de facies, la distribución de paleocorrientes y la composición de los clastos de los conglomerados, ha sido posible distinguir, dentro de los Complejos Continentales Superiores y en el área de estudio cuatro unidades deposicionales:

#### 1) Sistema del abanico de Olesa-Les Fonts.

Este sistema es el más importante y extenso reconocido en el área. Sus zonas proximales se sitúan en la zona vecina a Olesa de Montserrat y sus zonas medias a distales se extienden desde Ullastrell hasta Rubí, Sant Cugat y Cerdanyola, con un radio de extensión superior a 15 km. El segmento de este sistema reconocido en el Vallès Occidental sólo corresponde a una parte del mismo, ya que su zona de influencia se extendería también hasta el Alt Penedés.

El abanico de Olesa-Les Fonts se caracteriza por contener depósitos conglomeráticos claramente polimícticos con una composición de clastos con claro predominio de materiales paleozoicos (pizarras, filitas, esquistos porfiroblásticos, conglomerados, cuarcitas, ignimbritas, riolitas, pórfidos, calizas), pero con la frecuente presencia de elementos procedentes de la erosión del Triásico de la Cadena Prelitoral (calizas de las facies Muschelkalk) y del Paleógeno de la cuenca del Ebro. La erosión de los conglomerados eocénicos de la Cadena Prelitoral ha implicado una notable contribución de clastos de segunda generación paleozoicos, triásicos (dolomías) y cretácicos (calizas micríticas). Los conglomerados del sistema también incluyen localmente y en algunos niveles porcentajes apreciables de clastos de calizas con macroforaminíferos (calizas de alveolinas), atribuibles sin duda en su mayoría a la formación Orpí (J. Serra Kiel, comunicación personal).

#### 2) Sistema de abanicos de Terrassa-Viladecavalls

Este sistema es menos importante y extenso que el anterior, con el cual muestra una estrecha relación y tránsitos laterales de facies. Sus zonas proximales se sitúan al pie de la cadena Prelitoral desde la margen oriental de la Riera de Sant Jaume hasta Matadepera. Sus zonas medias a distales se extienden hasta el sector al sur de Terrassa, con un radio de extensión de unos 6 km. La zona de influencia de este sistema quedaría comprendida entre la del sistema de Olesa-Les Fonts (con el que comparte depósitos de llanuras lutíticas marginales desarrollados en el sector de Viladecavalls) y el de Castellar del Vallès.

El abanico de Viladecavalls-Terrassa integra depósitos de brechas y conglomerados brechoides polimícticos pero con una composición de clastos casi exclusiva de materiales paleozoicos (pizarras, filitas, esquistos porfiroblásticos, conglomerados, cuarcitas, ignimbritas, riolitas, pórfidos, calizas). Sólo ocasionalmente se detecta la presencia de elementos procedentes de la erosión del Triásico de la Cadena Prelitoral (areniscas de las facies Bundsandstein). La erosión de los materiales ígneos y metamórficos de la Cadena Prelitoral ha contribuido mayoritariamente a los depósitos del sistema. Sin embargo hay que tener presente que a los actuales afloramientos de materiales paleozoicos de la cadena Prelitoral cabría posiblemente añadir otros materiales que podrían haber integrado escamas cabalgantes actualmente desaparecidas por erosión.

### 3) Sistema de abanicos de Castellar del Vallès.

Este sistema muestra un desarrollo radial algo mayor al del anterior, llegando a alcanzar sectores más próximos a la Cadena Litoral. Sus zonas proximales se sitúan al pie de la cadena Prelitoral desde Matadepera hasta Castellar. Sus zonas medias a distales se extienden hasta el SE de Sabadell, con un radio de extensión de unos 15 km. La zona de influencia de este sistema quedaría comprendida entre la del sistema de Viladecavalls-Terrassa y el de Sentmenat.

El abanico de Castellar se caracteriza por contener depósitos de brechas y conglomerados brechoides polimícticos, con una composición de clastos casi exclusiva de materiales paleozoicos (pizarras, filitas, esquistos porfiroblásticos, conglomerados, cuarcitas, ignimbritas, riolitas, pórfidos, granitoides, calizas). Sólo ocasionalmente se detecta la presencia de elementos procedentes de la erosión del Triásico de la Cadena Prelitoral (areniscas de las facies Bundsandstein, calizas de facies Muschelkalk). La erosión de los materiales ígneos y metamórficos de la Cadena Prelitoral ha contribuido mayoritariamente a los depósitos del sistema. De manera significativa, la existencia de granitoides en el área fuente de este sistema ha implicado que localmente se den porcentajes apreciable de clastos de esta roca. Al igual que en el caso anterior hay que tener presente que este sistema pudo ser alimentado por el desmantelamiento de escamas cabalgantes actualmente desaparecidas por erosión.

### 4) Sistema de abanicos de Sentmenat.

Este sistema muestra un desarrollo radial similar al del anterior, y también alcanza sectores vecinos a la Cadena Litoral. Sus zonas proximales se sitúan al pie de la cadena Prelitoral desde Castellar hasta al menos Sentmenat. Sus zonas medias a distales se extienden hasta el SE de Sabadell (fig. 2.5).

El abanico de Sentmenat contiene depósitos de conglomerados, arenas arcósicas conglomeráticas y arcosas con una composición muy dominada por la existencia de granitoides en su área fuente. La erosión de los materiales graníticos de la Cadena Prelitoral ha contribuido mayoritariamente a los depósitos del sistema liberando granos de feldespatos y clastos de granitoides, aplitas y pegmatitas.

#### 2.3.1.5. Discontinuidad messiniense.

La superficie de discontinuidad messiniense ha sido bien reconocida en áreas vecinas al Vallès Occidental, en el Baix Llobregat. Los afloramientos más espectaculares se reconocen entre Castellbisbal y El Papiol, sector donde las diversas unidades pliocénicas, marinas y continentales, recubren discordantemente el sustrato preneógeno y las unidades miocénicas inferiores a medias. En relación a esta superficie se han reconocido en ese sector diversos tipos de depósitos incluyendo desde brechas coluviales de carácter local a depósitos de relleno de valle fluvial y marinos.

Fuera del valle del Llobregat, en los sectores comprendidos entre este río y el Besós, también ha sido señalada la posible presencia de la superficie (o superficies) de erosión prepliocénicas (de Mas, 1983), si bien ésta se habría visto afectada por las sucesivas etapas de erosión plio-pleistocénicas que se habrían formado desde el Plioceno superior hasta la actualidad en relación, fundamentalmente, a las variaciones glacioeustáticas del nivel del mar. Por ello su reconocimiento, no existiendo depósitos pliocénicos bien reconocidos, es más dudoso.

#### 2.3.2. ESTRUCTURA GENERAL

Dentro de la depresión del Vallès-Penedès el segmento del Vallès Occidental quedaría comprendido entre la fallas de zócalo del Vallès y de Rubí (figs. 2.3 y 2.5). La primera es la más importante y muestra predominantemente una orientación NE-SW, si bien a lo largo de su traza existen inflexiones que modifican esta orientación general. La falla de Rubí es de menor entidad pero su salto también es apreciable (superior a 1.000 m). La orientación de esta falla es más difícil de precisar debido a estar prácticamente solapada por los depósitos del Mioceno medio y superior, aunque a grandes rasgos debe ser similar a la del Vallès.

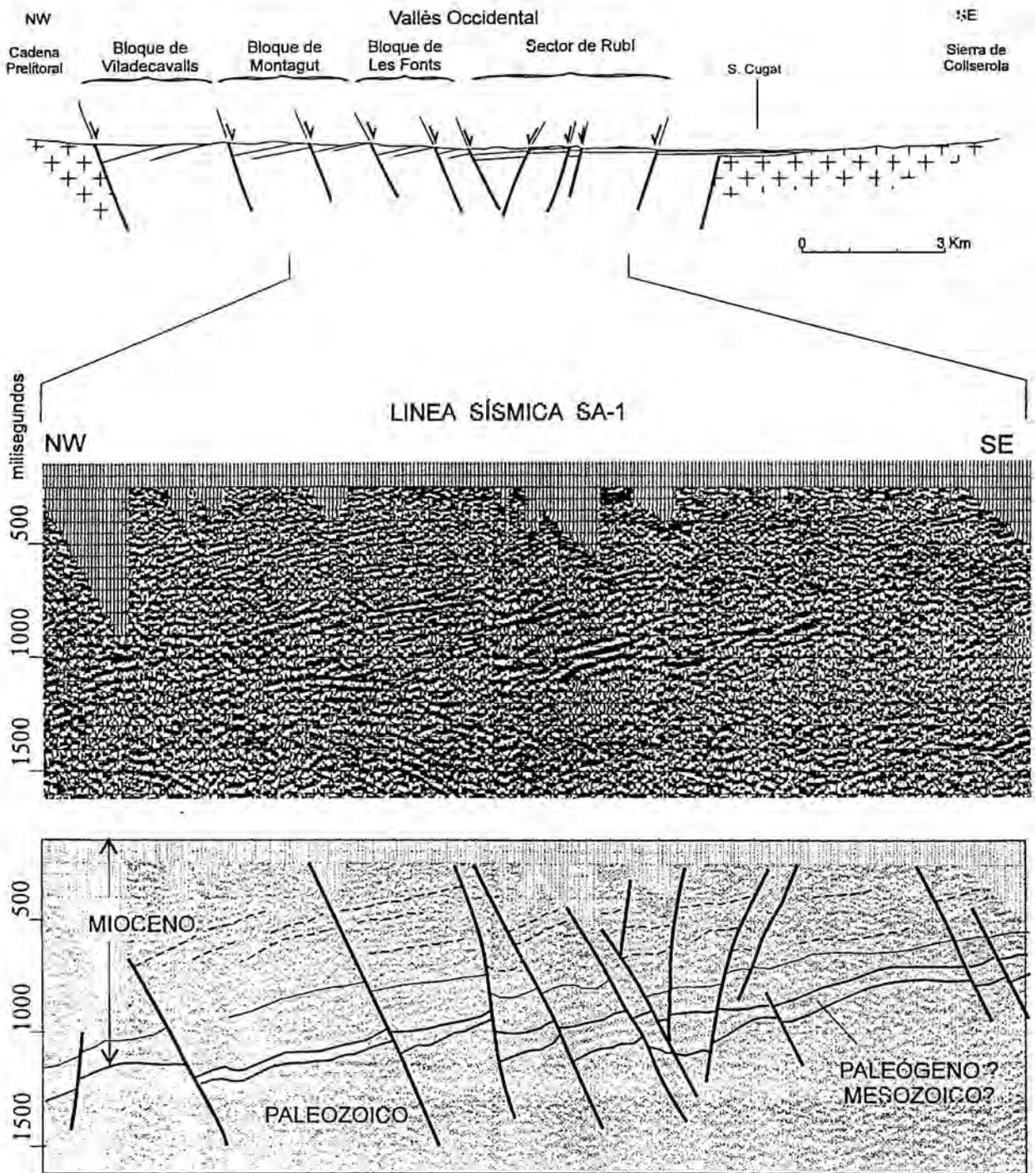
La falla principal o del Vallès, fue objeto de un primer análisis por Fontboté (1954) quien remarcó la asimetría estructural de la depresión del Vallès-Penedès y la existencia, en la zona afectada por esta falla, de dos etapas de funcionamiento de signo inverso: una claramente compresiva paleógena y otra posterior extensiva de edad neógena. Con posterioridad (Julià y Santanach, 1980; Guimerà, 1984; Anadón *et al*, 1985) fue puesta de manifiesto la

evidencia de movimientos de transcurrancia de posible orden kilométrico a lo largo de la falla, movimiento que debió anteceder necesariamente la extensión neógena y que dio lugar a bandas de deformación muy intensas (fault gauges) muy peculiares y tradicionalmente conocidas en la región (en Ribes Blaves, al NNE de Olesa de Montserrat entre otros lugares). Análisis posteriores (López Blanco, 1994) han puesto en evidencia además que el acortamiento mínimo, deducible del análisis de las láminas cabalgantes localizadas en las inmediaciones de la falla, es mayor que el inicialmente supuesto. Independientemente de ello el juego extensivo de esta falla, que se remonta como mínimo al Mioceno inferior (Aquitaniense) y quizá a una etapa anterior (Chattiense?), es muy importante. Los datos de sismica y gravimetría indicarían que el salto posible de la falla rebasaría los 1.500 m y podría alcanzar e incluso rebasar los 2.500 m.

La falla de Rubí, como se ha indicado, no es manifiesta con claridad en superficie dado que fue solapada por los materiales del Mioceno inferior alto (Aragoniense inferior y Langhiense). Sin embargo los datos de sismica de reflexión (perfil SA-1, fig. 2.7) denotan que su salto fue próximo a los 1.000 m. La existencia de esta falla, antitética respecto a la principal, denota una etapa evolutiva de la depresión durante el estadio de rifting en la que la sedimentación debió desarrollarse en condiciones de mayor simetría que las que se dieron posteriormente.

Aparte de las fallas principales de zócalo de orientación NE-SW, existen otras de oblicuas a perpendiculares respecto a las anteriores y cuya orientación varía desde NW-SE a NNE-SSE. Dentro del primer grupo de fallas quedan incluidas la mayor parte de las que integran la zona de fallas del Llobregat. Esta zona de fallas fue puesta de manifiesto en las inmediaciones del valle del Llobregat (Crusafont *et al*, 1955) y posteriormente se le confirió un papel de gran importancia en la evolución estructural precenozoica de la zona (Anadón *et al*, 1979). En lo que se refiere a la sedimentación neógena posterior al Mioceno medio, la influencia de esta falla sobre la acumulación de distintos espesores de sedimento fue menor y sus saltos verticales se reducen a escasa decenas de metros, tal como lo indican las relaciones existentes entre los depósitos miocénicos reconocidos a ambos lados de la zona de fallas (Cabrera, 1979, 1981a, 1981b).

Dentro del ámbito de la depresión correspondiente al Vallès Occidental ha sido posible reconocer fallas de orientación variable entre N NNW-S SSW y NE-SW. Estas fallas fueron puestas de manifiesto por numerosos autores (Crusafont *et al*, 1955; Solé Sugrañes, 1979; IGME, 1975, Hojas de Hospitalet, Sabadell etc; Cabrera, 1979; Cartografías del Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya; de Mas, 1984; Agustí *et al*, 1985; Bartrina *et al*, 1992). Todos ellos señalaron la existencia de fallas de distinta importancia afectando los márgenes meridionales de la depresión (sectores del margen norte del Macizo del Tibidabo,



**Figura 2.7 :** A) Corte transversal de la fosa del Vallès-Penedès en el sector del Vallès Occidental basado en los datos de superficie (ver situación en el esquema de la figura 2.5). B) Línea sísmica SA-1, cuyo trazado en planta coincide aproximadamente con la parte central (Bloques de Montagut, Les Fonts y Sector de Rubí) del corte (ver situación en Figura 2.5). C) Interpretación estructural de la línea sísmica (Roca, comunicación personal).

cerro del Telégrafo de Martorell) y el relleno neógeno de la depresión. La mayor parte de estas fallas son normales si bien localmente (cerro del Telégrafo de Martorell, El Puig Pedrós de Rubí) se ha reconocido la existencia de movimientos aparentemente inversos y de transcurrencia afectando los materiales del Mioceno inferior y medio (Cabrera, 1979; Santanach-Julià, 1980; Bartrina *et al*, 1992). En el interior de la depresión y lejos de sus márgenes, la falta de niveles guía fácilmente caracterizables por encima de los tramos correspondientes al Complejo Marino y de Transición y la ausencia de una datación exhaustiva de todas las sucesiones continentales aflorantes ha impedido hasta la fecha un análisis estructural basado en criterios fiables. El principal problema radicaría en valorar el salto mínimo de las fallas que son reconocidas sólo local o sectorialmente en los afloramientos existentes. A pesar de ello parece evidente que este conjunto de fallas configuran una zona gradualmente más elevada situada al Oeste de la Riera de Les Arenes.

Un conocimiento preliminar de la estructura del Vallès Occidental a lo largo del transecto estudiado, fue considerado fundamental para orientar el desarrollo del presente trabajo. Para ello se realizó una cartografía de detalle del transecto trazado a través de la depresión. Los resultados obtenidos se contrastaron con los perfiles sísmicos disponibles en el sector (perfil sísmico SA-1, fig. 2.7). Estos perfiles, aunque de baja calidad y resolución, combinados con las observaciones de superficie permitieron precisar algo más las características estructurales de la zona de estudio a partir de las cuales se definieron un conjunto de bloques y sectores, cuyos límites vienen fundamentalmente definidos por las fracturas principales reconocidas en el área de estudio (fig. 2.8). Dentro de los límites de un bloque pueden existir fallas, pero con saltos menores de manera que los perfiles estratigráficos dentro de cada bloque pueden correlacionarse entre sí para dar una sucesión combinada continua. Éstos son:

**Bloque de Les Fonts.** Definido por la traza de la falla que discurre por la Riera de Rubí (al Este) y la Falla que aflora en la gravera contigua a la autopista BV-1462 a la altura del PK: 7.5 (al Oeste).

**Bloque de Montagut.** Limita al Este con el Bloque de Les Fonts, mientras que su límite noroccidental es incierto está representado por una falla interpretada en base a la información bioestratigráfica aportada por la localidad de Can Misert.

**Bloque de Viladecavalls.** Incluye las unidades del margen NW de la cuenca. Su límite superior lo constituye la falla principal del margen mientras que su límite meridional ha sido situado en la falla que discurre a lo largo de la Riera del Gaià al sur de la localidad de Viladecavalls.

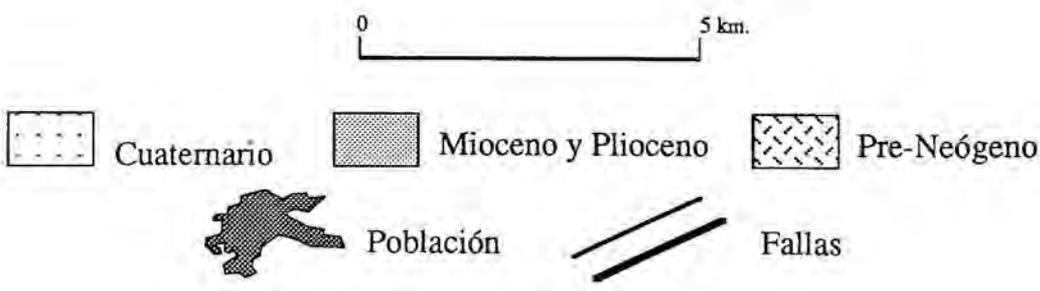
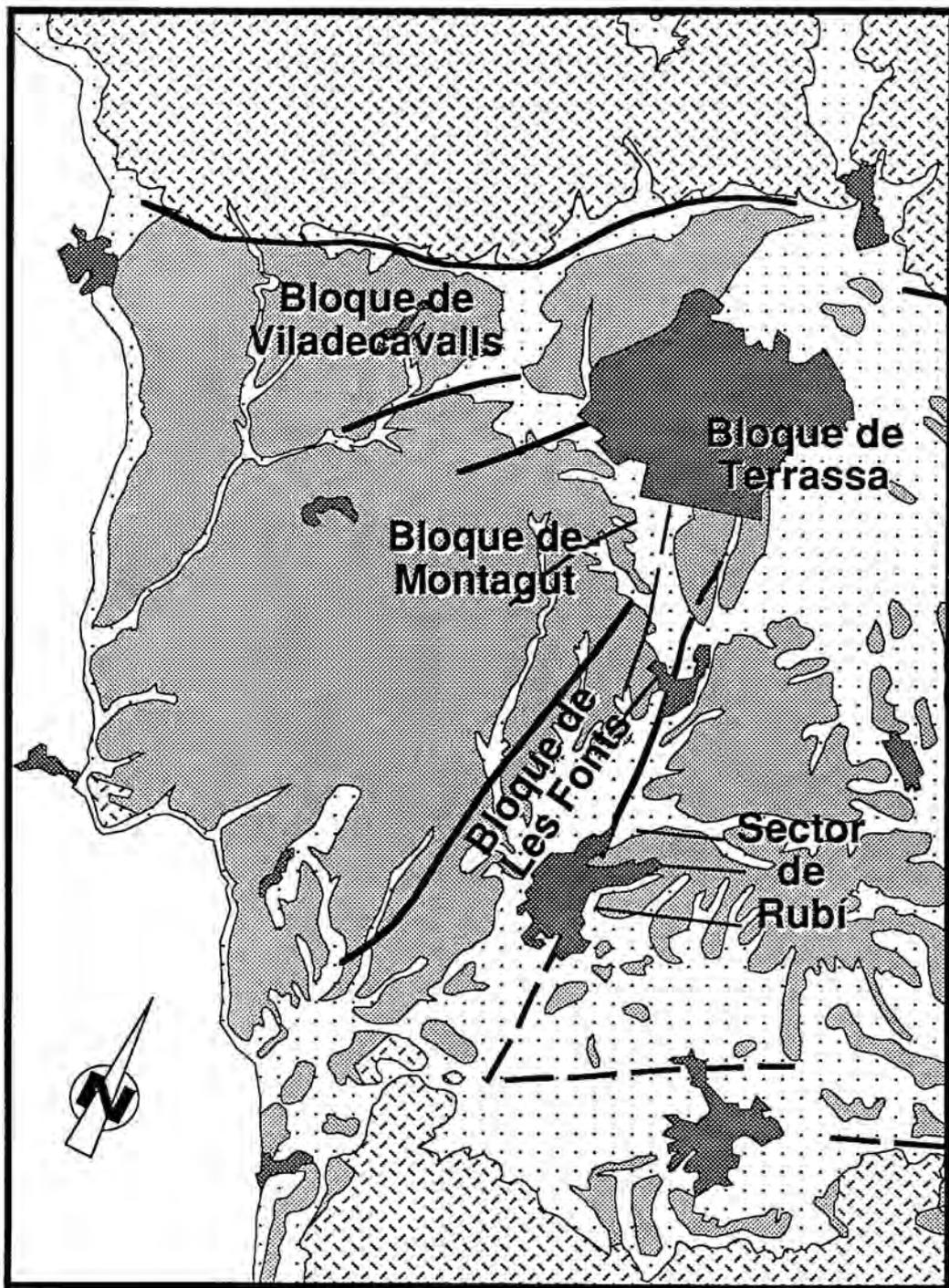


Figura 2.8: Situación de los bloques definidos en este trabajo.

**Bloque de Terrassa.** Representa las unidades del llano de Terrassa, topográfica y tectónicamente deprimidas respecto a los materiales de los Bloques vecinos de Les Fonts y Montagut.

**Sector de Rubí.** Se ha evitado la denominación de bloque para este sector porque la estructura en esta región está notablemente dislocada por fallas de dirección NE con saltos probablemente muy importantes. Comprende la región al E de la localidad del mismo nombre.

Al comienzo de este estudio no fue posible valorar adecuadamente la significación de estos bloques, habida cuenta la imposibilidad de precisar los saltos mínimos de las fallas que los delimitaban. Sin embargo esta subdivisión estructural preliminar de la depresión ya permitió orientar y ordenar los trabajos de cartografía, levantamiento de perfiles maestros y complementarios, los muestreos paleontológicos y magnetoestratigráficos. A partir de los resultados obtenidos fue posible precisar o estimar los saltos mínimos de las fallas, lo cual constituye uno de los resultados de esta memoria.

### 3.

## METODOLOGÍA

El planteamiento metodológico seguido para la resolución de los problemas planteados fue el usual en los estudios geológicos (Boladeras, 1982), desarrollados sobre la base del estudio de materiales en el terreno, combinado con el análisis de sus propiedades magnéticas y su contenido paleontológico. Para el planteo y resolución de la problemática particular que nos ocupa se ha partido de la base de la aceptación de los paradigmas actualmente establecidos en torno al Paleomagnetismo (ver por ejemplo Merrill y McElhinny, 1983). Éstos son los siguientes:

- 1) Una roca en el momento de formarse tiene la capacidad de adquirir una magnetización que es paralela a la del campo magnético ambiental (en la naturaleza el Campo Geomagnético) y a la que se conoce con el nombre de magnetización primaria.
- 2) Si bien el campo geomagnético instantáneo es relativamente complejo, el campo geomagnético promediado sobre lapsos de tiempo del orden de  $10^4$  años es un dipolo alineado con el eje de rotación de La Tierra (Hipótesis del Campo Geomagnético Dipolar Axial)(Opdyke, 1969). La posición del Polo Magnético una vez promediado coincide, pues, con la posición del Polo Geográfico. Igualmente, el promedio de las magnetizaciones observadas en un conjunto de rocas define un campo geomagnético a partir del cual puede calcularse la posición del *Polo Paleomagnético* de la formación de roca, que a su vez marca la posición del polo paleogeográfico.
- 3) La mayor parte de las magnetizaciones inversas (con sentido opuesto a la dirección del campo presente) observadas en las rocas son debidas a verdaderas inversiones del campo geomagnético. Los diversos mecanismos de autoinversión que han sido constatados en

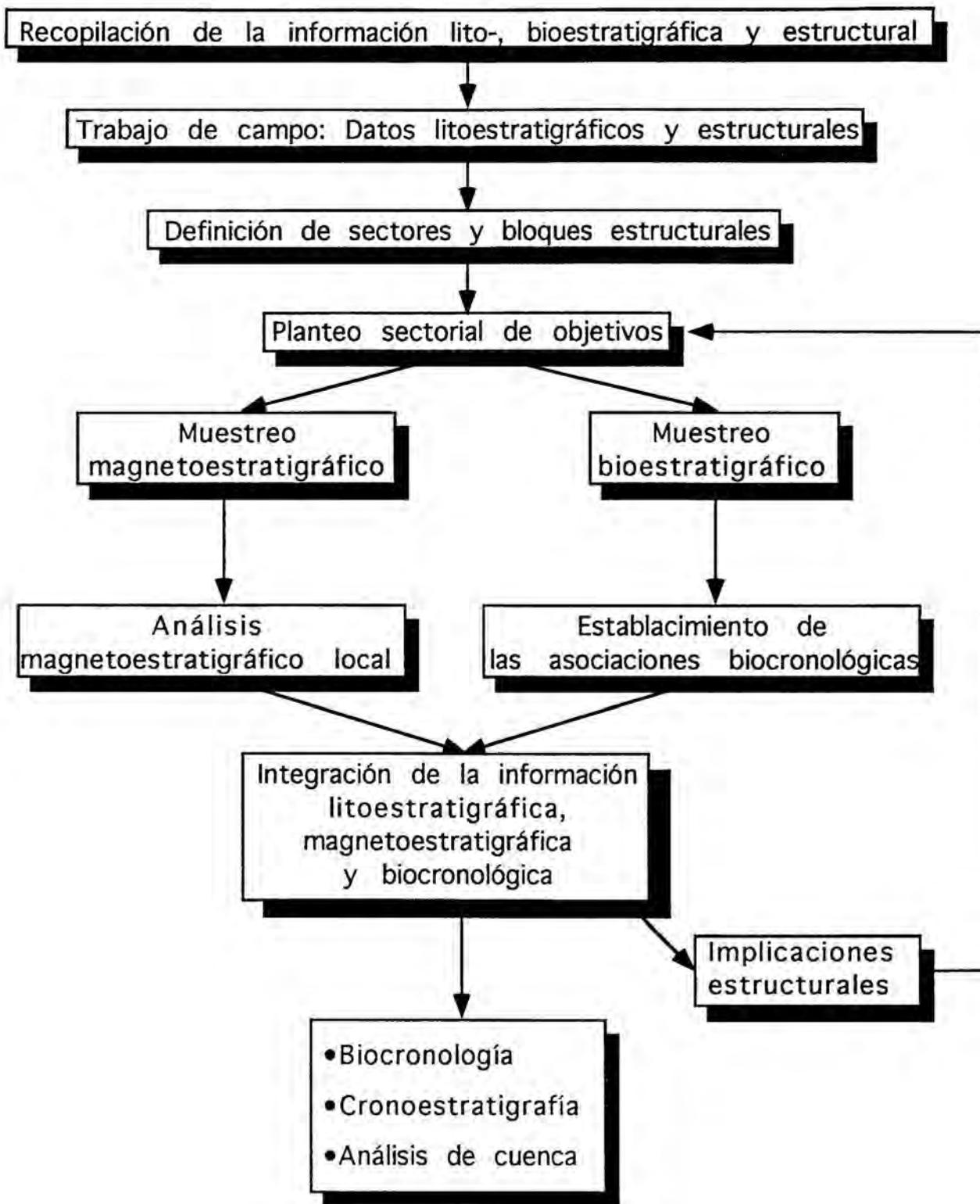


Figura 3.1: Cuadro de metodología seguida en este trabajo.

magnetizaciones de tipo térmico en rocas ígneas y también en magnetizaciones químicas en rocas sedimentarias no tienen un peso estadístico dentro del conjunto de datos paleomagnéticos.

4) Las inversiones del campo geomagnético tienen un carácter global, de manera que todas las rocas de la misma edad deben tener la misma polaridad de magnetización. Ello implica que existe en el registro geológico puede definirse una secuencia temporal de inversiones del campo geomagnético, la Escala de Tiempo de Polaridad Magnética (ETPM). La ETPM, por tanto, es una herramienta de correlación a escala global y de datación de gran resolución.

El peso fundamental de esta investigación ha sido el trabajo de análisis magnetoestratigráfico, llevado a cabo en 20 perfiles magnetoestratigráficos repartidos por todo el sector del Vallès Occidental. En total suman más de 2000 metros de potencia de estratos, en los que se han muestreado alrededor de 600 niveles estratigráficos y analizado la magnetización natural de unas 1800 muestras. Los datos magnetoestratigráficos han estado combinados a su vez con un riguroso estudio bioestratigráfico de los mismos perfiles, que ha supuesto el lavado de un peso de sedimentos superior a los 2500 kgs en una treintena de nuevos yacimientos. Ambos tipos de análisis fueron llevados a cabo simultáneamente y estuvieron coordinados, de forma que los nuevos hallazgos bioestratigráficos permitieron replantear nuevos muestreos magnetoestratigráficos y viceversa, el progresivo incremento en la información litoestratigráfica y magnetoestratigráfica orientó hacia la prospección de nuevos yacimientos de vertebrados fósiles. Este tipo de trabajo ha requerido el desarrollo de una coordinación muy ajustada en términos de sus plazos de realización y que fue realizada en colaboración con el personal investigador del Instituto de Paleontología *Miquel Crusafont* de Sabadell.

La combinación de estas dos fuentes de información independientes, Magnetoestratigrafía y Bioestratigrafía, es extremadamente útil. En un primer estadio la información bioestratigráfica permite orientar la correlación magnetoestratigráfica. Una vez establecida la correlación magnetoestratigráfica entre diversos perfiles, la información bioestratigráfica puede ser integrada convenientemente en un único esquema secuencial. La coherencia entre los resultados bioestratigráficos y magnetoestratigráficos obtenidos en diversos perfiles de la misma edad es la mejor prueba de verificación de la fiabilidad de los datos.

El paso final del estudio consiste en el anclaje de la magnetoestratigrafía local con la ETPM. Ello permite atribuir edades absolutas a la sucesión de eventos registrados tanto en los sedimentos como en las faunas, permitiendo su correlación a escala global continental y marina.

En el caso concreto que nos ocupa, las peculiaridades litoestratigráficas y estructurales de la

zona de trabajo (resumibles en la existencia de sucesiones de depósitos de abanicos aluviales con escasos niveles guía y aflorando en varios bloques delimitados por fallas normales) condicionó claramente la forma de abordar el problema. De manera general se siguió una aproximación de verificación-refutación de las hipótesis de partida, que fue modificándose a lo largo del desarrollo del trabajo hasta llegar a sus conclusiones finales. Esta aproximación de verificación-refutación consistió en la integración interactiva de los resultados litoestratigráficos, paleontológicos y magnetoestratigráficos a medida que se iban obteniendo (fig 3.1). Cada tipo de información permitía verificar la validez y seguridad de las otras y orientar en cada momento las sucesivas fases del trabajo.

Dadas las peculiaridades de dispersión habituales en los hallazgos de vertebrados fósiles, ya sea debida a la frecuencia de litologías no favorables para la preservación o bien a la pobreza de las poblaciones, es frecuente en los trabajos de biozonación paleomastológica la existencia de lapsos estratigráficos importantes sin registro fósil. Este problema pudo ser minimizado en este trabajo mediante los repetidos muestreos bioestratigráficos en cada una de las sucesiones magnetoestratigráficas estudiadas, obteniéndose así la máxima densidad de información posible.

En una primera etapa de este trabajo se procedió a la recopilación de la información litoestratigráfica, bioestratigráfica y estructural preexistente. A partir de esa información se elaboró una hipótesis sobre la estructura más probable de la zona de estudio. A partir de la hipótesis establecida se inició el trabajo de campo que permitió, a partir de los nuevos datos litoestratigráficos y estructurales, delimitar los sectores y bloques que se señalan en el capítulo anterior (fig. 2.8). Ello permitió establecer una división sectorial del trabajo, a partir de la cual siguieron orientándose los sucesivos esfuerzos de verificación-refutación.

En cada momento ha habido un replanteo de los problemas a resolver en función de la información obtenida en cada uno de los sectores. De este modo los nuevos muestreos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos fueron realizados para ir complementando la información disponible después de cubrir cada etapa de muestreo y de análisis. De cada etapa de análisis de los datos lito, bio y magnetoestratigráficos han resultado implicaciones estructurales, las cuales han condicionado el replanteo de los nuevos objetivos sectoriales.

La consecución de todos los objetivos planteados para cada sector y su integración en único esquema dieron finalmente a la elaboración de las conclusiones biocronológicas y cronoestratigráficas que constituyen el objetivo fundamental de esta tesis, aparte de las implicaciones de orden estratigráfico y estructural sobre la evolución de la cuenca del Vallès-Penedès durante el Mioceno medio y superior.

PARTE II  
ESTRATIGRAFÍA DEL MIOCENO  
MEDIO Y SUPERIOR DEL VALLÈS  
OCCIDENTAL

## 4. LITOESTRATIGRAFÍA.

Este capítulo tiene como objeto la breve descripción litoestratigráfica y sedimentológica de las sucesiones incluidas en el transecto objeto de estudio. Con esta descripción se pretende mostrar las características litológicas y secuenciales básicas y las relaciones estratigráficas generales entre las distintas sucesiones estudiadas.

Dentro de la zona de estudio se han reconocido depósitos de la parte alta de los Complejos Continentales Inferiores, del Complejo Marino y de Transición (aquí representado por sucesiones no excesivamente potentes) y de los Complejos Continentales Superiores que integran sucesiones de varios centenares de metros de potencia. En la zona estudiada, estas sucesiones representan fundamentalmente los depósitos de los sistemas aluviales de Olesa-Les Fonts y Terrassa-Viladecavalls. Algo más apartada de este sector también se ha reconocido la corta sucesión de Can Llobateres, integrable dentro del sistema aluvial de Castellar (figs. 2.5 y 2.6).

## **4.1. SUCESIONES DE LOS COMPLEJOS CONTINENTALES INFERIORES.**

### **4.1.1. CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS Y SECUENCIALES**

Las sucesiones de los Complejos Continentales Inferiores (figs. 2.5 y 2.6) aparecen de manera muy localizada formando las sucesiones infrayacentes a las estudiadas, por debajo de las asociaciones de facies transgresivas del Complejo Marino y de Transición. Sus principales afloramientos se distribuyen entre Rubí y Sant Cugat del Vallès. Su potencia visible es de algunas decenas de metros, registrándose espesores de hasta unos 50 a 60 m en sectores vecinos de la depresión (Cabrera, 1979, 1981 a y 1981 b)

Las características litológicas y deposicionales de estos materiales ya han sido descritos con anterioridad (Cabrera, 1979; 1981 a y b). Se trata esencialmente (fig. 4-1) de lutitas finamente estratificadas o incluso laminadas, con intercalaciones arenosas finas gradadas normalmente y con ripples de corriente. Estos materiales presentan una coloración rojiza pálida o ligeramente abigarrada y pueden estar intensamente afectados por bioturbación de organismos excavadores. Intercalados de manera minoritaria en estas sucesiones lutíticas se reconocen cuerpos areníticos de colores rojizos y grises azulados pálidos, de granulometría fina a media-gruesa, con selección variable. Estos cuerpos areníticos son tabulares, de amplia extensión lateral, o lenticulares, de base erosiva y suavemente encajada. Los cuerpos lenticulares son frecuentemente multiepisódicos y en ellos se reconocen estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, así como ripples de corriente.

Dentro de las sucesiones reconocidas es posible observar una ordenación secuencial decamétrica, consistente en el desarrollo de sucesiones predominantemente lutíticas que van intercalando superiormente un número creciente de niveles arenosos de amplia extensión lateral y escasa potencia. Estas secuencias serían coronadas ocasionalmente por depósitos areníticos laxamente canalizados.

El conjunto de estos materiales fueron depositados por flujos acuosos no confinados, que dieron lugar a los depósitos de amplia extensión lateral. Estos depósitos dominantes, se desarrollaron en llanuras lutíticas (surcadas ocasionalmente por canales) formadas en las zonas terminales distales del sistema de Olesa-Les Fonts.

### **4.1.2. ATRIBUCIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA.**

Estos materiales han sido atribuidos a la biozona de *Megacricetodon primitivus* (Agustí *et al*, 1985) es decir a la edad mastológica Orleaniense superior, equivalente al Aragoniense inferior (Mioceno inferior alto-Mioceno medio bajo).

# SECTOR DE RUBÍ

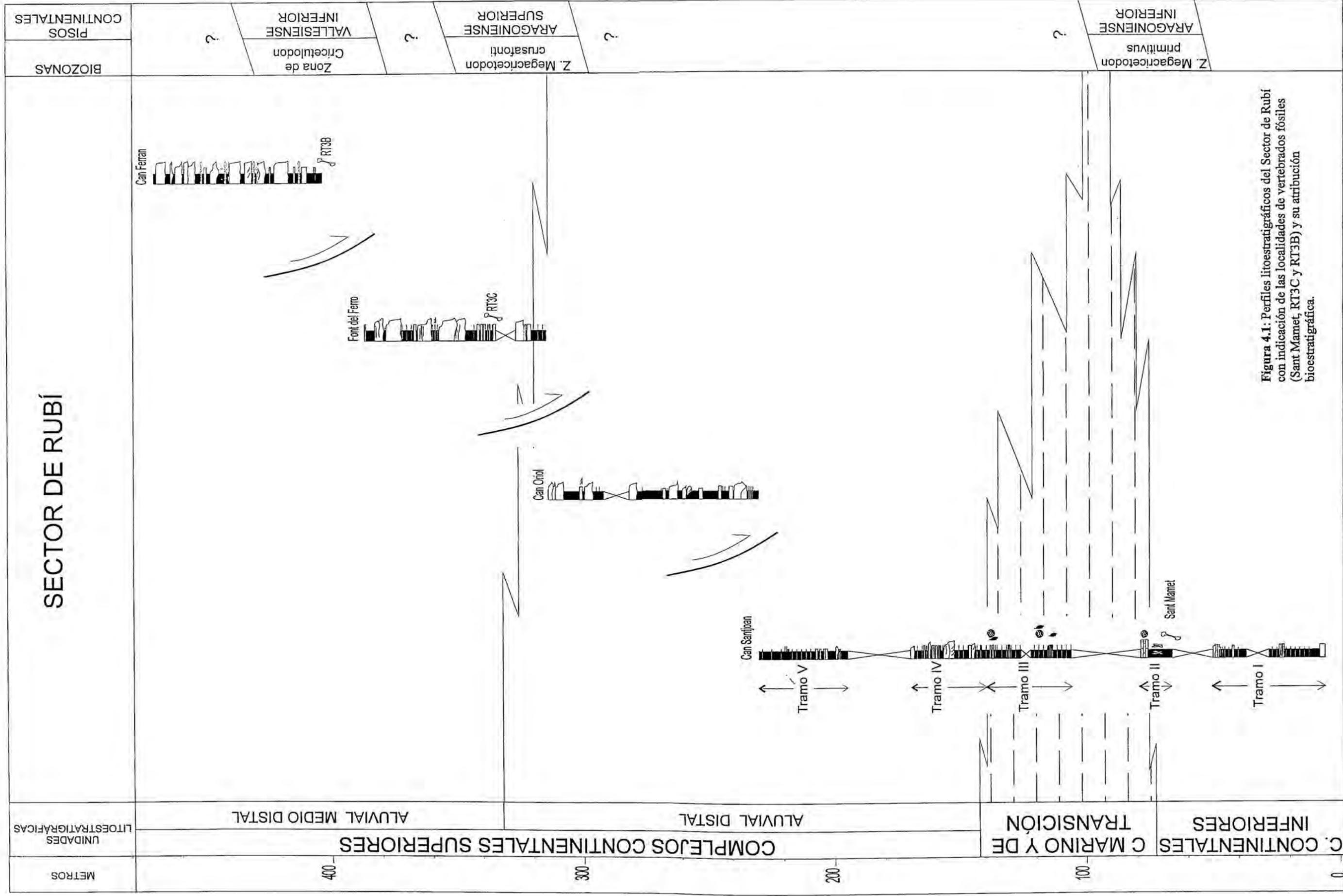


Figura 4.1: Perfiles litoestratigráficos del Sector de Rubí con indicación de las localidades de vertebrados fósiles (Sant Mameet, RT3C y RT3B) y su atribución bioestratigráfica.

## 4.2. SUCESIONES DEL COMPLEJO MARINO Y DE TRANSICION

### 4.2.1. CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS Y SECUENCIALES

Los afloramientos de esta unidad (figs. 2.5 y 2.6) aparecen también de manera muy localizada formando la parte baja de las sucesiones estudiadas, por encima de las asociaciones de facies aluviales distales de los Complejos Continentales Inferiores y por debajo de las asociaciones de facies distales de los Complejos Continentales Superiores. Los principales afloramientos se distribuyen entre Cerdanyola, Rubí y Sant Cugat del Vallès.

Estas sucesiones están formadas a su base por depósitos de hasta varios metros de potencia de arenitas bioclásticas de base erosiva, ricas en ostreidos y restos de otros moluscos. En ocasiones pueden estar intensamente bioturbadas por galerías de cangrejos y no suelen preservar estructuras deposicionales evidentes. Las arenitas bioclásticas están bien cementadas por calcita, mientras que las valvas y conchas de los de moluscos están mayoritariamente afectados por una intensa disolución. Estos depósitos son reconocibles entre Sant Cugat y Rubí, en las inmediaciones de la ermita de Sant Mamet (fig. 4.1).

Por encima de estos depósitos se depositan entre 30 y 50 m de lutitas grises laminadas, con abundantes restos vegetales y acumulaciones de restos de bivalvos y gasterópodos indicadores de condiciones marinas transicionales. Estas lutitas intercalan delgados niveles de arenitas micáceas con estructuras tractivas y marcas de base. El desarrollo variable de los depósitos arenosos, poco potentes y finamente estratificados, define en las sucesiones descritas secuencias de escasa entidad de orden métrico. Los afloramientos de estas facies se disponen en zonas vecinas a las de las anteriores. En la parte más alta de las sucesiones del Complejo marino y de Transición en el sector, se observa un tránsito relativamente gradual desde estas facies a las de facies aluviales distales que caracterizan las sucesiones más bajas de los complejos continentales superiores en el sector.

Las sucesiones descritas se disponen sobre una superficie transgresiva erosiva sobre el techo de los depósitos de los Complejos Continentales Inferiores. Por otra parte, de su disposición respecto a los depósitos de los Complejos Continentales Superiores es posible deducir la existencia de un tránsito vertical-lateral entre ambas unidades.

El conjunto de estos materiales fueron depositados en una secuencia de evolución transgresiva-regresiva, iniciada por el depósito de las facies bioclásticas. La sedimentación terrígena en esta unidad vino presidida por el desarrollo de procesos de progradación-retrogradación de dispositivos deltaicos de escasa entidad y desarrollados en zonas de bahía-estuario, relacionadas con las zonas terminales del abanico aluvial de

Olesa-Les Fonts.

#### 4.2.2. ATRIBUCIÓN CRONOSTRATIGRÁFICA.

Estas sucesiones tienen un pobre contenido bioestratigráfico (Magné, 1979), pero han sido atribuidos al Langhiense dada sus relaciones con las unidades marinas mejor desarrolladas existentes en el Penedès (Magné, 1979; Porta y Civis, 1990; Cabrera *et al*, 1991; Macpherson, 1992). Los datos paleomagnéticos aportados en esta memoria apoyarían esta atribución cronostratigráfica.

### 4.3. SUCESIONES DE LOS COMPLEJOS CONTINENTALES SUPERIORES.

Las sucesiones de estas unidades forman la mayor parte de las estudiadas, situándose por encima de las asociaciones de facies regresivas del Complejo Marino y de Transición. Los principales afloramientos se distribuyen desde Rubí y Sant Cugat del Vallès hasta Olesa, Viladecavalls, Terrassa y Les Fonts (figs. 2.5 y 2.6). Su potencia visible es de casi 1.000 m (fig. 4.1 y fig. 4.2).

Las características litológicas y deposicionales de estos materiales han sido descritos someramente con anterioridad (Rosell *et al*, 1973; Agustí *et al*, 1985) así como algunas ideas preliminares sobre su significado. Estas características varían ligeramente según se consideren las sucesiones depositadas bajo la influencia dominante de la Unidad aluvial de Olesa-Les Fonts o la de Terrassa-Viladecavalls. En las zonas de tránsito entre ambas, las sucesiones muestran características intermedias y de tránsito, si bien el mismo tiene lugar con notable rapidez.

#### 4.3.1. ASOCIACIONES DE FACIES DEL SISTEMA ALUVIAL DE OLESA-LES FONTS.

Las sucesiones de este sistema aluvial (fig. 2.5 y 2.6) se han reconocido esencialmente en los bloques de Viladecavalls, Montagut, Les Fonts y en el sector de Rubí (fig. 4.1 y fig. 4.2).

La mayor parte de los materiales de este sistema aluvial fueron depositados por flujos gravitacionales masivos y acuosos, no confinados, que dieron lugar a cuerpos terrígenos de amplia extensión lateral. Estos depósitos, se desarrollaron desde las zonas proximales activas hasta las medias y distales-marginales del sistema. En estas zonas medias, distales y marginales es posible reconocer el desarrollo incipiente de dispositivos canalizados. Desde las zonas proximales a las distales las sucesiones del sistema muestran una clara evolución textural y secuencial, modificándose la proporción de litologías dominantes (conglomerados, conglomerados arenosos, arenas y lutitas) las características de sus fábricas, su ordenación secuencial y su coloración. Desde las zonas más próximas al margen septentrional de la depresión (Bloque de Viladecavalls, perfil de Can Coromines-Can Tarumbot) hasta las más alejadas del mismo (sector de Rubí, perfiles de Can Sant Joan, Can Oriol, Font del Ferro y Can Ferrán), pasando por las zonas centrales de la depresión (bloques de Montagut y Les Fonts) las asociaciones de facies de la unidad aluvial de Olesa-Les Fonts registran el desarrollo de sucesiones características de sus zonas proximales y medias, distales y marginales. Los tránsitos entre unas asociaciones y otras, que aparecen relacionadas tanto vertical como lateralmente (figs. 4.1 y 4.2), pueden ser graduales o bruscos. Estos cambios habrían sido condicionados por redistribuciones espaciales de las zonas aluviales.

Las sucesiones de asociaciones de facies proximales, no afloran en la zona de estudio, ya que se sitúan esencialmente en la zona de Olesa de Montserrat (figs. 2.5 y 2.6).

Las sucesiones de asociaciones de facies medias-proximales (perfil de Can Coromines, bloque de Viladecavalls, fig. 4.2) se caracterizan por el desarrollo de potentes litosomas conglomeráticos (desde 10-15 m y hasta de 40 a 50 m de espesor) de amplia extensión lateral (hasta algunos kilómetros) y bases laxamente encajadas, en las que es posible reconocer excavaciones locales de tamaño decimétrico a métrico. Los cuerpos conglomeráticos son claramente multiepisódicos, reconociéndose en ellos cicatrices erosivas que delimitan los sucesivos procesos deposicionales. Estas cicatrices continen a menudo grandes cantos blandos de lutitas ya consolidadas y resedimentadas. La fábrica de los depósitos conglomeráticos es preferentemente de soporte de clastos, a veces con desarrollo de una cierta imbricación. La selección del tamaño de los clastos es variable, cambiando desde depósitos muy heterométricos y mal seleccionados a otros en los que se aprecia una selección y clasificación de tamaños ya apreciable. Los episodios individuales de sedimentación quedan registrados mayoritariamente como secuencias granodecrecientes que se iniciarían con conglomerados heterométricos que hacia techo mejorarían su selección para finalizar con el depósito de arenas conglomeráticas y arenitas, a veces con estratificación cruzada de surco. De manera subordinada contienen depósitos de lutitas con intercalaciones arenosas finas con ripples de corriente. Estos materiales presentan una coloración pardo rojiza pálida a oscura, moteada en gris o ligeramente abigarrada. Pueden además estar intensamente afectados por bioturbación animal o de raíces. En menor medida también se observa (perfil de Can Coromines, fig. 4.2) el desarrollo de delgados niveles de lignito y de niveles arcillosos grisáceos y negros, con acumulación de restos de vegetales adaptados a medios pantanosos y encharcados (*Typha sp*) y de materia orgánica. Estas facies lutíticas contienen a menudo acumulaciones de moldes de conchas disueltas de gasterópodos terrestres y, en menor medida, acumulaciones de restos óseos de mamíferos.

Las sucesiones de asociaciones de facies medias distales y medias marginales se sitúan desde los sectores marginales septentrionales de la depresión (perfil de Can Tarumbot, bloque de Viladecavalls; perfiles de los bloques de Montagut y de Les Fonts) a los centrales. Estas asociaciones aún contienen potentes litosomas conglomeráticos y conglomerático arenosos (de hasta 10 a 15 m por término medio) de amplia extensión lateral (hasta algún kilómetro) y de carácter multiepisódico, similares a los de la anterior asociación. La selección del tamaño de los clastos sigue siendo variable, pero es mayoritariamente más elevada, con mayor predominio de los depósitos relacionados con flujos acuosos. Los episodios individuales de sedimentación en los tramos conglomeráticos y conglomerático-areníticos son mayoritariamente secuencias granodecrecientes que muestran tendencias secuenciales similares a las ya descritas, pero que con frecuencia creciente finalizan con términos

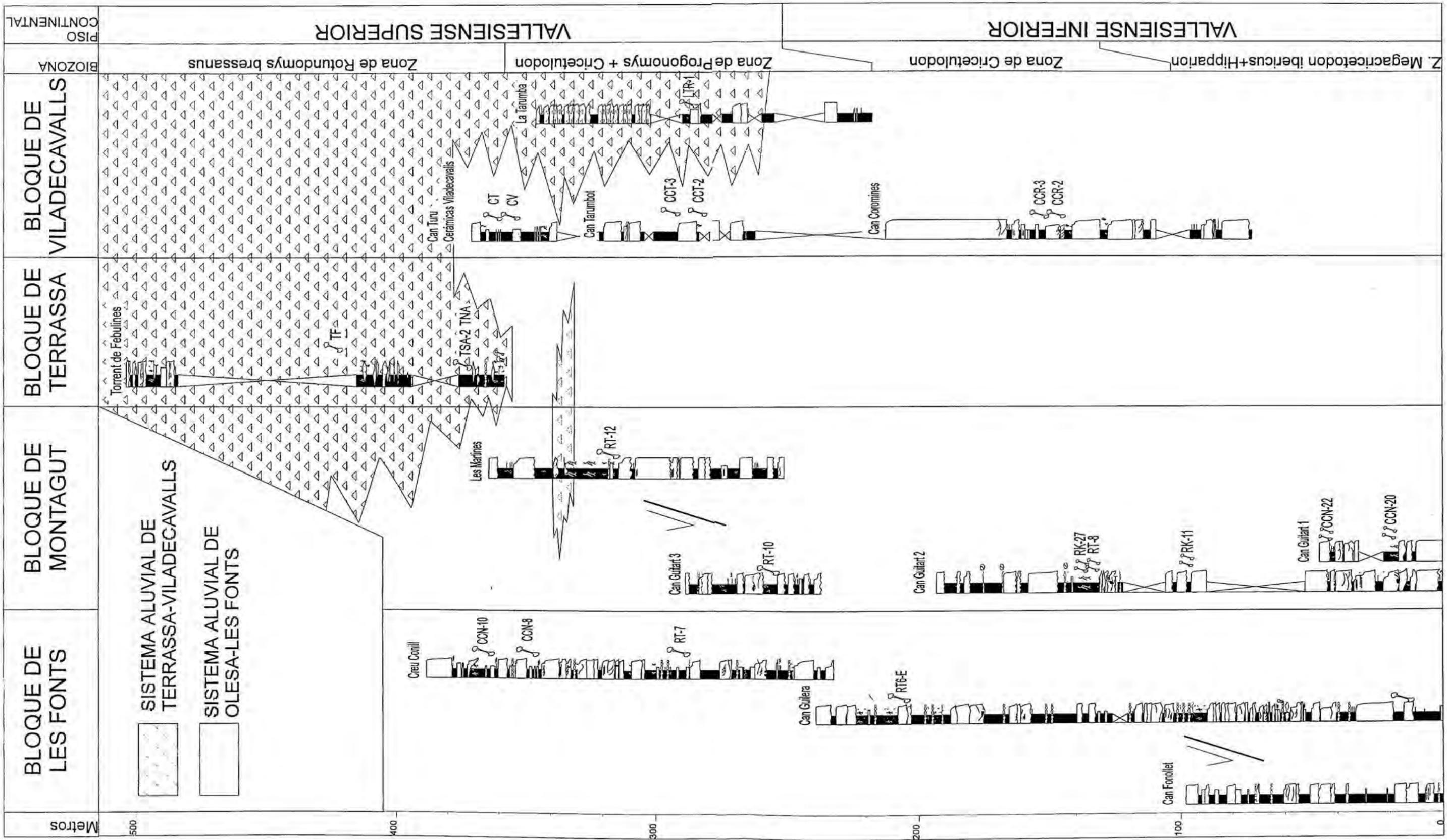


Figura 4.2: Perfils litoestratigràfics continguts en els Blocs de Les Fonts, Montagut, Terrassa i Viladecavalls amb indicació de les localitats de vertebrats i la seva atribució bioestratigràfica.

areníticos. Estas asociaciones aluviales medias distales y medias marginales incluyen tramos ya apreciables de lutitas con intercalaciones areníticas finas con estratificación paralela, cruzada de bajo ángulo y cruzada de surco. Estos materiales lutíticos son similares a los descritos en la asociación anterior y presentan una coloración, contenido paleontológico y unas características diagenéticas tempranas similares. Por otra parte son más frecuentes en ellas los tramos de coloraciones grises y abigarradas y los desarrollos de niveles de nódulos carbonatados de origen edáfico que, al soldarse, dan lugar a costras carbonatadas de varios decímetros de potencia. Estos hechos indican que en estas zonas medias-distales, en tránsito hacia zonas ya claramente distales, la sedimentación tenía lugar bajo condiciones de oscilación del nivel freático y que eran relativamente frecuentes las detenciones de la sedimentación. En estas facies se localizan la mayor parte de las localidades paleomastológicas incluidas en las sucesiones estudiadas.

Las sucesiones de asociaciones de facies distales se localizan preferentemente hacia los sectores más meridionales de la depresión (perfil de Can Oriol, en el bloque del sector de Rubí, fig. 4.1). Están formadas predominantemente por lutitas y sólo contienen intercalaciones conglomeráticas o arenosas de hasta algunos metros de potencia y de extensión lateral más restringida. La selección del tamaño de los clastos en estos cuerpos es variable, pero mayoritariamente buena. Los episodios individuales de sedimentación son sobre todo secuencias granodecipientes de zonas de sedimentación activa de detríticos gruesos, laxamente canalizadas o sin canalizar. Estas secuencias casi siempre finalizan con términos arenosos, lutítico arenosos y lutíticos. En esta asociación los depósitos de lutitas intercalan arenitas finas con estratificación paralela y estructuras tractivas menores. Estos materiales lutíticos presentan una coloración parda a rojiza pálida o ligeramente abigarrada o bien grisácea. A veces pueden estar también afectados por bioturbación y procesos edáficos similares a los descritos en la asociación anterior.

Las sucesiones de asociaciones de facies marginales del sistema de Olesa-Les Fonts (comunes con el sistema de Terrassa-Viladecavalls) son predominantemente lutíticas y se localizan en el sector comprendido entre Viladecavalls y el sector situado al sur de Terrassa (bloque de Viladecavalls, perfil de Cerámicas Viladecavalls y Can Turu. Debido a su desarrollo entre las influencias del propio sistema y las del sistema de Viladecavalls-Terrassa, contienen delgadas intercalaciones conglomeráticas y de brechas de elementos paleozoicos de hasta algunos metros de potencia y de extensión lateral restringida. La selección del tamaño de los clastos en estos cuerpos es media a baja. En esta asociación dominan los depósitos de lutitas rojas y abigarradas y de lutitas litareníticas con soporte de matriz arcillosa, con intercalaciones arenosas finas. Estos materiales están intensamente afectados por bioturbación y procesos edáficos y muestran un desarrollo frecuente de paleosuelos carbonatados. Con frecuencia continen restos de gasterópodos terrestres

(Helicidae) y restos óseos de macro y micromamíferos. En estas asociaciones se localizan varias de las localidades de vertebrados fósiles, clásicas y nuevas, enmarcadas en este trabajo.

#### 4.3.2. ASOCIACIONES DE FACIES DEL SISTEMA ALUVIAL DE TERRASSA-VILADECAVALLS.

Las sucesiones de este sistema aluvial (figs. 2.5 y 2.6) se reconocen en los bloques de Viladecavalls y de Terrassa.

La mayor parte de los materiales de este sistema aluvial fueron depositados por flujos gravitacionales masivos, no confinados, que dieron lugar a depósitos de brechas y conglomerados brechoides de amplia extensión lateral. Estos depósitos, se desarrollaron desde las zonas proximales activas, situadas al pie de la falla del Vallès, hasta las medias y distales-marginales del sistema que alcanzan a reconocerse hasta el sur de Terrassa. En estas zonas medias, distales y marginales es posible reconocer el desarrollo incipiente de cuerpos canalizados de escasa entidad (algunos metros de potencia por 10-15 m de extensión lateral). Desde las zonas proximales a las distales las sucesiones del sistema muestran una rápida evolución textural modificándose la proporción de litologías dominantes (brechas, conglomerados brechoides, lutitas litareníticas) las características de sus fábricas, su ordenación secuencial y su coloración. Desde las zonas más próximas al margen septentrional de la depresión (Bloque de Viladecavalls, perfil de Can Coromines-Can Tarumbot) hasta las más alejadas del mismo (sector de Torrent de Febulines al sur de Terrassa) las asociaciones de facies de la unidad aluvial de Terrassa-Viladecavalls registran el desarrollo de sucesiones características de sus zonas proximales y medias activas, distales y marginales (fig. 4.2).

Las sucesiones de asociaciones de facies proximales y medias (perfil de La Tarumba, bloque de Viladecavalls, fig. 4.2) se caracterizan por el desarrollo de cuerpos de potencia métrica de brechas con soporte de clastos y de matriz de amplia extensión lateral y bases apenas o nada encajadas. La selección del tamaño de los clastos en las brechas es variable, cambiando desde depósitos muy heterométricos y mal seleccionados a otros en los que se aprecia una mayor selección y clasificación de tamaños. De manera subordinada contienen depósitos de lutitas con una fracción litarenítica dispersa. Estos materiales presentan una coloración roja intensa.

Las sucesiones de asociaciones de facies distales del abanico de Terrassa-Viladecavalls se sitúan al sur de Terrassa (perfil de Torrent de Febulines). Estas asociaciones contienen cuerpos lenticulares poco potentes de brechas y conglomerados brechoides de pocos metros de potencia y extensión lateral decamétrica. La selección del tamaño de los clastos es

variable, pero mejor que en las facies proximales y medias, con mayor predominio de los depósitos relacionados con flujos acuosos. Los episodios individuales de sedimentación de las brechas son mayoritariamente secuencias granodecrecientes de relleno de canales. Esta asociación de facies distales incluye tramos dominantes de lutitas con frecuentes coloraciones verdes, grises y abigarradas y niveles de nódulos carbonatados. Este hecho indica que en estas zonas distales la sedimentación tenía lugar bajo condiciones de oscilación del nivel freático y que eran relativamente frecuentes las detenciones de la sedimentación. En estas facies se localizan también varias de las localidades paleomastológicas incluidas en las sucesiones estudiadas.

Las sucesiones de asociaciones de facies marginales del sistema de Terrassa-Viladecavalls (comunes con el sistema de Olesa-Les Fonts) son predominantemente lutíticas y se localizan, como ya se ha indicado, en el sector comprendido entre Viladecavalls y el sector situado al sur de Terrassa (bloque de Viladecavalls, perfil de Cerámicas Viladecavalls y Can Turu.

#### 4.3.3. ATRIBUCIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA

Los depósitos de los Complejos continentales superiores correspondientes a las unidades de Olesa-Les Fonts y Terrassa-Viladecavalls han sido atribuidos a las edades mastológicas Astaraciense y Vallesiense, a partir de los datos biocronológicos disponibles hasta la fecha (resumidos en Agustí *et al*, 1985) complementados con los obtenidos recientemente (Agustí *et al*, trabajos en curso). Los resultados obtenidos en esta memoria de doctorado sugieren además la posibilidad de su extensión hasta el Turolense. Estas sucesiones se habrían por ello depositado desde el Aragonense medio superior hasta el Turolense

#### 4.3.4. EVOLUCIÓN Y RELACIONES ENTRE LAS UNIDADES ALUVIALES DE OLESA-LES FONTS Y DE TERRASSA-VILADECAVALLS EN EL MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR.

La sedimentación terrígena que predominó a lo largo de todo el Mioceno en el Vallès Occidental estuvo dominada por las contribuciones recibidas por los abanicos configurados en la depresión, durante las etapas de rifting y las posteriores, desde las cadenas Litoral y Prelitoral y los márgenes meridionales de la Cuenca del Ebro. Los materiales allí existentes, que integraban el zócalo paleozoico y las coberteras mesozoica y paleógena, fueron erosionados dando lugar a las potentes sucesiones de conglomerados, brechas, arenitas y lutitas que integran las sucesiones miocénicas.

La actual distribución de afloramientos de zócalo y cobertera preneógena en el sector vallesiense occidental y en las elevaciones de su entorno (Cadenas Litoral y Prelitoral en

sentido morfológico) es consecuencia de los procesos de estructuración y emplazamiento de los materiales (previos al inicio de la sedimentación neógena) y de su posterior erosión. Desde este punto de vista cabe realizar algunas puntualizaciones:

1) Tal como ya fue señalado clásicamente (Llopis, 1947; Crusafont *et al*, 1955) y recogido por autores posteriores (Cabrera, 1979; 1981 a y 1981 b) el zócalo paleozoico del Macizo del Tibidabo estaba cubierto, al menos sectorialmente, al inicio de la sedimentación que rellenó la depresión del Vallès por una cobertera mesozoica que incluía materiales triásicos (al menos las facies Bundsandstein y Muschelkalk) y cretácicos (facies de calizas de rudistas similares a las reconocidas en el macizo de Garraf).

2) A partir de esta información y a la vista de los escasos datos de sísmica de reflexión, es posible aventurar la existencia en el subsuelo del Vallès Occidental de remanentes de esta cobertera mesozoica, sin poder precisar ni los espesores ni su extensión (fig. 2.7)

3) En la cadena Prelitoral y el margen meridional de la cuenca del Ebro (cuyos materiales integrarían una unidad morfológica desde el punto de vista del relieve y a efectos de configurar un área fuente) los actuales afloramientos de materiales paleozoicos, mesozoicos y paleógenos serían, en buena parte, remanentes de la erosión de materiales alóctonos integrados en láminas cabalgantes emplazadas desde sectores actualmente situados bajo el relleno de la depresión.

La unidad aluvial de Olesa-Les Fonts se desarrolló con seguridad desde el Aragoniense y con muchas posibilidades desde el Ramblense (Cabrera, 1979, 1981 a y 1981b; Cabrera *et al*, 1991). Las facies distales de esta unidad aluvial progradaron sobre los medios de bahía y plataforma terrígena somera relacionados con la transgresión Langhiense. Desde ese momento evolutivo de la cuenca, el sistema experimentó varios pulsos de expansión retracción que son reconocibles a partir del análisis de sus secuencias (Cabrera *et al*, 1991). La unidad se caracterizó siempre por una gran eficacia, distribuyendo sedimento en una amplia zona que se extendía desde la zona de Olesa hasta el margen meridional de la depresión. Igualmente esta distribución de sedimento también se realizó a lo largo de buena parte del Mioceno hacia los sectores del Alt Penedés (Cabrera *et al*, 1991).

La unidad aluvial de Terrassa-Viladecavalls se desarrolló con seguridad desde el Aragoniense superior y hasta el Mioceno superior. Es muy plausible, sin embargo, que este dispositivo se hubiera configurado ya con anterioridad (Cabrera *et al*, 1991). Las facies distales y marginales de esta unidad se relacionaron con las marginales orientales de la unidad de Olesa-Les Fonts. A diferencia de ésta, su eficacia en la distribución de sedimento fue menor y se restringió a la zona que se extendía desde el segmento de la falla del Vallès

comprendido entre Viladecavalls y Matadepera hasta los sectores situados al sur y sureste de Terrassa. Igualmente esta distribución de sedimento también debió realizarse hacia los sectores de influencia de la unidad aluvial de Castellar del Vallès, pero la ausencia de afloramientos impide establecer claramente las relaciones existentes.

Las relaciones cartográficas de las facies marginales comunes a ambos sistemas indican que la expansión hacia el oeste y hacia el sur de los depósitos distales y marginales de la Unidad de Terrassa-Viladecavalls estuvo condicionada por la expansión hacia el este y el sureste de las facies medias y medias-distales de la unidad de Olesa-Les Fonts.

**LÁMINA 1:**

**A:** Lutitas rojas y areniscas finamente laminadas de los Complejos Continentales Inferiores (CCI), facies aluviales distales del Sistema de Olesa-Les Fonts. Sobre los niveles del CCI yace el nivel de arenitas y biocalcarenitas característica de la base del Complejo Marino y de Transición (CMT), de carácter transgresivo. Sector de Rubí.

**B:** Detalle de las facies aluviales distales de los Complejos Continentales Inferiores. Lutitas rojas y areniscas con laminación paralela y ripple abundante y escasa bioturbación. Tramo I del perfil de Can Santjoan (Sector de Rubí).

**C:** Lutitas grises y arenas finamente laminadas correspondientes a los tramos superiores del Complejo Marino y de Transición. Equivalente al Tramo III del Perfil de Can Santjoan (Sector de Rubí).

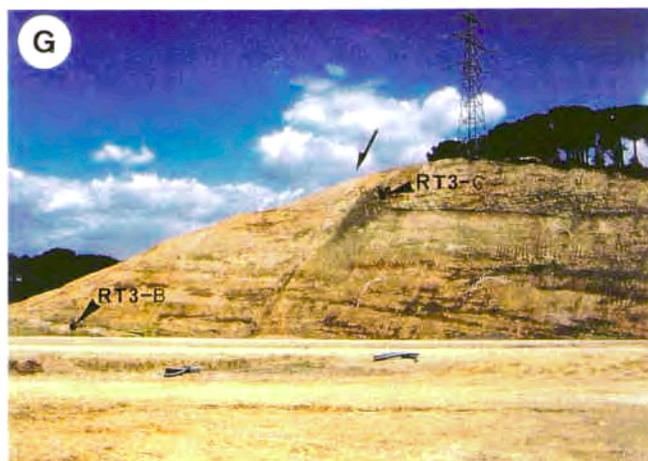
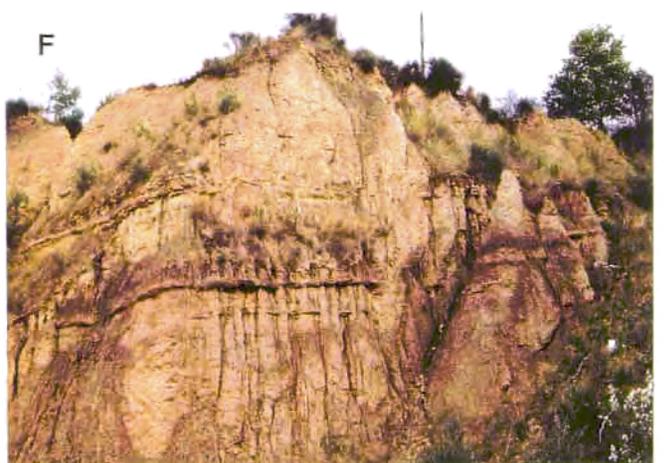
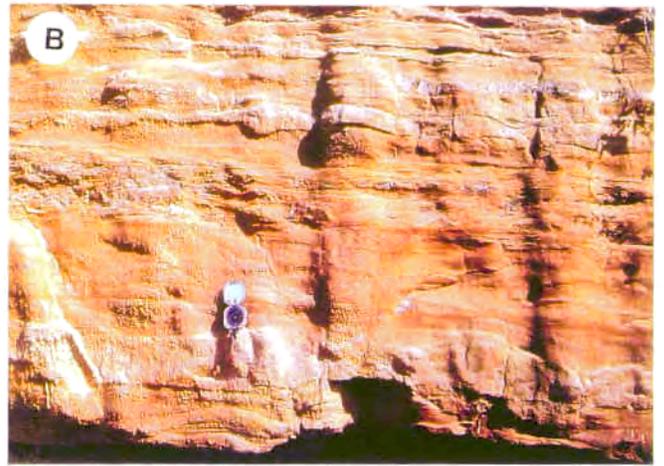
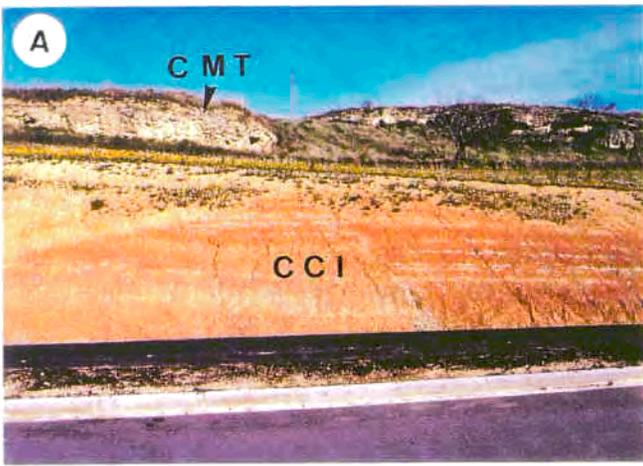
**D:** Estratificación paralela en las facies aluviales distales del Sistema de Olesa-Les Fonts (Complejos Continentales Superiores). Tramo IV del perfil de Can Santjoan (Sector de Rubí).

**E:** Facies aluviales distales del sistema de Terrassa-Viladecavalls. Niveles de lutitas masivas y brechas originados predominantemente por procesos de transporte en masa. Perfil de Torrent de Febulines (Bloque de Terrassa).

**F:** Paquete de arcillas rojas correspondiente a las facies marginales de los sistemas de Olesa-Les Fonts y Terrassa-Viladecavalls. Perfil de Cerámicas Viladecavalls (Bloque de Viladecavalls).

**G:** Falla normal entre las localidades de vertebrados fósiles **RT3-C** (Aragoniense Superior) y **RT3-B** (Vallesiense Inferior); perfiles de la Font del Ferro y Can Ferran respectivamente.

**H:** Aspecto del afloramiento del perfil de Can Ferran (Sector de Rubí) en el momento del muestreo magnetoestratigráfico, coincidiendo con el inicio de las obras de construcción de la autopista de Barcelona-Terrassa-Manresa (año 1992).

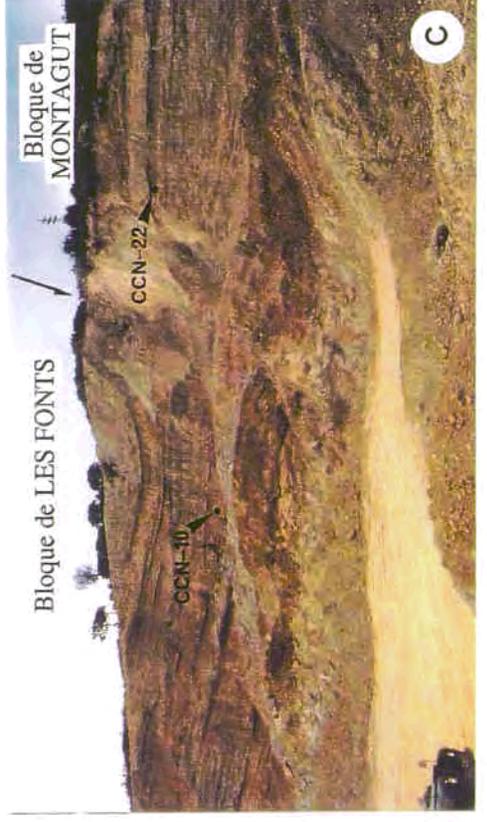


**LÁMINA 2:**

**A:** Asociación de facies aluviales medias del sistema de Olesa Les Fonts. Alternancia de paquetes métricos de conglomerados y lutitas arenosas frecuentemente edafizadas. Afloramiento de la gravera contigua al PK:7.0 de la autopista de Barcelona a Terrassa BV-1462 (E-9); tramo superior del perfil de Creu de Conill, Bloque de Les Fonts (fig. 4.2).

**B:** Afloramiento de la falla que limita los denominados Bloque de Les Fonts (derecha) y Sector de Rubí (izquierda). Riera de Rubí a las afueras de la localidad de Les Fonts.

**C:** Vista de la gravera contigua al PK:7.0 de la autopista de Barcelona a Terrassa BV-1462 (E-9). Se señala la falla normal que limita los Bloques de Les Fonts (al Este) y Montagut (al Oeste). Localidades de vertebrados fósiles **CCN-10:** Vallesiense Superior; **CCN-22:** Vallesiense Inferior.



**LÁMINA 3:**

**A:** Detalle de un nivel de lutitas edafizadas característico de las asociaciones de facies aluviales medias del sistema de Olesa-Les Fonts.

**B:** Aspecto característico de un nivel que ha dado restos de fauna fósil. Capa centimétrica de lutitas marrones con restos de raíces y abundantes gasterópodos terrestres (puntos blancos). Localidad RT-6E (Perfil de Can Guilera).

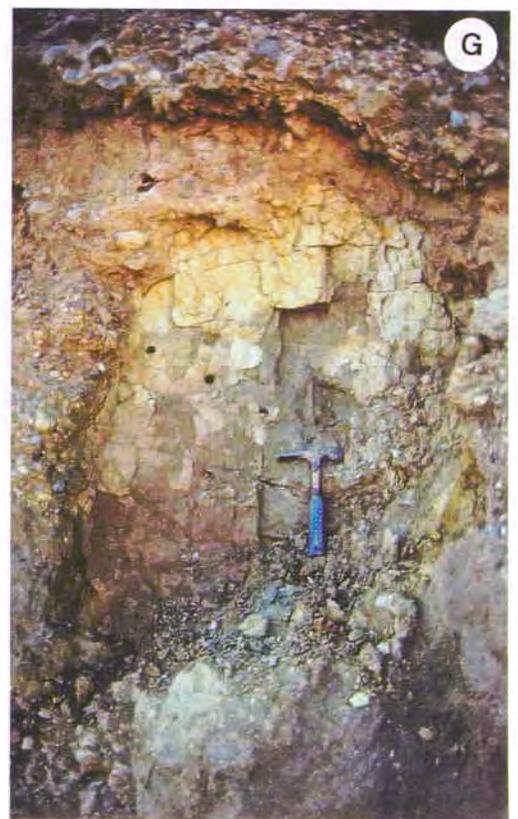
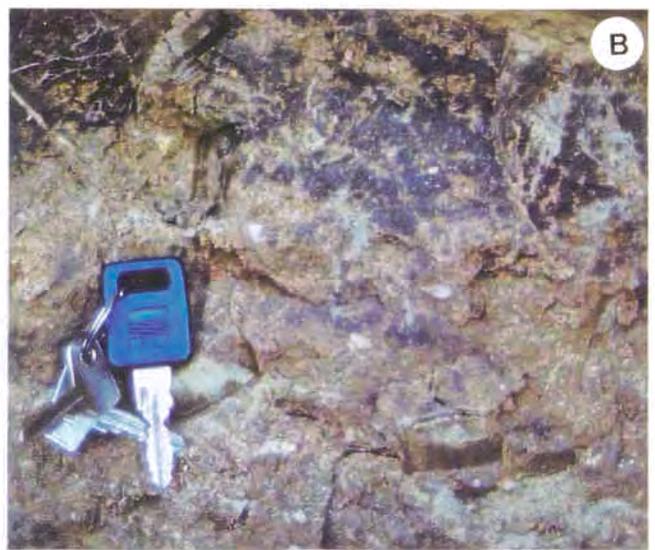
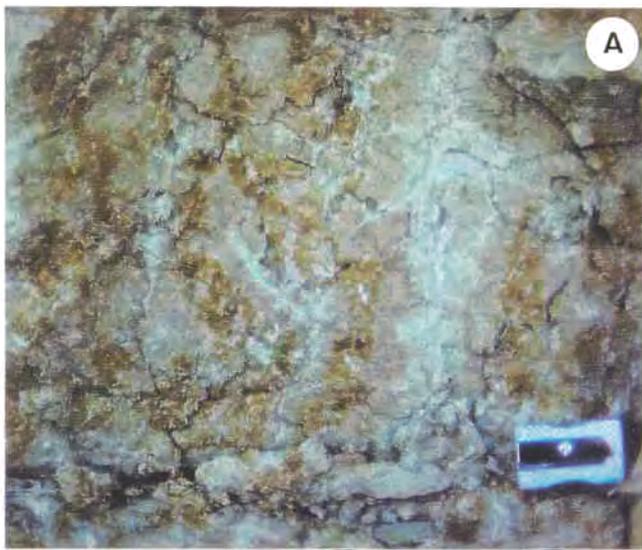
**C:** Paleosuelo carbonatado intercalado en un nivel de lutitas marrones (Perfil de Creu de Conill).

**D:** Depósito de conglomerado masivo con matriz arcillosa originado por mecanismos de transporte en masa. Asociación de facies medias-proximales (Perfil de Can Coromines, Bloque de Viladecavalls).

**E:** Nivel de lutitas edafizadas con restos de macrofauna fósil (*Hipparion*). Localidad RT-27, perfil de Can Guitart 2.

**F:** Detalle de un resto de raíz fósil. Se observa la destrucción de la fábrica laminada primaria del depósito por efecto de la edafización.

**G:** Detalle de un bloque intraformacional de lutitas (1x1.5 m) incorporado en un nivel conglomerático. Asociación de facies medias del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts (Perfil de Creu de Conill, Bloque de Les Fonts).



## 5. BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA.

Las sucesiones del Vallès Occidental están formadas mayoritariamente por materiales de origen continental, no directamente correlacionables con sucesiones marinas. Únicamente la Unidad Marina y de Transición que es reconocida en el sector sur de la zona de estudio es correlacionable con las unidades marinas del sector de Gelida (Alt Penedès), que han aportado una fauna de foraminíferos de edad Langhiense (Magné, 1979; McPherson, 1992). Este término cronoestratigráfico es de uso común y su definición, aparte de detalles referidos a cuales son las biozonas de organismos planctónicos marinos que contiene (Iaccarino, 1985; Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1995 en prep; Berggren *et al.*, 1995 en prep.) no encierra mayores problemas conceptuales.

En esta memoria se han utilizado términos con acepción biocronológica y cronoestratigráfica habitualmente utilizados en el estudio de sucesiones continentales: edades mastológicas y pisos continentales. A pesar de su uso muy extendido, es frecuente la existencia de una cierta confusión sobre la significación real de estas divisiones cronoestratigráficas; en buena parte debido a la escasez de información fiable con respecto a su correlación con la escala cronoestratigráfica estándar. Dada la variedad de acepciones existentes en torno al significado de las diversas divisiones biocronológicas continentales, se ha considerado adecuado realizar primero (Aptdo. 5.1.) una breve introducción a los conceptos de pisos continentales y edades paleomastológicas. Posteriormente se presentan las unidades bioestratigráficas y biocronológicas continentales involucradas en este trabajo (Aptdo. 5.2.), con especial énfasis en el piso Vallesiense (Aptdo 5.3). En el último apartado (Aptdo. 5.4.) de este capítulo se presenta la información bioestratigráfica disponible en el área de estudio y sobre la cual se ha basado este trabajo.

TUROLIAN	MN UNITS	Spain + Portugal	France	C. Europe	S.E. Europe	W. Asia	
	13 El Arquillo	La Alberca *	Lissieu		Brisighella *	Ditiko Monasteri Ano Metochi Maramena Samos 5	Avgustovka
		Salobrenã					Franzovka Tudorovo
		Librilla •					Amasya
	Crebillente 6 +						
	Venta del Moro						
	Arenas del Rey (La Mina)						
	El Arquillo					Taşkınpaşa	
	Valdecebro 3						
	Molina de Segura						
12 Los Mansuetos	Los Aljezares	Cucuron Stade Mont Luberon		Tardosbanya	Pikermi Pikermi 4 (Chomateri)	Bayırköy Kınık	
	Los Mansuetos			Baccinello V1			
	Concud 3						
	Concud						
	Casa del Acera *						
	Masada del Valle 2						
11 Crebillente 2	Tortajada A	Ambérieu 3		Eichkogel Dorn-Dürkheim Baccinello V0	Samos 1,4 Vathyakkos Ravin de Zouave 5	Novo Elisavetouka	
	Puente Minero	Mollon					
	Piera	St. Bazile					
	Crebillente 2 *	Pertuis					
	La Celia •	Dionay					
La Cantera					Mahmutgazi Garkın		
						KUÇLUK ÇEKMEÇE	
						Kayadibi	

VALLESIAN	MN UNITS	Spain + Portugal	France	C. Europe	S.E. Europe	W. Asia	
	10 Masia del Barbo	Cucalón	Lyon Croix Rousse	Ambérieu 1 Soblay Montredon	Kohfidisch Csakvar	Lefkon Ravin de Zouave 1 Biodrak Ravin de la Pluie Kastellios *	Berislav Eldar
		Terrassa					
		Can Casablanas 2					Dendil Karabzlı Bayraktepe 2
	La Roma 2						
	Masia del Barbo						
	Ampudia 3						
	Torremormajon						
9 Can Llobateres	Ampudia 9	St. Jean-de-B.		Suchomasty Götzenhof Vösendorf Hovorani Rudabanya Charmoille	Mahmutköy	Sebastopol	
	Can Llobateres						
	Pedregueras 2C,2A						
	Can Ponsic						
	Carrilanga						
	Los Valles de F.						
	Nombrevilla 1	Doué-la-Fontaine *					
	Can Mata 2			Hammerschmiede			
	Molina de Aragón	Jujurieux *		Gaiselberg			
	Azambujeira 1			Höwenegg •	Comanesti 2		
Castell de Barberá			Eppelsheim Grosslappen		Eşme Akçaköy Yassıören		

Figura 5.1: Propuesta de biocronozonación del Mioceno basada en las sucesiones de roedores del área mediterránea (adaptado de Bruijn *et al.*, 1991).

ASTARACIAN	MN UNITS	Spain + Portugal	France	C. Europe	S.E. Europe	W. Asia
	7+8	La Grive M	Escobosa San Quirze Solera Cerro del Otero Can Mata 1 Alcacer 2 Toril  Villafeliche 9 Póvoa de Santarém	La Grive L3  St. Gaudens  La Grive M  La Grenatière  Simorre	Giggenhausen Kleineisenbach Opole Anwil Crêt-du-Loche Przeworno 2  Steinheim Sankt Stephan Öhningen	    Kalamış Pişmankbý
6	Sansan	Can Almira! Arroyo del Val Manchones Paracuellos 3 Las Planas 5B  Armantos 7 + Valalto 2 Paracuellos 5	Liet  Sansan  Luc-sur-Orbieu *	Kleinhadersdorf Hasznos Leimering 2 Gallenbach 2 Georgensgmünd Steinberg • Goldberg • Stätzing Sandelzhausen Gßriach Neudorf Sandberg * Neudorf Spalte *	Prebreza	Bielometshevskaya  Çandır  Pağalar

ORLEANIAN	MN UNITS	Spain + Portugal	France	C. Europe	S.E. Europe	W. Asia
	5	Pontlevoy	Chelas *  Las Planas 4 Arroyo del Olivar Puente Vallecas  Quintanelas * Amor * Chamea de Lumina Qta. Farinheira *	Savigné Pontlevoy-Thenay * Beaugency Tavers Castelnau d'Arbieu Vx. Collonges (p.p.)	Puttenhausen Schönenberg Massendorf Teiritzberg * Oggenhof Langenmoosen Franzensbad Vermes 1 Eibiswald Leoben	Chios  Sibnica Haçkbý Mürefte Komotini  Mala Mliiva
4	La Romieu	Regajo 2 Moratines Valdemoros 3B Tarazona Qta. Pombeiro * Qta. Pedreiras Retama Buñol Corcoles Artesilla Villafeliche 2A Rubielos de Mora San Mamet Can Julia Qta. Narigão *	Vx. Collonges (p.p.) Port-la-Nouvelle  Montréal Falsain La Romieu Baigneaux Bézian  Pellecahus Aérotrain Artenay	Forsthart Rembach Rauscheröd Orechov * Langenau Erkertshofen 1 Dolnice 3 Erkertshofen 2 Dolnice 1,2 Petersbuch 2	Bishtubia Kintytshe  Aliveri	Horiak 1
3	Wintershof-West	Moratilla 1 Mali Calopa  Ageda Costablanca Valhondo 1 Univ. Cat. Lisboa * Horta da Tripas *	Neuville Chilleurs Beaulieu • Serre de Verges  Estrepouy Espira-du-Conflent Les Beilleaux Chitenay	Schnaltheim  Tuchorice Wintershof-West Merkur-N.  Bieingen Eggenburg * Malgen *		Kesekbý

## **5.1. INTRODUCCIÓN A LA BIOZONACIÓN Y DATACIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA DE LAS SUCESIONES CONTINENTALES TERCIARIAS**

En general, el trabajo estratigráfico en unidades continentales con escasa o nula relación con facies marinas presenta una notable dificultad cuando se pretende contar con el apoyo de una biozonación precisa. Igualmente su correlación a larga distancia presenta a menudo dificultades, debido a la ausencia de faunas o floras de carácter ubicuo, excepto en raras excepciones. En el caso de las sucesiones cenozoicas esta dificultad ha venido siendo superada, cada vez con mayor eficacia, con el establecimiento de biozonaciones paleomastológicas, basadas en vertebrados fósiles Su interés y utilidad deriva esencialmente de algunos hechos:

1) Algunos grupos de mamíferos (especialmente los roedores) han experimentado a lo largo de su historia tasas de especiación y diversificación taxonómica elevadas. Algunos autores interpretan que la existencia de una acentuada competencia interespecífica entre los propios miembros de este grupo ha sido uno de los principales desencadenantes de esta rapidez evolutiva, favorecida por otra parte por la elevada velocidad de procreación de algunos de ellos. Como resultante, algunos taxones tuvieron una perdurabilidad muy baja a nivel geológico y de ahí deriva su interés como elementos de datación.

2) Los mamíferos son un grupo sensible a los cambios mayores de la paleogeografía planetaria. Su alta potencialidad de dispersión les hace inicialmente útiles para la correlación a grandes distancias. Algunos géneros de mamíferos tienen una distribución transoceánica e incluso mundial. La velocidad de sus migraciones puede a veces ser considerada casi instantánea, si bien este hecho es debatible.

3) En menor medida los mamíferos son indirectamente sensibles al clima y el análisis de sus redistribuciones paleogeográficas (teniendo en cuenta su capacidad de dispersión) es potencialmente útil para la interpretación de cambios climáticos mayores (Pickford y Morales, 1995).

Uno de los principales problemas planteados al intentar establecer una biozonación paleomastológica es el bajo potencial de preservación de estos organismos, mayoritariamente terrestres. Las condiciones predominantemente oxidantes propias de los medios subaéreos impiden a menudo una buena preservación, incluso de los restos más resistentes, como dientes y huesos. Otras dificultades con que se encuentran los paleontólogos de vertebrados en el momento de establecer la biozonación de las sucesiones son:

1) La restricción espacial de los yacimientos, a menudo confinados a depósitos lenticulares

de escasa continuidad lateral.

2) La distribución vertical (estratigráfica) dispersa de sus yacimientos debida a la falta de litologías favorables para la preservación de la fauna fósil.

3) La escasez relativa en el número de individuos que integran las poblaciones de vertebrados. Este inconveniente se refiere principalmente a las formas de gran talla ("macromamíferos"), y es menos acusado en el caso de los mamíferos de pequeña talla (insectívoros y roedores fundamentalmente) de los que, mediante el uso de las modernas técnicas de muestreo y recuperación a partir del sedimento, es posible conseguir muestras de centenares a miles de dientes.

La datación de las sucesiones continentales en general y su subdivisión bio y cronoestratigráfica, utilizando mamíferos fósiles, se realizó inicialmente mediante la aplicación de criterios estratigráficos generales (principio de superposición estratigráfica) y otros paleontológicos (escalas biocronológicas basadas en el análisis de asociaciones faunísticas y en el establecimiento de los denominados "estadios evolutivos").

Una fuente importante de divergencia en el análisis biocronológico de las faunas fósiles de vertebrados procede del modo de aplicación del criterio de los estadios evolutivos (Savage (1977), según el cual: 1) los organismos que son morfológicamente muy similares entre sí están estrechamente emparentados y vivieron durante un intervalo geocronológico próximo; y 2) la existencia en una población fósil de rasgos morfológicos "intermedios" respecto a otras dos, implica que la primera población tiene una edad intermedia. Para Elredge y Gould (1977) este criterio es una influencia nefasta del paradigma del gradualismo filético. Por ello estos autores (op. cit) opinan que cualquier tipo de correlación establecido sobre esa base, es una presunción apriorística. Las disparidades de criterio sobre el tipo y grado de evolución de ciertas líneas determinadas, parecen dar la razón a estos autores. Lindsay (1990) también admite el riesgo de la aplicación del concepto de "estadio evolutivo", si bien defiende la utilidad del criterio basándose en que su aplicación ha permitido establecer escalas biocronológicas, que una vez verificadas mediante los criterios de superposición se han revelado como esencialmente correctas. De hecho todas las disputas y contradicciones entre los distintos autores, deben ser enmarcadas dentro de una situación de permanente perfeccionamiento y mejora de las escalas biocronológicas (ver por ejemplo Agustí y Moyà, 1991 y De Bruijn *et al.*, 1992) cada vez más refinadas y logrando niveles de resolución más altos.

En base a los criterios estratigráficos y/o paleontológicos utilizados para su elaboración cabe distinguir dos grandes tipos de subdivisiones paleomastológicas: de carácter biocronológico

y de carácter bioestratigráfico-cronoestratigráfico. Los razonamientos y discusiones en torno a su validez y utilidad aparecen en numerosas síntesis y trabajos críticos (De Bruijn, 1965, 1966, 1967; De Bruijn y Van Meurs, 1967; Crusafont *et al.*, 1968; Daams, Freudenthal y Van de Weerd, 1977; Elredge y Gould, 1977; Daams y Freudenthal, 1981, 1988; Lindsay, 1990; Lindsay y Tedford, 1990; Agustí y Moya, 1991; De Bruijn *et al.*, 1992; Agustí, 1994).

### 5.1.1. UNIDADES PALEOMASTOLÓGICAS.

Estas unidades incluyen los denominados "niveles de referencia mastológicos", las "edades mastológicas", los "pisos mastológicos" y las "zonas mastológicas". Todos ellos son definidos siguiendo fundamentalmente criterios biocronológicos (según la definición de Berggren y Van Couvering, 1974). Estas divisiones biocronológicas no pretenden establecer una subdivisión bioestratigráfica (basada por definición en un soporte litoestratigráfico), ya que asumen la imposibilidad de hacerlo debido a la escasa densidad y frecuencia de potenciales hallazgos paleomastológicos. Los ejemplos más claros de estas subdivisiones serían las divisiones paleomastológicas definidas por los miembros de la escuela de investigación paleomastológica de Montpellier (niveaux repere de Thaler, 1962, 1967; Hartenberger, 1969; Aguilar, 1982). También las divisiones paleomastológicas hoy al uso en Europa para el Paleógeno (Schmidt-Kittler, 1987; 1990) y el Neógeno (MN zones de Mein, 1975; Alberdi y Aguirre, 1976; Steininger *et al.*, 1990; Agustí y Moyà, 1991; De Bruijn *et al.*, 1992).

Las unidades MN (Mammal Neogene) han tenido una amplia aceptación en la subdivisión del Neógeno europeo y de regiones vecinas (fig. 5.1). Fueron definidas (Mein, 1975) a partir de la aplicación de criterios de análisis de la distribución, coexistencia, aparición y desaparición de taxones de vertebrados considerados característicos. Su expresión final era la presentación de un cuadro de localidades tipo en las que se suponía existían las faunas características de cada biocronobiozona. Con posterioridad a la primera propuesta (Mein, 1975) siguieron otras (Alberdi y Aguirre, 1976) y diversas revisiones más o menos críticas (Mein, 1990; Agustí y Moyà, 1991; De Bruijn *et al.*, 1992).

Daams y Freudenthal (1981) y Daams *et al.* (1987) han señalado reiteradamente la utilidad limitada de las subdivisiones biocronológicas en general y de las MN en particular, teniendo presente sus criterios de definición. Igualmente Agustí y Moyà (1991) realizan una severa crítica de la confusión derivada de una incorrecta definición y una indebida posterior aplicación de estas divisiones biocronológicas, e insisten en la necesidad de redefinirlas a partir de sucesiones faunísticas cuyas relaciones estratigráficas estén bien contrastadas

BIcronozonas MASTOLÓGICAS (MN)	EIDADES MASTOLÓGICAS Fahlbusch, 1976	PISOS Y SUPERPISOS CONTINENTALES		Asignación de sucesiones estratotípicas	Biocronozonas definidas con criterio de superposición estratigráfica	Definición de zonas bioestratigráficas sensu stricto	Dataciones radiométricas en las regiones de definición o vecinas	Dataciones magnetoestratigráficas
		Fahlbusch, 1976	Daams et al, 1987					
13	TUROLIENSE	CATALONIENSE	TUROLIENSE	Cuenca de Teruel	+	■	■	■
12								
11								
10	VALLESIENSE	CATALONIENSE	VALLESIENSE	Cuenca del Vallès-Penedès	+	■	+	■
9								
8	ASTARACIENSE	ARAGONIENSE	ARAGONIENSE	Cuenca de Calatayud - Daroca	+	+	■	+
7								
6								
5								
4	ORLEANIENSE	ARAGONIENSE	ARAGONIENSE	Cuenca de Calatayud - Daroca	+	+	■	+
3								
2	AGENIENSE	AGENIENSE	RAMBLIENSE	■	+	■	+	■
1								
			?					

**Figura 5.2:** Cuadro de características de los pisos y superpisos continentales del Mioceno definidos en el Mediterráneo occidental. Dataciones radiométricas: (1) Cuenca de Bicorp (Anadón et al, 1994 y 1995, en prensa); (2) Cuenca del Ebro (Canudo et al, 1994).

(fig. 5.3).

La agrupación de biocronozonas mastológicas según diversos criterios llevó a la definición de las edades mastológicas ("mammal ages") y de sus potenciales equivalentes, los "pisos" mastológicos ("mammal stages"). La definición consensuada de los "pisos" mastológicos europeos tuvo lugar en un simposio específico celebrado en Munich (International Symposium on Mammal Stratigraphy of the European Tertiary, celebrado 1975) y fue ligeramente posterior a la definición por Mein (1975) de las biozonas MN, que fueron ya integradas en las divisiones propuestas. Los resultados del simposio de Munich fueron publicados por Fahlbusch (1976) y consistieron en la propuesta de "edades", "pisos" y "superpisos" mastológicos, atribuyendo a cada uno de ellos tanto diversos niveles de referencia mastológicos (en el caso del Paleógeno) como biocronozonas MN (en el caso del Neógeno).

La definición de las edades mastológicas europeas (Orleaniense, Astaraciense, Vallesiense, Turolense, Rusciniense, etc, figuras 5.1 a 5.3) fue esencialmente una agrupación de unidades biocronológicas menores (Fahlbusch, 1976). Por ello las unidades resultantes seguían siendo de hecho unidades biocronológicas, aunque de superior rango respecto a las anteriores. Sin embargo la definición de algunas de las subdivisiones mastológicas europeas (por ejemplo Vallesiense y Turolense propuestas por Crusafont, 1948, 1950 y 1965) comportaba históricamente un cierto componente bioestratigráfico, ya que la superposición estratigráfica de localidades paleomastológicas se había utilizado como un criterio de apoyo. Por ello, en la definición de las edades mastológicas se dejó abierta la posibilidad de que allí donde fuera posible se definieran formalmente pisos o superpisos continentales equivalentes, basados en sucesiones estratigráficas. Algunos de los "pisos" (Vallesiense y Turolense) y "superpisos" (Aragoniense, Cataloniense) ya se consideraban de partida como de práctica segura formalización. Ello era debido a que o bien ya habían sido previamente definidos a partir de "estratotipos" en los que se tenía un cierto control estratigráfico de la superposición de las localidades paleomastológicas (caso del Vallesiense y el Turolense (Crusafont, 1948, 1950, 1965), o bien porque ya se conocía en qué sucesiones se podría realizar una rápida formalización (caso del Aragoniense, que fue formalizado inmediatamente por Daams *et al.*, 1977).

Como ha sido señalado repetidamente por varios autores (Lindsay, 1990), uno de los principales problemas de varios de los denominados pisos mastológicos radica en la imprecisión de la definición de sus límites. Posiblemente por este motivo Fahlbusch (1976) en el cuadro original de recopilación final utilizó la desinencia *-ium* en lugar de *-ian (iense)* para nombrar estas edades mastológicas y así diferenciarlas de sus pisos mastológicos equivalentes, a los que se reservaba la desinencia *-ian (iense)*. Así en el caso del Mioceno

Medio y superior las edades mastológicas correspondientes eran denominadas Orleanium, Astaracium, Vallesium y Turolium. Sin embargo, a pesar del intento de distinción conceptual inicial, las edades mastológicas pasaron a ser utilizadas, de manera casi inmediata, con la desinencia *ian-iense* (ver por ejemplo Alberdi y Aguirre, 1976). Este uso de connotaciones ambiguas se ha prolongado hasta la actualidad (ver De Bruijn *et al.*, 1992, figs. 5.1 y 5.2). Así en el caso del Mioceno Medio y superior es frecuente el uso de los términos biocronológicos Orleaniense, Astaraciense, Vallesiense y Turolense, que no se distinguen de sus potenciales homónimos cronostratigráficos. Este hecho lleva a alguna confusión y ha conducido a recordar ocasionalmente la necesidad de diferenciar terminológicamente las edades mastológicas de los pisos. Freudenthal (1988) en el Coloquio de Reisenburg y recogido por Steininger *et al.* (1990) y por De Bruijn *et al.* (1992) consideraría aconsejable volver a utilizar desinencias distintas para distinguir las edades mastológicas de los pisos continentales. En el caso del Vallesiense, la denominación de su edad mastológica correspondiente sería Edad Vallésica. Sin embargo el arraigado uso de la terminación *-iense* para las edades mastológicas puede hacer difícil que esta sugerencia prospere.

#### 5.1.2. UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS Y PISOS PALEOMASTOLÓGICOS CONTINENTALES

La ventaja del concepto de unidad bioestratigráfica es que las biozonas definidas como unidades bioestratigráficas quedan insertas en una litoestratigrafía de referencia que contiene las faunas tipo. De este modo no pierden con facilidad su relación con el contexto geológico. La resolución y fiabilidad conseguida aplicando esta metodología de trabajo es a todas luces más segura que la puramente biocronológica.

En Europa, la investigación en esta línea fue abierta por los investigadores holandeses de las Universidades de Leiden y Utrecht. Consistió en realizar el estudio sistemático de asociaciones paleomastológicas cuya posición estratigráfica se conocía con precisión, dado que se situaban en una misma cuenca y dentro de un marco litoestratigráfico de referencia. Esta línea metodológica (próxima a la promovida por la Guía Estratigráfica Internacional para la definición de unidades cronoeestratigráficas marinas) tuvo su origen en la labor desarrollada por los investigadores holandeses desde la década de los sesenta en las cuencas españolas en las que la calidad de afloramiento permitía establecer el mencionado marco estratigráfico. En estas condiciones se definieron cenozonas (acrozonas concurrentes) caracterizadas como auténticas unidades bioestratigráficas (De Bruijn, 1966, De Bruijn y Van Meurs, 1967). Ya se ha expuesto cómo en el International Symposium on Mammal Stratigraphy of the European Tertiary, celebrado en Munich en 1975, se propuso ya la definición de algunos pisos o superpisos mastológicos, potencialmente definibles como unidades cronoeestratigráficas

	Range and Concurrent Range Zones	EBRO BASIN	CALATAYUD-DAROCA BASIN	VALLES-PENEDES BASIN	DUERO BASIN	TERUEL BASIN	GUADIX-BAZA BASIN
Arvicola	Arvicola cantiana						A.cantiana
Mimomys	Mimomys savini						M. savini
	Allophaiomys pliocenicus						A.pliocenicus
	Mimomys ostramosensis						M. ostramosensis
	Mimomys pliocenicus						M. cf. reidi
	Mimomys polonicus					M. cf. polonicus	Mimomys
	Mimomys hajnackensis					Mimomys stehlini	cappettaii
	Mimomys occitanus					Mimomys occitanus	Mimomys occitanus
	Trilophomys					Trilophomys	Trilophomys
	Promimomys			Rhagapodemus hautmanni		Promimomys	
	Apodemus gudrunae					Stephanomys ramblensis	
Parapodemus	P. g. barbarae					Parapodemus barbarae	
	P. lugdunensis			Parapodemus lugdunensis		Parapodemus lugdunensis	
Progonomys			Progonomys hispanicus	Progonomys hispanicus	Progonomys hispanicus		
Democricetodon - Megacricetodon	Cricetulodon		I	Cricetulodon	Cricetulod. hartenberg.		
	M. ibericus - Hipparion		H	Fahlbuschia crusafonti	Megacric. ibericus		
	Megacricetodon ibericus						
	Megacricetodon crusafonti		G		Megacricet. lopezae		
	Megacricetodon gersi		F		Megacricet. gersi		
	M. collongensis-Cricetodon		E				
	Megacricetodon collongensis		D				
	Megacricetodon primitivus		C	Megacricet. primitivus			
	Democricetodon hispanicus		B				
			A	P.ibericus			
Euricetodon	Ligerimys antiquus		Z				
	Rittereria manca	Ebrumys autolensis	Y				
			X				
	Rhodanomys schlosseri	Rhodanomys schlosseri					

Figura 5.3: Propuesta de biocronozonación del Neógeno basada en las sucesiones de roedores de la Península Ibérica (de Agustí y Moyà, 1991).

BIOZONES	MN units	FIRST OCCURENCES		LAST OCCURENCES	
		Rodents	Others	Rodents	Others
M. ostromosensis	MnQ 1 MN 17b		Pachycrocuta Dama Praeovibos		Eucladoceros Leptobos
M. pliocaenicus	17a				Corizetoceros G. borbonica Equus stenorhis vireti
M. polonicus	16b				
M. hajneckensis	16a		Leptobos, Gazellospira Hesperidoceras		
M. occitanus	15b	Misomys		"Cricetus" Occitanomys, Paraethomys	
Trilophomys	15a	Trilophomys	Sus		
Promimomys	14	Promimomys			
Apodemus gudrunae	13	"Cricetus" Apodemus, Paraethomys	Parabos Hippopotamus crusafonti Paracamelus		
Parapodemus gaudryi	12				Microstonyx
Parapodemus lugdunens.	11	Valerimys Occitanomys Parapodemus			Micromeryx Dorcatherium
Progonomys	10	Progonomys	Schizochocerus Microstonyx Tragoportax		Pliopithecus Schizochocerus Euprox, Austroportax
Cricetulodon	9b	Cricetulodon	Indarctos Machairodus	Bransioptis Democricetodon, Myoglis Megacricetodon, Eumyarion	Hispanomeryx, Protragocerus Miotragocerus, Decennatherium Protragocerus, Parachleuastoc.
M.ibericus-Hipparion	9a		Decennatherium Hipparion	Fahlbuschia Cricetodon	
M. ibericus	8		Austroportax Parachleuastochocerus Protragocerus		
M. crusafonti	7		Hispanomeryx Caprotragoides Euprox		Eotragus Caprotragoides
M. gersi	6	Megacricetodon minor	Listriodon Conohyus		
M. collongensis -Cricetodon	5	Cricetodon	Pliopithecus		Amphitragulus Cainotherium, Hispanotherium Bunolistriodon
M. collongensis	4b		Micromeryx Miotragocerus		
M. primitivus D. hispanicus	4a	Fahlbuschia Eumyarion Megacricetodon Democricetodon	Hispanotherium Eotragus Bunolistriodon		
Ligerimys antiquus	3b		Aurelaichoerus Palaeomeryx, Acteocemas Dorcatherium	Ligerimys	
Ligerimys-Eucricetod.	3a	Ligerimys	Teruelia Brachyodus Xenohyus	Eucricetodon	Teruelia
R. manca	2			Ritteneria	
R. schlosseri	1				

estrictas basadas en sucesiones litológicas continuas o correlacionables (Fahlbusch, 1976). En esa línea Daams, Freudenthal y Van de Weerd (1976) definieron y afinaron la primera subdivisión y caracterización del piso Aragoniense, tomando como base las sucesiones miocénicas de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Recientemente (Daams *et al.*, 1987) ha sido establecido otro piso (Ramblense) que antecede al Aragoniense y cuya definición de límites ha llevado a modificar la acepción original del Aragoniense. Moissenet *et al.* (1990) por otra parte han sugerido la definición de otro piso continental, el Alfambriense, para el Plioceno ibérico.

### 5.1.3. CORRELACIÓN DE LA BIOZONACIÓN CONTINENTAL CON LAS ESCALAS CRONOESTRATIGRÁFICAS MARINAS.

Las subdivisiones paleomastológicas, bioestratigráficas y/o biocronológicas, son correlacionables con las estándar, basadas en biozonaciones de organismos planctónicos marinos, intentando su correlación con sucesiones marinas bien datadas. En ausencia de correlaciones geométricas directas, las unidades biocronológicas o bioestratigráficas mastológicas son calibrables aplicando métodos de datación absoluta y/o con el establecimiento de escalas magnetoestratigráficas (Johnson *et al.*, 1975, 1982; Opdyke, 1990; Sen, 1986; Whistler y Burbank, 1992; Krijgsman *et al.*, 1994).

Las primeras escalas paleomastológicas relativamente bien contrastadas con esta última aproximación (aunque todavía siendo objeto de mejora actualmente) fueron las norteamericanas, con el establecimiento de sucesiones biocronológicas, edades paleomastológicas y pisos que abarcaban todo el Cenozoico (ver Woodburne, ed., 1987 y Lindsay y Tedford, 1990 para una síntesis general sobre este tema). En la década de los setenta las continuadas investigaciones desarrolladas en las sucesiones neógenas de los Siwaliks (Pakistán) permitió el establecimiento de sucesiones biocronológicas de mamíferos, bien apoyadas en una litoestratigrafía de base y datadas mediante magnetoestratigrafía y dataciones radiométricas (ver Barry *et al.*, 1990 para una síntesis sobre este respecto). En Europa, Turquía y el Norte de África se ha asistido a un rápido avance en la correlación entre las escalas marinas y continentales paleomastológicas neógenas, basado en la creciente información sobre dataciones absolutas de asociaciones paleomastológicas (Steininger *et al.*, 1995 en prensa), correlaciones directas entre asociaciones de faunas fósiles marinas y continentales (Steininger *et al.*, en prensa) y en la magnetoestratigrafía de las sucesiones que continen las faunas de mamíferos fósiles (Opdyke, 1990; Tauxe *et al.*, 1985; Deino *et al.*, 1990; Sen, 1990 y trabajos en curso). El avance en el estudio de las sucesiones paleógenas es todavía menor, pero también significativo (Burbank *et al.*, 1992; Barberà *et al.*, 1994; Agustí *et al.*, 1994).

#### 5.1.4. CONCLUSIONES

La creación y definición de una escala biocronológica y/o bioestratigráfica basada en el estudio de los mamíferos fósiles, es una contribución que es valorable de diversos modos. Pero sin duda ha contribuido a mejorar el conocimiento de la estratigrafía de las sucesiones continentales de amplias regiones del globo (fundamentalmente Norteamérica y Europa), siendo este un proceso que todavía hoy continúa progresando en otras (Suramérica, Asia, África y Australia).

La definición de las sucesiones biocronológicas y bioestratigráficas paleomastológicas norteamericanas es el resultado de una tarea de más de 50 años, llevada a cabo por tres generaciones de científicos (Lindsay, 1990). En el caso europeo, con una tradición que se remontaría al siglo pasado, se ha asistido desde 1975 a la mejora permanente y a una caracterización más ajustada de las denominadas Mammal Neogene Zones (MN zones, Mein, 1975) y a la definición de edades paleomastológicas y de pisos continentales en sentido estricto. Igualmente las sucesiones paleógenas son objeto de estudios cada vez más precisos y rigurosos, intentando establecer dentro de lo posible escalas biocronológicas contrastadas mediante diversos criterios.

A los pisos continentales se les confiere a menudo una validez relativa. De hecho los acuerdos internacionales sólo consideran como unidades cronostratigráficas estándar aquellas que están basadas en sucesiones marinas. Esta restricción tiene su origen en el hecho de que las faunas marinas se consideraban potencialmente más ubicuas que las continentales. Es decir que los organismos marinos unían una posibilidad de dispersión muy rápida a una distribución areal notablemente mayor que la de los organismos continentales. El segundo hecho ha sido cuestionado cada vez más por la experiencia y cada vez con mayor frecuencia, se realizan definiciones de escalas biocronológicas y bioestratigráficas restringidas a ámbitos oceánicos que no abarcan la totalidad del planeta (Steininger *et al*, 1995, en prep., Berggren *et al*, 1995 en prep. Hardenbol *et al* 1995 en prep.). También hoy se conoce, gracias a la profusión del uso de los datos magnetoestratigráficos, que muchos biohorizontes basados en organismos planctónicos no son estrictamente isócronos (Cavelier, 1979). Ello lleva a plantearse que si el carácter isócrono de cualquier biohorizonte marino a escala regional o planetaria ha de ser verificado o refutado mediante otra fuente de información contrastada (esencialmente la zonación magnetoestratigráfica), la presunta ventaja de la isocronía de los bioeventos o de los biohorizontes marinos respecto a los continentales desaparece, en gran medida. Para algunos autores (Reguant, 1994 comunicación personal) la exclusividad de los pisos marinos como referencias estándar puede perder cierto sentido en el futuro, a medida que se vaya extendiendo y generalizando el uso sistemático de los estudios magnetoestratigráficos en la calibración de los bioeventos que permiten definir las unidades

cronoestratigráficas.

En el caso de las escalas biocronológicas marinas, se advierte en algunas ocasiones una tendencia implícita a dar mayor énfasis a los acontecimientos biocronológicos *per se*, enfatizando su correlación con las escalas magnetoestratigráficas y olvidando en cierta medida su relación con su soporte litológico que al fin y al cabo contiene ambas fuentes de información. En el caso de las escalas biocronológicas continentales esta aproximación se asumió por lo que se consideraba casi total imposibilidad de contar con sucesiones con registro paleontológico lo suficientemente continuo como para optar a otra opción. Con ese criterio se definieron la mayoría de las unidades biocronológicas paleomastológicas del Terciario de Europa y Norteamérica. Sin embargo, no relacionar las unidades biocronológicas con su soporte litoestratigráfico implica renunciar a dotarlas de un elemento de análisis muy importante. El soporte sedimentario es el que de hecho permite integrar los datos biocronológicos en un contexto evolutivo (el sistema del planeta Tierra), muy complejo por su propia naturaleza integrada. La necesidad de intentar relacionar los cambios faunísticos o florísticos en las superficies continentales con otros posibles cambios sedimentológicos, mineralógicos o geoquímicos que los puedan acompañar, debería ser un acicate para no olvidar la importancia de realizar un estudio integrado de estos aspectos. Es por ello aconsejable no renunciar a insertar las unidades biocronológicas (marinas o continentales) combinadas o no con las magnetocronológicas, en su marco litológico genético.

Las posibilidades de realizar una magnetozonación de cuencas sedimentarias no marinas con una sucesión apretada de localidades de fósiles de mamíferos, es cada vez mayor para las sucesiones de edad Cenozoica, En el caso de Europa occidental, las cuencas cenozoicas de la Península Ibérica se han revelado como un campo de trabajo excepcional, a partir del cual se ha realizado la definición de la mayor parte de las edades mastológicas y pisos continentales del Neógeno: Vallesiense, Turolense, Rambliense, Aragoniense, Alfambriense.

El proceso de formalización de pisos continentales europeos sobre la base de las edades mastológicas previamente definidas, ha sido iniciado hace dos décadas, aunque por el momento es difícil valorar hasta dónde puede llegar a ganar aceptación. Sea cual sea ésta, sin embargo, parece aconsejable no renunciar a una cierta formalización de las unidades paleomastológicas, formalización que incluya establecer unas sucesiones reconocidas de referencia. No hacerlo implicaría renunciar a un elemento de clarificación y a un soporte objetivo, útil para análisis ulteriores de verificación, refinamiento o refutación.

Es sin embargo evidente que para el establecimiento definitivo de una cronología, a partir de asociaciones faunísticas bien caracterizadas, es preciso contar con sucesiones biocronológicas apoyadas en lo posible con sucesiones estratigráficas de referencia en las que

se puedan aplicar los criterios de superposición y correlación física, así como dataciones absolutas y magnetoestratigráficas contrastables. Por otra parte es también obvio que una vez establecidas unas correlaciones muy ajustadas con las biozonaciones y unidades cronoestratigráficas marinas (bien a partir de correlaciones directas, bien a partir de estudios radiométricos y/o magnetoestratigráficos) cabría plantearse cual será la utilidad de mantener la existencia de una subdivisión cronoestratigráfica paralela. Para numerosos autores los pisos paleomastológicos son elementos puramente instrumentales cuya mayor o menor pervivencia en el futuro dependerá de en qué momento se alcance a establecer de manera definitiva sus equivalencia con la escala cronoestratigráfica marina. Como se ha señalado (Lindsay, 1990), la mejor prueba de su fiabilidad y utilidad será su propia pervivencia.

Al margen de cuales puedan ser las preferencias de uso de edades mastológicas o de pisos continentales, es evidente que el objetivo último perseguido es:

- 1) Precisar adecuadamente cuales son los eventos (biológicos, climáticos, etc) y su sucesión temporal relativa en cada región.
- 2) Establecer un marco cronológico adecuado en el cual insertar esos eventos locales-regionales.
- 3) Comparar sobre la base de un buen conocimiento del registro (sin carencias resultantes de muestreos inadecuados y otros factores limitantes) la cronología de los eventos de las distintas regiones entre sí.

## **5.2. EDADES MASTOLÓGICAS Y PISOS CONTINENTALES DEL MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR DEL VALLES OCCIDENTAL.**

En las sucesiones del Mioceno medio y superior del Vallès-Penedès ha sido reconocida la presencia de asociaciones de faunas fósiles de mamíferos que se suceden desde el Mioceno inferior alto (Biocronozona MN-3) hasta el Mioceno superior (Biocronozona MN-11). A este respecto Agustí (1981, 1982 a y 1982 b) definió la primera biozonación de roedores reconocible en las sucesiones de la cuenca y posteriormente Agustí *et al.* (1985) establecieron a grandes rasgos la distribución de las distintas asociaciones fósiles dentro del marco litoestratográfico de la misma.

A partir de lo establecido dentro del registro sedimentario de la cuenca es posible aceptar en ella la existencia de las edades mastológicas Orleaniense, Astaraciense, Vallesiense y Turolense, con la acepción y con el contenido biocronológico establecidos en el simposio de Munich (Fahlbusch, 1976). Si por otra parte utilizamos la división en pisos continentales, independientemente del actual grado de precisión o rigor en su definición, éstos serían (fig. 5.2):

- 1) El **Ramblense superior** (Daams *et al.* 1987) que en el Vallès estaría representado por la biocronozona MN-3.
- 2) El **Aragoniense** (Daams y Freudenthal, 1988) contendría las asociaciones faunísticas equivalentes a las biocronozonas MN-4 a MN-8 y que en el Vallès-Penedès (Agustí, 1981 y 1982b; Agustí *et al.*, 1985), estaría representado por las biocronozonas MN-4, MN-6, MN-7 y MN-8 (según la acepción de estas biocronozonas de Agustí y Moyà, 1991).
- 3) El **Vallesiense** que incluiría las biocronozonas MN-9 y MN-10 (Agustí, 1991, 1992 b; Agustí *et al.*, 1985).
- 4) El **Turolense**, del que hasta ahora en la cuenca sólo ha sido posible reconocer la biocronozona MN-11, en una única localidad del Penedès (Piera).

En los siguientes apartados se indicará de manera breve cual es el estado de conocimiento y definición de los pisos continentales involucrados en este trabajo (Aragoniense, Vallesiense y Turolense). Se realizará primero una exposición sobre la caracterización general y la definición de los límites de estas subdivisiones. Posteriormente se desarrollarán en otro apartado y con mayor extensión los aspectos que se refieren al Vallesiense, dado que la mayor parte de los resultados obtenidos en este trabajo se refieren a aspectos que afectan a

esta edad mastológica-piso continental.

### 5.2.1. DEFINICIONES DEL ARAGONIENSE, VALLESIENSE Y TUROLIENSE

La gran aceptación del uso del Aragoniense, el Vallesiense y el Turolense como divisiones biocronológicas y potencialmente cronoestratigráficas del Mioceno medio y superior continental ha planteado importantes discusiones sobre la definición precisa de sus límites y su subdivisión. La definición de estas unidades fue el resultado del notable progreso en el conocimiento de las faunas neógenas europeas durante la década de los años sesenta y setenta, y que todavía hoy continúa. El estudio de las faunas de micromamíferos en numerosas cuencas miocénicas del área mediterránea (especialmente en España) permitió refinar las sucesiones paleofaunísticas y caracterizar mejor estas divisiones cronológicas.

El proceso de mejora de la cantidad y calidad de la información se plasmó en la definición de las biocronozonas Mammal Neogene o MN (Mein, 1975) establecidas a partir de localidades tipo (muchas de ellas hispanas) para el conjunto de Europa y el área mediterránea. En el repetidamente citado Simposio de Munich (Fahlbusch, 1976) se propuso además, como se ha indicado en apartados anteriores, la formalización del superpiso Aragoniense, que lo fue de manera casi inmediata. Por el contrario, tanto el Vallesiense como el Turolense no lo fueron, a pesar de haber sido definidos sobre sucesiones potencialmente adecuadas para ello.

#### 5.2.1.1. El Aragoniense

El Aragoniense (fig. 5.1 y 5.2) fue definido en las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel, tomando como biohorizontes de referencia la aparición de los équidos *Anchitherium* (biohorizonte inferior) e *Hipparion* (biohorizonte superior). Con este criterio el Aragoniense (o Aragonium de Fahlbusch, 1976) formalizado por Daams, Freudenthal y van de Weerd (1977) incluía las edades mastológicas Orleaniense y Astaraciense. Trabajos posteriores (Daams y Freudenthal, 1981; Daams y van der Meulen, 1983; Daams *et al.*, 1987, Daams y Freudenthal, 1988), cuyos resultados aparecen resumidos en Daams y Freudenthal (1990), modificaron la definición inicial debido a la dificultad de reconocer el biohorizonte de *Anchitherium* en la zona estratotípica y a las dificultades de correlacionar estrechamente las biozonas locales con las biocronozonas MN. Este proceso de modificación fue estrechamente ligado a la definición de un nuevo piso (el Rambliense, de Daams *et al.*, 1987) la definición de cuyo límite superior obligó a redefinir la parte inferior del Aragoniense en su sentido original, sustrayéndole una biozona local.

Daams y Freudenthal (1990) hacen especial hincapié en que las unidades por ellos definidas

(Rambliese y Aragoniese) tienen una acepción estrictamente cronoestratigráfica. Pero insisten en que la utilización del Aragoniese (y del Rambliese) sólo puede ser realizada fuera de España si existe algún grado de similitud faunística. Desde esta perspectiva defienden el uso de estos pisos continentales en el ámbito Europeo pero sugieren restringir su uso en regiones vecinas como Turquía.

Recientemente el conocimiento sobre el Aragoniese ha experimentado un importante salto cualitativo ya que ha sido establecida una zonación magnetoestratigráfica de una gran parte de las sucesiones estratotípicas del piso (Krijgsman *et al.*, 1994). Este hecho ha sido de gran trascendencia porque por primera vez han sido incluidas, en un almacén cronológico bien contrastado, las biozonas locales del Aragoniese de las cuencas de Calatayud-Daroca y, por extensión, las biocronozonas MN.

#### 5.2.1.2. El Vallesiese

Los aspectos referidos a esta división serán tratados extensamente en el capítulo siguiente, pero aquí son resumidas a fin de proporcionar una visión integral de su problemática junto con el Aragoniese y el Turoliese.

El Vallesiese (Fig. 5.1 y 5.2) fue definido por Crusafont (1948, 1950) a partir de las sucesiones mastológicas del Vallès-Penedès, sobre el criterio de la entrada del équido *Hipparion*. En el Simposio de Munich fue aceptado que el límite biocronológico inferior de esta edad-"piso" mastológico respecto al Astaraciense (y por ello respecto al Aragoniese) siguiera siendo el biohorizonte o datum de *Hipparion* en Europa (es decir el límite entre las biocronozonas MN-8 y MN-9). El límite superior respecto a la edad-"piso" mastológico superior (el Turoliese) se fijó en el límite entre las biozonas MN-10 y MN-11.

Desde este punto de vista, el Vallesiese no ha experimentado grandes cambios desde su definición original por Crusafont (1948, 1950), si bien como veremos más adelante, se ha incrementado notablemente el conocimiento sobre su biocronología y la sucesión de bioeventos que tuvieron lugar en esta edad-"piso" mastológico.

Desde su propuesta original y hasta la actualidad, el Vallesiese, a pesar de ser aceptado comúnmente como un piso continental, no ha sido considerado técnicamente una unidad bioestratigráfica ni cronoestratigráfica por numerosos autores (ver por ejemplo Lindsay y Tedford, 1990) sino esencialmente biocronológica. Sin embargo la potencialidad de su formalización se ha mantenido tanto por el hecho de que era una unidad biocronológicamente bien definida como por las características geológicas de la cuenca (depresión del Vallès-Penedès) en que fue definida.

Estos aspectos y otros referidos a la concreción de las características del Vallesiense, serán retomados y discutidos más extensamente en apartados posteriores.

#### 5.2.1.3. El Turolense

El Turolense (figs. 5.1 y 5.2) fue definido en la cuenca de Teruel (Crusafont, 1965) con los mismos criterios y aproximación metodológica que el Vallesiense. En el Simposio de Munich (Fahlbusch, 1976) el límite biocronológico inferior de esta edad-"piso" mastológico respecto al Vallesiense se fijó en el límite entre las biozonas MN-10 y MN-11. El límite superior fue establecido entre las biozonas MN-13 y MN-14, esta última incluida en el Rusciniense, edad mastológica incluida en el Plioceno. Los conocimientos sobre la biocronología y la sucesión de bioeventos del Turolense se ha incrementado notablemente desde la definición propuesta por Crusafont. Van de Weerd (1976) biozonó las sucesiones del Mioceno inferior y Plioceno inferior de las cuencas de Teruel Alfambra y demostró la superposición estratigráfica del Vallesiense, Turolense y Rusciniense, si bien sin llegar a precisar los límites entre las mismas. En esas sucesiones van de Weerd (1976) definió seis biozonas locales que comprenden el tránsito Vallesiense superior-Turolense y alcanzan la edad mastológica Rusciniense (Plioceno). Posteriores estudios en otras cuencas españolas y perimediterráneas han permitido avanzar sensiblemente en el conocimiento de esta división cronológica (Agustí, 1994).

Tampoco el Turolense, a pesar de ser aceptado comunmente como un piso continental, ha sido considerado técnicamente una unidad bioestratigráfica ni cronoestratigráfica por numerosos autores (Lindsay y Tedford, 1990). Sin embargo la potencialidad de su formalización también se ha mantenido, tanto por el hecho de ser una unidad biocronológicamente bien definida como por las características geológicas de la cuenca (depresión de Teruel) en que fue definida. Recientemente ha sido realizado un estudio litoestratigráfico de las sucesiones tipo del Turolense (Alcalá *et al.*, 1994). Ello ha permitido situar litoestratigráficamente la mayor parte de las diversas biozonas del Vallesiense superior-Turolense, pero hasta la fecha estas sucesiones permanecerían pendientes de datación magnetoestratigráfica.

#### 5.2.2. EL VALLESIENSE (1948-1995).

Buena parte de las sucesiones estudiadas en esta memoria se incluyen dentro del Vallesiense. Por ello y teniendo presente el interés derivado de las sucesiones usualmente consideradas estratotípicas de esta división cronológica, se ha considerado necesario exponer con mayor detalle su caracterización y estado de conocimiento actuales.

### 5.2.2.1. La definición inicial del Vallesiense.

La importancia de las faunas de mamíferos fósiles de la cuenca del Vallès-Penedès fue puesta de relieve desde antiguo (Almera, 1898 y 1899; Bataller, 1918, 1924, 1928, 1938). Hacia la década de los cincuenta los estudios paleontológicos llevados a cabo en colaboración por M. Crusafont J. F. de Villalta y J. Truyols (Crusafont, 1930, 1948 a, 1948 b, 1950, 1952 a, 1952 b, 1952 c, 1954, 1947; Crusafont y Truyols, 1947, 1951; Crusafont y Villalta, 1947, 1948, 1952 a, 1952 b, 1952 c; Crusafont, Villalta y Truyols, 1954 y 1955; Villalta, 1952 a; Villalta y Crusafont, 1944 a, 1944 b y 1944 c; 1947; 1950) evidenció la existencia en la cuenca del Vallès-Penedès de asociaciones de fósiles de mamíferos que se sucedían desde el Mioceno inferior hasta el superior.

De todos los conjuntos faunísticos reconocidos, los atribuidos al Mioceno superior eran los más interesantes, ya que mostraban numerosas peculiaridades propias, que los distinguían de las asociaciones de macromamíferos descritos en las localidades clásicas europeas (Samos y Pikermi en Grecia). A estos conjuntos faunísticos se les atribuyeron términos cronoestratigráficos del Paratethys (por ejemplo Pontiense y Meótico). Estos términos fueron los comunmente utilizados hasta que Crusafont (1948, 1950) descartó finalmente su uso y optó por proponer en el XVIII Congreso Geológico Internacional de Londres (1948) la definición de uno de los primeros pisos paleomastológicos hispanos: el Vallesiense. Esta propuesta fue aceptada y posteriormente formalizada en una publicación posterior (1950). A partir de esa fecha el Vallesiense fue ganando progresivamente mayor difusión como "piso" mastológico europeo.

La principal característica que utilizó Crusafont (1948) para la definición de este "piso" (en principio una edad paleomastológica de carácter claramente biocronológico) fue que la mayoría de las localidades con *Hipparion* en el Vallès mostraban una composición paleofaunística distinta a la por aquel entonces reconocida en las clásicas localidades de Pikermi y Samos (Grecia). El équido tridáctilo *Hipparion*, propio del Mioceno superior, aparecía junto con elementos paleofaunísticos característicos del Mioceno medio. El Vallesiense se configuraba como una asociación paleofaunística de "tránsito" entre las características del Mioceno medio y del superior. En otras palabras, asociaciones paleofaunísticas de macromamíferos en las que aparecían elementos "orientales" inmigrados coexistiendo con formas, ya previamente establecidas en la región desde el Mioceno medio.

La definición de Vallesiense de Crusafont (1948) estaba basada en el análisis de las faunas de macrovertebrados reconocidas en las sucesiones miocénicas medias y superiores del Vallès Occidental (fundamentalmente las localidades de Sant Quirze y Can Ponsic, cerca de Sabadell, y Viladecavalls (fig. 5.1). También en sucesiones similares existentes en la región

del Alt Penedès, desde Masquefa a Hostalets de Pierola y Piera. Las asociaciones fósiles allí reconocidas llevaron a reconocer la existencia de unas localidades denominadas coloquialmente "Hostalets inferior" (sin *Hipparion*, Can Mata -1) y "Hostalets Superior" (Can Mata-2), con registro de restos de este équido (fig. 5.1).

Mientras que el "límite" inferior del "piso" venía marcado por la entrada de *Hipparion*, el superior consistía en la aparición de las faunas ya totalmente "típicas" del Mioceno superior, reconocidas en el Penedès en sucesiones superiores a las de "Hostalets superior". La localidad de Piera, atribuida al "Pikermiense" (término creado por Crusafont, quien posteriormente (Crusafont (1965) crearía el término Turolense para sustituirlo), contenía ya una asociación paleomastológica ya diferenciable de la típicamente vallesiense.

El Vallesiense fue definido y considerado como un "piso" y en su definición se tuvo en cuenta el criterio de superposición estratigráfica (esencialmente en el área de Hostalets de Pierola a Piera). Sin embargo esta definición, muy clara desde el punto de vista biocronológico, nunca fue formalizada. A pesar de que las localidades de referencia estaban situadas en sucesiones estratigráficas plausiblemente continuas, no se estableció un armazón litoestratigráfico que permitiera controlar con mayor rigor la presunción de superposición estratigráfica de las distintas asociaciones mastológicas que se iban reconociendo. Debe resaltarse sin embargo que los estudios paleontológicos posteriores reafirmaron las líneas mayores establecidas por Crusafont a partir de las faunas de macromamíferos, que eran esencialmente correctas.

La aceptación del Vallesiense como división biocronológica fue muy general. Por ello fue gradualmente aplicada a toda Eurasia y Norte de África (Berggren y Van Couvering, 1974). Uno de los motivos para ello fue la aparente sencillez y utilidad del criterio utilizado para su definición (aparición de *Hipparion*). A este respecto merece destacarse sin embargo que la acepción que del Vallesiense hicieron posteriormente sus diversos usuarios (Berggren y Van Couvering, 1974), trascendió la inicialmente propuesta por Crusafont (1950). De manera resumida, la definición de Vallesiense en sentido estricto por Crusafont (1948, 1950) era limitada y se restringía al ámbito de Iberia (y quizá al dominio del Tethys en contraposición a los pisos del Paratethys), con la clara idea de sustituir términos estratigráficos "orientales" por otros más ajustados a las características de las faunas reconocidas. Este hecho implica que paradójicamente la definición de Vallesiense *sensu stricto* no descartaba la existencia en otras regiones de Eurasia de formas prevallesienses de *Hipparion* tal como fue reconocido en su momento por Berggren y van Couvering (1974). La extensión del uso del Vallesiense en las diversas regiones Europeas occidentales, centrales, orientales y circunmediterráneas se basó en la aceptación de la práctica total isocronía de la aparición de *Hipparion* en esas regiones. Esta propuesta de isocronía se extendió incluso a otras zonas de Eurasia y Norte

de África tal como fue postulado por Berggren y van Couvering, (1974). La propuesta de esa presunta isocronía planteó numerosos problemas que se revelaron de manera muy temprana (ver Berggren y Van Couvering, 1974 apéndice 6, pp 172). Estos problemas radicaban tanto en la demostración de la isocronía del biohorizonte FAD (*First Apparition Datum*) de *Hipparion* como en la de que los diversos equidos reconocidos en regiones muy distantes fueran realmente la misma especie (Bernor, 1984, 1990; Bernor *et al.*, 1984, 1987a, 1987 b, 1988 , 1989, 1990).

La gran aceptación del Vallesiense como división biocronológica del Mioceno superior continental no ha impedido que se planteen para esta división los mismos problemas que para otras similares: La definición precisa de sus límites, su subdivisión, su reconocimiento en regiones alejadas de la zona en que se definió y su correlación con las escalas marinas.

#### 5.2.2.2. Límites inferior y superior del Vallesiense en la Península Ibérica

Los límites y subdivisiones biocronológicos actualmente aceptados para el Vallesiense ibérico, son más precisos que los inicialmente establecidos por Crusafont (1950). La definición del Vallesiense es evidentemente interdependiente con las del Aragoniense y Turolense. Por ello las discusiones y convenios en torno a cada una de estas divisiones afectan en cierta medida a las restantes.

Dentro de la escala biocronológica europea (Mein, 1975; ver de Bruijn *et al*, 1992, figs. 5.1 a 5.3) el límite Aragoniense-Vallesiense es el mismo que entre las edades mastológicas Astaraciense y Vallesiense. Este límite se corresponde con el límite entre las biocronozonas MN -8 y MN-9, estando caracterizado el comienzo de esta última por la primera aparición en Europa de *Hipparion*. El reconocimiento en Iberia de este límite biocronológico, establecido por Crusafont (1950) y aceptado por general consenso, no presenta en principio ningún problema especial. De hecho la definición por Mein (1975) de las biocronozonas MN-8 y MN-9 partía de la base de hacer coincidir su límite con el Astaraciense-Vallesiense y varias faunas españolas estaban incluidas como características de esas biocronozonas.

En lo que se refiere al piso continental Aragoniense, las sucesivas definiciones (Daams *et al.*, 1977) y redefiniciones (Daams y Freudenthal, 1981,1990) que ha experimentado no han afectado hasta la fecha la aceptación general del hecho de que su límite superior está también fijado en la primera aparición (*First Appearance Datum*) de *Hipparion* (De Bruijn *et al*, 1992). A pesar de ello merece resaltarse que la utilidad del biohorizonte del *First Appearance Datum* (FAD) de *Hipparion* ha sido discutida (Daams y Freudenthal, 1990) y que se han realizado propuestas alternativas de modificación del límite inferior del Vallesiense (García Moreno, 1988).

Las cuencas ibéricas en las cuales se ha intentado caracterizar con distintos grados de precisión el tránsito Aragoniense-Vallesiense son las del Vallès-Penedès, Duero y Calatayud-Daroca (fig. 5.4 y fig. 5.5). Hasta la fecha, aparte de las cuencas del Vallès-Penedès y del Duero, las sucesiones aparentemente más favorables para la definición del límite Aragoniense-Vallesiense eran las de Calatayud-Daroca. En esas sucesiones han sido definidas nueve biozonas locales (desde la "A" hasta la "I", Daams y Freudenthal, 1981) que comprenden desde el Aragoniense inferior al Vallesiense inferior. El tránsito Aragoniense-Vallesiense en esta zona vendría representado según esos autores (Daams y Freudenthal, 1990) por el límite que separa las biozonas locales G (equivalente a la biocronozona de Mein MN-7+8) y H (equivalente a la biocronozona de Mein MN-9). La base de la biozona local H también corresponde en principio a la aparición de *Hipparion* en esa cuenca. Sin embargo en opinión de otros autores (Agustí, 1994 com. personal) no es descartable la existencia de una pequeña laguna biocronológica en las sucesiones de las cuencas de Teruel, lo que implicaría que el límite Aragoniense-Vallesiense, desde un punto de vista biocronológico, no habría podido ser bien definido allí. De hecho el estudio magnetoestratigráfico de las sucesiones tipo del Aragoniense de Calatayud-Daroca (Krijgsman *et al.*, 1994) ha permitido datar cronológicamente la mayor parte de las diversas biozonas del Aragoniense, pero no ha incluido el límite Aragoniense-Vallesiense.

El límite Vallesiense-Turolense, dentro de la escala biocronológica europea de Mein (ver de Bruijn *et al.*, 1992) está caracterizado por la primera aparición del Múrido *Parapodemus lugdunensis* que sucede y/o substituye a *Progonomys*. La confirmación de este criterio es uno de los resultados de las discusiones realizadas en el recientemente celebrado Simposio sobre el Vallesiense de Sabadell (Agustí, com. personal 1995). Este límite biocronológico, establecido por convenio, no es discutido y no presenta ningún problema especial aparte del correcto reconocimiento de los Múridos utilizados como marcadores del biohorizonte limitante.

Las cuencas ibéricas en las cuales es posible caracterizar con distintos grados de precisión el tránsito Vallesiense-Turolense son las de Teruel y del Vallès-Penedès. Hasta la fecha las sucesiones aparentemente más favorables para la definición del límite son las de Teruel (fig. 5-5).

#### 5.2.2.3. Subdivisiones del Vallesiense en la Península Ibérica

Crusafont (1950) ya propuso la existencia de un Vallesiense inferior diferenciado de un Vallesiense superior. El primero fue caracterizado por las faunas de Can Ponsic y Hostalets de Pierola y, años más tarde, por la riquísima asociación paleofaunística de Can Llobateres. Esta pasó a ser la localidad de referencia básica para el Vallesiense inferior europeo. El

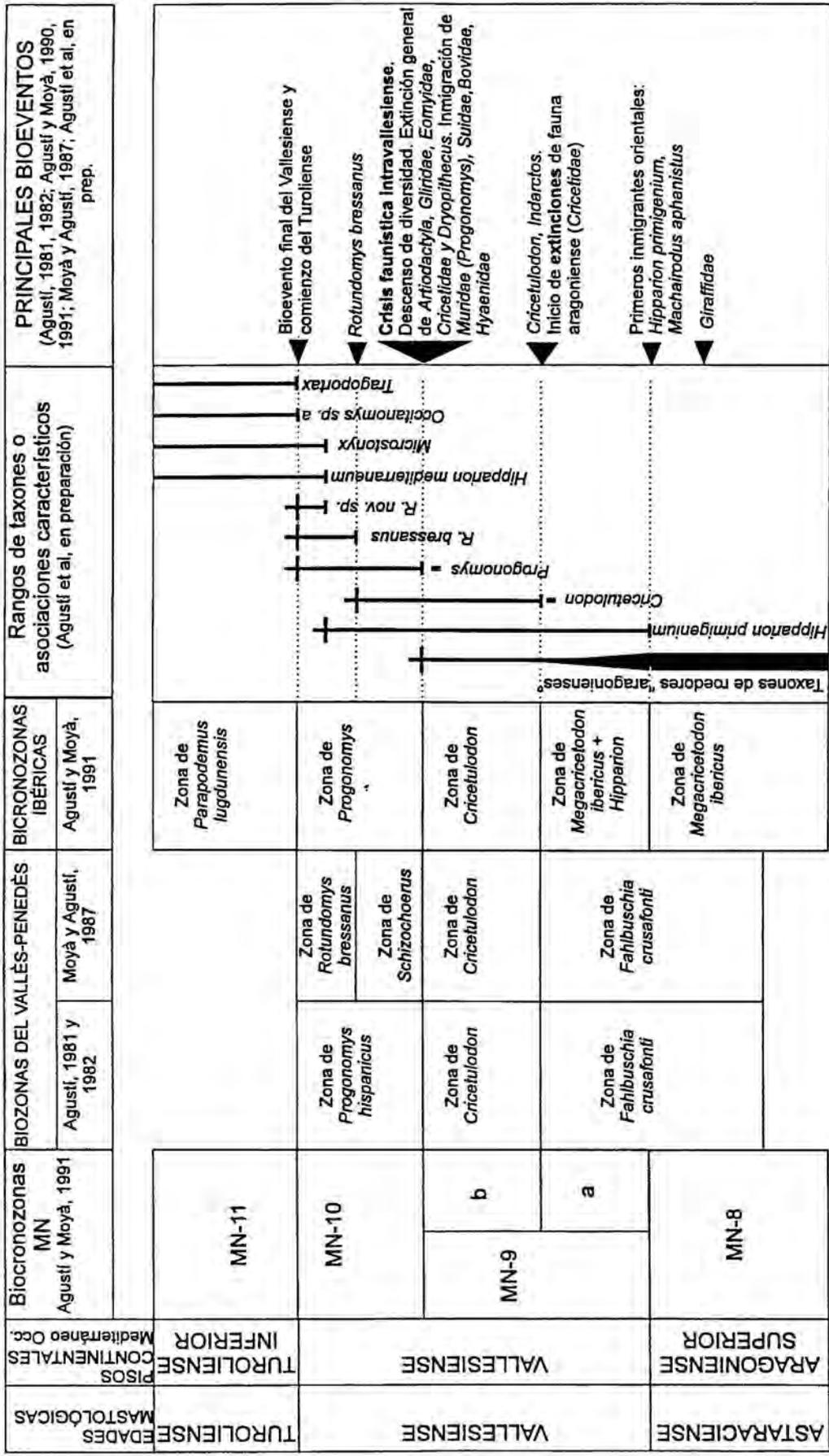


Figura 5.4: Cuadro de biocronozonación y principales bioeventos registrados en el Mioceno medio y superior de la Cuenca del Vallès-Penedès.

Vallesiense superior estaba representado por la asociación de fósiles reconocidas en varias localidades de Viladecavalls (La Tarumba, Can Trullàs, Can Purull, etc).

Esta subdivisión del Vallesiense fue mantenida a grandes rasgos por Mein (1975) cuando estableció sus biozonas MN-9 y MN-10 en las que incluyó varias asociaciones faunísticas de cuencas ibéricas. En Iberia, para la biozona MN-9 seleccionó como características las faunas de Nombrevilla, Hostalets superior, Can Ponsic I, Can Llobateres y Pedregueras II. Para la biozona MN-10 seleccionó las de Viladecavalls y Masía del Barbo (fig. 5.1).

En Iberia, como en otras zonas de Europa y de las regiones circunmediterráneas la biozona inferior del Vallesiense (MN-9) incluía las faunas fósiles de composición "miocénica media" que ya incluyeran *Hipparion*, o que pudiera demostrarse que eran equivalentes a otras faunas que lo contuvieran. También se incluyeron en la MN-9 las asociaciones posteriores en las que se registraba la desaparición de algunos elementos faunísticos y la aparición de nuevas formas inmigradas (especialmente el cricétido *Cricetulodon*).

La biozona superior del Vallesiense (MN-10) incluía faunas cuya composición variaba drásticamente respecto a la preexistente. En Europa Occidental su base quedaba caracterizada entre otros rasgos, por la aparición generalizada de formas de roedores y de macromamíferos inmigrantes (múridos del género *Progonomys*, suidos, bóvidos, etc). El techo de la biozona MN-10 venía marcado por una renovación de las faunas de roedores que incluía entre otros elementos, la desaparición de *Progonomys* y su sustitución más o menos gradual por otros múridos (*Parapodemus*, etc).

A la propuesta inicial de las biozonas MN y de atribución de localidades a las mismas (Mein, 1975) siguieron otras (Alberdi y Aguirre, 1976) y, más recientemente, se han producido revisiones en las que se modifican en alguna medida las atribuciones iniciales de algunas localidades y se suprimen o substituyen algunas (Mein, 1990; De Bruijn *et al*, 1992). Sin embargo, los criterios básicos de definición de las biozonas MN-9 y MN-10 del Vallesiense no han experimentado cambios sustanciales.

#### 5.2.2.4. Las subdivisiones del Vallesiense en el Vallès-Penedès

Teniendo en cuenta que las sucesiones consideradas típicas del Vallesiense fueron definidas en esta cuenca, el estado de su conocimiento hasta la fecha es un importante hecho a considerar (fig. 5.4 y fig. 5.5).

Como se ha indicado en el apartado de bioestratigrafía, las subdivisiones de las sucesiones Vallesienses en la cuenca del Vallès-Penedès han sido esencialmente de carácter

EDADES MASTOLÓGICAS		PISOS CONTINENTALES		BIOCRONOZONAS Y CENOZONAS	
TURSE	VALLESIENSE	TURSE	VALLESIENSE	ZONAS MN Agustí y Moyá, 1991	PENÍNSULA IBÉRICA Agustí y Moyá, 1991
				MN 11	Zona de <i>Parapodemus lugdunensis</i>
TURSE	VALLESIENSE	TURSE	VALLESIENSE	MN 10	Zona de <i>Progonomys</i>
				MN 9 b	Zona de <i>Cricetulodon</i>
					MN 9a
TURSE	VALLESIENSE	TURSE	VALLESIENSE	MN 8	Zona de <i>Megacricetodon ibericus</i>
				MN 7	Zona de <i>Megacricetodon crusafonti</i>
				MN 6	Zona de <i>Megacricetodon gersii</i>
ORLEANIENSE				MN 5	Zona de <i>M. collongensis</i>

EDADES MASTOLÓGICAS		PISOS CONTINENTALES		BIOCRONOZONAS Y CENOZONAS	
TURSE	VALLESIENSE	TURSE	VALLESIENSE	CALATAYUD DAROCA Y TERUEL, Daams y Freudenthal, 1988; Van de Weerd, 1976	CUENCA DEL DUERO García Moreno, 1988
				Zona de <i>Parapodemus lugdunensis</i>	Zona de <i>Progonomys hispanicus</i>
TURSE	VALLESIENSE	TURSE	VALLESIENSE	I	Zona de <i>Cricetulodon hartenbergeri</i>
				H	Zona de <i>Megacricetodon ibericus</i>
				G3	.....
TURSE	VALLESIENSE	TURSE	VALLESIENSE	G2	Zona de <i>Megacricetodon lopezae</i>
				G1	.....
				F	Zona de <i>Megacricetodon gersii</i>
ORLEANIENSE				E	

Figura 5.5: Cuadro de relaciones entre unidades biocronológicas del Aragoniense superior, Vallesiense y Turolense inferior de la Península Ibérica

biocronológico, si bien siempre han tenido presente la distribución estratigráfica general de las asociaciones paleofaunísticas sobre las que se basaban. Este control estratigráfico sin embargo, estaba en parte mediatizado por la ausencia de estudios detallados de las sucesiones que contenían las localidades paleomastológicas y por el hecho de que éstas se encontraban a veces incluidas en bloques separados delimitados por fallas (Agustí *et al.*, 1985).

Tal como se ha indicado, Crusafont (1950) ya propuso la existencia de un Vallesiense inferior diferenciado de un Vallesiense superior. El primero fue caracterizado por las faunas de Can Ponsic y Hostalets de Pierola y, años más tarde, por la asociación paleofaunística de Can Llobateres. El Vallesiense superior estaba representado por la asociación de fósiles reconocidas en localidades del Vallès occidental. Estudios posteriores sobre diversos grupos de mamíferos (suiformes, Golpe 1972, 1974; rinocerótidos, Santafé, 1978; insectívoros, Gibert, 1974) perfilaron con mayor detalle las características de las asociaciones reconocidas.

En las sucesiones sobre las que se definió el Vallesiense, Agustí (1981 y 1982 a y 1982 b) estableció biozonas basadas en roedores que permitieron una subdivisión más refinada: Biozonas de *Fahlbuschia crusafonti*+*Hipparion*, de *Cricetulodon* y de *Progonomys hispanicus*. Agustí *et al.* (1985) mantienen las biozonas ya previamente definidas, proponiendo un marco litoestratigráfico general para las mismas, pero sin precisar rangos de distribución en las sucesiones. Posteriormente Agustí *et al.*, (1984) y Moya y Agustí (1987) a partir de un análisis detallado de la macrofauna y las faunas de roedores e insectívoros del Vallès-Penedès, formalizaron cuatro divisiones biocronológicas en las sucesiones del Vallesiense, denominadas a partir de las formas de mamíferos consideradas características: Biozonas de *Fahlbuschia crusafonti*+*Hipparion*, de *Cricetulodon*, de *Schizochoerus* y de *Rotundomys bressanus*. Agustí y Moya (1991) al proponer una biozonación general para el conjunto de las faunas miocénicas ibéricas sugieren otra denominación para las biozonas vallesienses: Biozona de *Megacricetodon ibericus*+*Hipparion* (equivalente a la biozona MN-9a), Biozona de *Cricetulodon* (Biozona MN-9b) y Biozona de *Progonomys* (Biozona MN-10). Esta última subdividible en el Vallès en dos zonas teniendo en cuenta la presencia de *Cricetulodon* o de *Rotundomys bressanus* en asociación con distintas formas de *Progonomys*.

En diversas contribuciones sobre el Vallesiense del Vallès-Penedès (Agusti, 1978, 1981, 1982 a, 1982 b, 1988, 1990; Agustí y Moyá, 1990, 1991; Moyà y Agustí, 1987) se destacan varios hechos de interés (fig. 5-4):

1) La aparición de *Hipparion* en las asociaciones paleomastológicas de la cuenca no lleva asociado un cambio drástico de la fauna de mamíferos. Por el contrario las faunas de roedores asociadas a *Hipparion* siguen siendo las mismas que las propias del Aragoniense

superior.

2) Los primeros cambios faunísticos apreciables (primera extinción de parte de los cricétidos aragoneses) tiene lugar cuando se registra la aparición de *Cricetulodon*.

3) El cambio más dramático en la fauna de mamíferos se produce en el tránsito desde la biozona de *Cricetulodon* (MN-9b) a la de *Progonomys* (MN-10), momento en el que se produce un descenso de diversidad muy acusado, el múrido *Progonomys* se hace dominante en las asociaciones de roedores y aparecen numerosas formas de suidos, antílopes, bóvidos, etc. La aparición por inmigración de estos elementos faunísticos, de origen oriental, marcaría un cambio radical de condiciones paleoambientales.

#### 5.2.2.5. Subdivisiones del Vallesiense en otras cuencas de la Península Ibérica.

Aparte de en la cuenca del Vallès-Penedès el Vallesiense ha sido también bien caracterizado en otras cuencas ibéricas, como en las sucesiones de Calatayud-Daroca y Teruel y en las del Duero (fig. 5.5). En otras en cambio está comparativamente poco representado o no tan bien registrado. Así en las cuencas del Ebro (Cuenca *et al.*, 1992; Agustí *et al.*, 1994); del Tajo (Sesé *et al.*, 1990; Sanz *et al.*, 1992; Morales *et al.*, 1992); de La Cerdanya (Agustí y Roca, 1987); de Seu d'Urgell-Ballestar (Agustí *et al.*, 1979); del Empordà (Gibert *et al.*, 1980; Agustí *et al.*, 1994); de Bicorp (Anadón *et al.*, 1994; Santiesteban *et al.*, 1994); y de Híjar (Calvo *et al.*, 1978).

Daams y Freudenthal (1981) subdividieron el Vallesiense inferior de las cuencas de la región aragonesa (Calatayud-Daroca y Teruel) en dos biozonas (fig. 5.5). La inferior (Biozona H), considerada inmediatamente superpuesta a la biozona G del Aragoniense superior, incluía las faunas de composición miocénica media pero conteniendo *Hipparion*. La superior (Biozona I) incluye las asociaciones caracterizadas por la presencia del cricétido *Cricetulodon*. Las biozonas H e I serían atribuibles a la biocronozona MN-9a y MN-9b respectivamente. El Vallesiense superior estaría representado en la cuenca de Teruel por la biozona de *Progonomys hispanicus* (MN-10) ya definida por van de Weerd (1976). Esta división ha sido mantenida hasta la fecha para las cuencas aragonesas por estos y otros autores (Daams y Van der Meulen 1983; Daams, Freudenthal y Alvarez, 1987; Daams y Freudenthal, 1988 y 1990).

García Moreno (1988) propone una subdivisión del Vallesiense de la cuenca del Duero en tres biozonas: de *Megacricetodon ibericus* (pro parte), de *Cricetulodon hartenbergeri* y de *Progonomys hispanicus* (fig. 5.5). García Moreno (1988) destaca la ausencia en la biozona de *M. ibericus* de restos de *Hipparion* que permitan definir con precisión el límite

biocronológico inferior del Vallesiense.

Del análisis de las biozonaciones establecidas en las diversas cuencas ibéricas, fuera del Vallès-Penedès por los citados autores cabe destacar varias conclusiones:

1) La aparición de *Hipparion* en las asociaciones paleomastológicas de las cuencas tampoco lleva asociado un cambio drástico de la fauna de mamíferos. Por el contrario, al igual que en el Vallès-Penedès, las faunas de roedores asociadas a *Hipparion* siguen siendo las mismas que las propias del Aragoniense superior. En algunas cuencas, como la del Duero, la aparición de *Hipparion* no se ha registrado, hasta la fecha, hasta dentro de la biozona de *Cricetulodon*. Este hecho, destacado por varios autores, es un indicio de que los procesos de dispersión de las faunas de mamíferos de pequeña y gran talla no siempre siguen pautas homogéneas (Moyà y Agustí, 1987). También indicaría para algunos una posible heterocronía de la llegada de *Hipparion* a los diversos dominios ibéricos (Daams y Freudenthal, 1990). Además plantea el problema del reconocimiento de la base del Vallesiense inferior a falta del criterio definidor del mismo.

2) Los primeros cambios faunísticos apreciables (primera extinción de parte de los cricétidos aragonienses) tienen lugar cuando se registra la aparición ya dominante de *Cricetulodon*.

3) El cambio más dramático en la fauna de mamíferos se produce en el tránsito desde la biozona de *Cricetulodon* (MN-9a) a la de *Progonomys* (Mn-10), momento en el que este múrido se hace dominante en las asociaciones. Su aparición marcaría un cambio radical de condiciones paleoambientales.

4) La composición faunística de las asociaciones vallesienses de la zona oriental de la Península ibérica y de las zonas más centrales (por ejemplo Ebro, Calatayud-Daroca, Tajo y Duero) denotan la existencia de una clara diferenciación biogeográfica (Agustí, 1978, 1981, 1982 y 1990; Alvarez Sierra *et al.*, 1987; Alberdi *et al.*, 1981 y 1984).

De todo ello cabe concluir que los principales bioeventos que acontecieron en el Vallesiense y que permiten su subdivisión, son en su mayor parte reconocidos en varias cuencas ibéricas pero que a pesar de ello existen ciertas diferencias entre las asociaciones reconocidas hasta la fecha

#### 5.2.2.6. Reconocimiento del Vallesiense en otras regiones

El reconocimiento y subdivisión del Vallesiense fuera de la Península Ibérica fue establecido a grandes rasgos por Mein (1975) cuando estableció sus biozonas MN-9 y MN-10 en las que incluyó asociaciones faunísticas de cuencas de diversas regiones (Norte de África, Francia, Europa Central y Oriental, Mediterráneo Oriental; fig. 5.1). Para cada región se propusieron localidades típicas, situadas de manera más o menos ajustada dentro de esas dos biocronozonas. La composición de las asociaciones faunísticas de las diversas regiones no era exactamente la misma. De hecho cuanto más alejadas de la región mediterránea más se diferenciaban de las asociaciones típicamente vallesienses de las que a veces eran sensiblemente distintas. Sin embargo era posible proponer una correlación biocronológica aproximada en base a algunos elementos faunísticos comunes.

En buena parte de Europa occidental y oriental la biocronozona inferior del Vallesiense (MN-9) incluiría las faunas fósiles de composición "miocénica media" que ya incluyeran *Hipparion*, o que pudiera demostrarse que eran equivalentes a otras faunas que lo contuvieran. También se incluyeron en la MN-9 las asociaciones posteriores en las que ya se registraba la desaparición de algunos elementos faunísticos y la aparición de nuevas formas inmigradas (especialmente el cricétido *Cricetulodon*).

La biozona superior del Vallesiense (MN-10) incluiría faunas cuya composición varía más drásticamente, aunque en diverso grado, respecto a la preexistente. En Europa Occidental su inicio es caracterizada entre otros rasgos, por la aparición generalizada de formas de roedores y de macromamíferos inmigrantes (múridos del género *Progonomys*, suidos, bóvidos, etc). El techo de la biozona MN-10 vendría marcado por una renovación de las faunas de roedores que incluiría entre otros elementos, la desaparición de *Progonomys* y su sustitución más o menos gradual por otros múridos (*Parapodemus*, etc).

Tal como se ha indicado, la composición faunística de las faunas de mamíferos vallesienses en otras regiones varía respecto a la reconocida en las sucesiones "típicas" del Vallès-Penedès o, más en general, del Mediterráneo y Europa Occidental. Este hecho crea algunos problemas, ya que puede llegarse a plantear hasta que punto las biocronozonas establecidas son realmente reconocibles y/o sincrónicas (de Bruijn *et al.*, 1992).

La significación y carácter sincrónico o heterocrónico de la aparición de *Hipparion* en las regiones europeas y circunmediterráneas, que marcaría por definición la base del Vallesiense, ha sido objeto de una acentuada polémica (ver Sen, 1990 para una síntesis y una discusión más detallada en el apartado correspondiente de esta memoria). El principal problema radicaría en la demostración de la mayor o menor isocronía de esta aparición y hasta qué

ambitos geográficos fuera de las regiones más características, podría ser aceptada.

En cada región considerada, fuera de Iberia, los problemas y posibilidades de establecer claras relaciones con las faunas vallesienses "típicas" son diversos:

#### *Europa occidental*

En Europa occidental el principal problema para confirmar la utilidad del esquema biocronológico del Vallesiense es el desconocimiento sobre las faunas del Vallesiense inferior en Francia y la escasez de registro del mismo en Alemania y otros países vecinos. En general las faunas del Aragoniense superior y Vallesiense inferior de Europa Occidental e Iberia no difieren en exceso, conteniendo elementos faunísticos comunes e incluso cierta similitud de proporción en su composición (Agustí y Moya, 1990). Las faunas del Vallesiense superior de esta región muestran en cambio ciertas diferencias. Aunque en Europa los muridos (*Progonomys*) son el elemento dominante de las faunas de roedores del Vallesiense superior, se detecta una mayor persistencia de Eomyidae y de algunas formas de Gliridae que no se registran en Iberia. A pesar de ello la fauna de macromamíferos es muy similar por lo que la tendencia de cambio general detectada en Iberia puede considerarse extensible a las regiones de Europa Occidental (Agustí y Moya, 1990).

#### *Mediterráneo oriental*

El registro de faunas vallesienses en el Mediterráneo oriental (Grecia, Turquía) indica claramente una escasa semejanza con las de Iberia y Europa occidental, si bien todavía es comparable a partir de algunos elementos comunes: el équido *Hipparion*, el Cricétido *Cricetulodon* y el Múrido *Progonomys*. La biocronozona de *Cricetulodon*, definida en Iberia (Agustí, 1981, 1982, Agustí y Moya, 1991) ha sido reconocida en Grecia (Bruijn, 1988) y Turquía (Unay y de Bruijn, 1984), sugiriendo una potencial posibilidad de correlación (fig. 5.6). La presencia de *Progonomys*, que define una biozona muy característica en Iberia (van de Weerd, 1976) y ampliamente reconocida en cuencas de Europa Occidental (Agustí y Moya, 1991), es también reconocida en Grecia y Turquía (Unay y de Bruijn, 1984). Sin embargo su presencia y desarrollo máximo tiene lugar quizá con anterioridad. Por ello, aun existiendo la posibilidad de una cierta correlación a nivel biocronológico ésta adolece de dificultades. Las dataciones radiométricas y magnetoestratigráficas serían en este caso de gran ayuda para establecer las posibles correspondencias.

#### *El Parathetys*

En la región del Paratethys Central (dominio alpino-carpático) la aparición de *Hipparion* se

PENÍNSULA IBÉRICA López et al, 1986	TURQUÍA Unay y De Bruijn, 1984
Biocronozona de <i>Progonomys hispánicus</i>	Biocronozona E ( <i>Progonomys</i> y <i>Parapodemus</i> )
	Biocronozona D ( <i>Progonomys</i> )
Biocronozona de <i>Cricetulodon hartenbergeri</i>	Biocronozona C ( <i>Cricetulodon</i> )
Biocronozona de <i>Megacricetodon ibericus</i>	Biocronozona B ( <i>Megacricetodon</i> )
Faunas con dos especies de <i>Megacricetodon</i>	

Hipparion →

Figura 5.6: Cuadro de relaciones biocronológicas del Vallesiense entre el Mediterráneo occidental (Península Ibérica) y el Mediterráneo oriental (Turquía). Adaptado de Daams y Freudenthal (1990).

situaría en el lapso de tiempo correspondiente a la base del piso Pannoniense (equivalente a grandes rasgos a la parte inferior del Tortoniense) y ha sido datada de manera estimativa en 11.2 m.a. (Rögl, 1995). En el Parathetys oriental esa misma aparición se situaría en la parte alta del Bessarabiense. Los datos paleomagnéticos existentes en esa zona son contradictorios y poco contrastables y no permiten una estimación más precisa (Chepalyga *et al.*, 1985; Pevzner y Vagenheim, 1993).

Los datos sobre las faunas del Paratethys Central (cuenca de Viena) permiten reconocer numerosos elementos comunes entre el Vallesiense inferior y el superior de esta región y la del Mediterráneo Occidental, si bien también se reconocen notables diferencias en el rango biocronológico de varios taxones de Múridos y Cricétidos, entre otros. En el Paratethys central los mayores cambios faunísticos parecen haber tenido lugar hacia el final de la biozona MN-10 (Daxner-Höck, 1995 en prensa). En el Paratethys oriental es más difícil precisar estos hechos (Pevzner y Vagenheim, 1993)

*África y Asia*

En África la existencia de faunas vallesienses bien reconocidas como tales se limitan posiblemente a parte del Vallesiense inferior y al superior del Norte de África donde la biocronozona de *Progonomys*, en la que también se reconoce la presencia de *Hipparion*, aparece bien definida. Bou Hanifia en Argelia (Sen 1990); la Fm Beglia en Túnez (Robinson, 1986) y Oued Zra (Jaeger *et al.*, 1977) serían las localidades o sucesiones más características.

En África Oriental se han señalado faunas miocénicas de edades posiblemente equivalentes a las faunas vallesienses del área mediterránea: Formación Ngorora, Nakali en Kenya (Thomas, 1979; Thomas y Petter, 1986; Bishop y Pickford, 1975); Formación Chorora, en Etiopía (Tiercelin *et al.*, 1979). Agustí y Moya (1990) señalan las diferencias existentes entre las faunas de macromamíferos africanas y perimediterráneas. Como en los casos anteriores existe la posibilidad de una cierta correlación biocronológica a partir de la presencia de *Hipparion* y algunas otras formas comunes. Esta correlación vendría apoyada adicionalmente por algunos datos paleomagnéticos y geocronológicos (Tauxe *et al.*, 1985; Deino *et al.*, 1990).

En China, las faunas miocénicas asimilables con el Vallesiense muestran una composición muy diferente y su débil correlación biocronológica se basa, casi exclusivamente, en la presencia de *Hipparion* (Quiu, 1990). Otro tanto cabe decir de las faunas miocénicas de los Siwalik (Pakistán, Potwar Plateau, al sur del Himalaya; Barry y Flynn, 1990; Jacobs *et al.*, 1990) donde los datos magnetoestratigráficos demuestran claramente el carácter coetáneo de parte de las asociaciones faunísticas allí reconocidas con las vallesienses.

#### 5.2.2.7. Los límites cronológicos del Vallesiense

Hasta la fecha no ha sido posible realizar dataciones radiométricas de las sucesiones aluviales miocénicas del área en que fue definido el Vallesiense (cuenca del Vallès-Penedès) debido a la ausencia o no reconocimiento en ella de intercalaciones de origen volcánico. Tampoco hasta la fecha se había planteado el desarrollo de un estudio magnetoestratigráfico de sus sucesiones.

En varias regiones (Turquía, Norte de África, Europa central) sí ha sido posible intentar la datación radiométrica de las asociaciones vallesienses inferiores. Sin embargo la imprecisión y los elevados rangos de error de las dataciones absolutas, que han sido utilizadas por los diversos autores desde la década de los setenta y hasta la actualidad para calibrar las faunas vallesienses, han causado a menudo importantes confusiones. Así la calibración radiométrica

de la localidad vallesiense inferior de Höweneg, en Baviera, llevó en su momento a aceptar que la base del Vallesiense se situaba en torno a los 12.5 Ma (Berggren y Van Couvering, 1974). Posteriormente esta atribución fue sensiblemente modificada a 10.8 Ma (Steininger *et al.*, 1995 en prensa) pero durante mucho tiempo ha pesado sensiblemente en la calibración cronológica del Vallesiense.

Recientemente Anadón *et al.* (1994 y 1995 en prensa) atribuyen a las sucesiones de la cuenca de Bicorn (Levante español) portadoras de una asociación faunística vallesiense con *Progonomys*, una edad de 9.6  $\pm$  0.3 m.a. Esta atribución cronológica se basa en la datación de niveles de cineritas intercalados en la sucesión y permitiría establecer por primera vez una edad aproximada para la biozona de *Progonomys* en el Mediterráneo occidental.

La datación magnetoestratigráfica hasta la fecha no ha aportado gran información, dada la escasez de sucesiones con yacimientos de vertebrados suficientemente largas, continuas y con litologías apropiadas para este tipo de análisis. A este respecto los intentos de calibración realizados sobre la base del estudio de sucesiones cortas y con imprecisiones en la localización de los yacimientos con respecto a la magnetoestratigrafía, han planteado numerosos problemas y resultados no bien contrastados (Sen *et al.* 1986; Sen, 1990).

En relación a la datación del límite superior del Vallesiense (o de la parte inferior del Turolense) se ha realizado tentativamente en diversas zonas del Mediterráneo Oriental y en Irán (Steininger *et al.*, 1995 en prensa).

El resumen de los datos considerados más fiables en torno a las dataciones radiométricas y/o magnetoestratigráficas del Vallesiense y de sus límites será más extensamente tratado en el apartado de correlación de la escala magnetoestratigráfica local del Vallès Occidental con la ETPM.

#### 5.2.2.8. La correlación del Vallesiense con las escalas de biozonación marinas

Las sucesiones aluviales del Vallès-Penedès que continene las faunas vallesienses están totalmente desconectadas de cualquier sucesión marina. Ello ha impedido establecer una correlación directa con las escalas marinas. Este hecho habría sido paliable a partir del reconocimiento en otras regiones de las faunas vallesienses en sucesiones de tránsito marino-continental mejor situadas al efecto. Sin embargo sus relaciones con facies marinas se han demostrado como no excesivamente frecuentes.

Aun en los casos en que se han observado relaciones directas entre sucesiones marinas con organismos planctónicos y continentales conteniendo faunas vallesienses, la larga duración

de la mayoría de las biozonas marinas (en especial la N-16) plausiblemente correspondientes al lapso de tiempo cubierto por el Vallesiense, causa una notable imprecisión a la hora de calibrar adecuadamente las biozonas basadas en los mamíferos.

La calibración radiométrica de las diversas localidades vallesienses inferiores europeas (en especial la de Höweneg) llevó en su momento a aceptar que la base del Vallesiense se situaba en torno a los 12.5 m.a (Berggren y Van Couvering, 1974). Posteriormente esta atribución fue sensiblemente modificada (ver discusión sobre la presunta isocronía del datum de *Hipparion*) pero a pesar de todo ha pesado sensiblemente en la correlación del Vallesiense con las correspondientes escalas marinas. De este modo Berggren y Van Couvering (1974) y Berggren *et al.* (1985) correlacionan la parte inferior del Vallesiense con el Serravalliense y sólo la parte superior es atribuida al Tortoniense inferior.

En otras escalas sintéticas (Steininger *et al.*, 1990) en las que el límite del Serravalliense superior no es coincidente por el propuesto por Berggren *et al.*, (1985 y 1987), se atribuye a la base del Vallesiense una edad de 11.5 m.a. (Sen, 90) y se lo correlaciona con la parte inferior del Tortoniense.

Las únicas localidades del Mediterráneo occidental en las que depósitos vallesienses están en relación más o menos directa con depósitos marinos o transicionales han sido reportados en Francia (Vaison-la Romaine-Mollans, Valle del Ródano, Guérin *et al.* 1972) en Túnez (Formación Beglia; Wiman, 1978 y Robinson, 1986) y en Argelia (Bou Hanifia, ver Sen 1990 para una síntesis). En el Mediterráneo Oriental la localidad de Kastellios Hill (Creta) y las de el Ravin de la Pluie y el Ravin de Zouave (Macedonia, Grecia), entre otras, también muestra relaciones entre sucesiones continentales con fauna vallesiense y depósitos marinos (Benda *et al.*, 1982; Steininger *et al.*, 1995 en prensa).

En el ámbito del Mediterráneo Occidental, en el Valle del Ródano, ha sido señalada la aparición de *Hipparion* en niveles aluviales intercalados en sucesiones marinas transicionales situadas por debajo de unidades marinas que incluían fósiles de foraminíferos planctónicos característicos de la biozona de Blow N-15 (Anglada, citado en Guérin *et al.*, 1972). Esta atribución cronológica no es recogida en las síntesis más recientes sobre el tema y no ha sido contrastado recientemente. Por la posición relativa de los restos paleontológicos dentro de la estratigrafía regional permite establecer que el Vallesiense de esa región puede ser en parte equivalente al Serravalliense terminal o al Tortoniense basal (conforme a las escalas de Berggren *et al.*, 1985 y 1987).

En la Fm. Beglia (Túnez) se han reconocido niveles con *Hipparion* relacionados con niveles marinos transicionales datados como Serravallienses. Sin embargo esta atribución (Wiman,

1978; Robinson, 1986) no ha sido confirmada recientemente.

En Bou Hanifia (Argelia) las localidades con fauna vallesiense superior, biozona MN-10, se encuentran en una unidad aluvial (Formación Bou Hanifia) que recubre discordantemente depósitos marinos atribuidos a la biozona N-13 de Blow y a las biozonas NN-6 NN-7 de nannoplancton (Ouda y Ameur, 1978 y Ameur *et al.*, 1979 citados por Sen, 1990). En la base de la unidad se han citado niveles marinos que podrían ser atribuidos a la biozona N-15 de Blow, hecho no contrastado con posterioridad (Sen, 1990). La formación Bou Hanifia es su vez recubierta discordantemente por depósitos marinos atribuidos al Tortoniense superior (Ouda y Ameur, 1978 citado en Sen, 1990). Los yacimientos conteniendo la asociación de *Hipparion* y *Progonomys* han sido citados 100 metros por encima de la discordancia sobre la que se apoya la formación. Estas relaciones no permiten establecer con gran precisión las relaciones entre las biozonas marinas y continentales, excepto afirmar que la asociación *Hipparion-Progonomys* en el Norte de África es claramente posterior a la biozona N-15 y anterior a un Tortoniense superior sin precisar. La datación radiométrica de la base de la unidad (12.03 +/- 0.25 Ma), situada 100 m por debajo de la localidad paleomastológica más baja no permitiría mayores precisiones.

En Kastellios Hill los datos bioestratigráficos de foraminíferos planctónicos recolectados en sucesiones marinas intercaladas con las continentales (De Bruijn y Zachariasse, 1979; Benda *et al.*, 1982) y las relaciones de éstas con las asociaciones paleomastológicas vallesienses (*Hipparion* y *Progonomys*, MN-10), permiten la correlación de esta fauna de mamíferos con la biozona de Blow N-16 (Tortoniense). Igual relación (Steininger *et al.*, 1995 en prensa) se observa en el Ravin de la Pluie y en el Ravin de Zouave (Macedonia, Grecia).

Concluyendo, los principales problemas para la correlación de las faunas vallesienses con las escalas estándar marinas son comunes a cualquier división biocronológica basada en organismos no marinos: El frecuente aislamiento de las sucesiones que contienen las asociaciones paleontológicas no marinas de las marinas. Sólo las dataciones radiométricas y las calibraciones magnetoestratigráficas pueden paliar este problema. Aun en las mejores condiciones (disponibilidad de datos bioestratigráficos, dataciones radiométricas y magnetozonación de las sucesiones) se plantea otro problema adicional: la variabilidad de los límites de los pisos marinos según los diversos autores consultados (ver por ejemplo Harland *et al.*, 1982 y 1989; Berggren *et al.*, 1985 y 1987; Haq *et al.*, 1987; Steininger *et al.*, 1989 y 1995 en prep; Hardenbol *et al.*, 1995 en prensa; Berggren *et al.*, 1995 en prensa). Otro problema adicional es la imprecisión de las posibles correlaciones, debido a la larga duración de algunas de las biozonas marinas que aparecen relacionadas con las biocronozonas del Vallesiense (por ejemplo la N-16 de Blow).

A modo de conclusión y al nivel de conocimiento existente, la base del Vallesiense ha sido situada desde el Serravaliense inferior hasta el Tortoniense inferior, mientras que su techo se ha situado usualmente dentro de la mitad inferior del Tortoniense.

#### 5.2.2.9. CONCLUSIONES.

El Vallesiense fue definido y considerado como un "piso" o edad mastológica (Crusafont, 1950; Fahlbusch, 1976). En su definición (Crusafont, 1950) se tuvo en cuenta el criterio de superposición estratigráfica (esencialmente en la cuenca del Vallès-Penedès). Esta definición, clara desde el punto de vista biocronológico, nunca fue formalizada ni se estableció un armazón litoestratigráfico que permitiera controlar con cierta precisión la superposición estratigráfica de las distintas asociaciones mastológicas que se iban reconociendo. A pesar de ello y de que los límites inferiores y superiores del Vallesiense no fueron definidos con precisión sobre las sucesiones estratigráficas, las localidades de referencia están situadas en sucesiones estratigráficas potencialmente correlacionables.

Las exigencias referidas a la definición de límites inferior y superior y a la necesaria ausencia de falta de registro podían potencialmente cumplirse, dado el contexto sedimentario en que se desarrollaron las sucesiones aluviales vallesienses en la depresión del Vallès-Penedès.

En lo referente a la bondad de la definición de las cenozonas de mamíferos, desde 1950 en que se propuso la definición del Vallesiense hasta su confirmación como edad mastológica (Fahlbusch, 1976) su rango biocronológico ha sido ajustado y definido con claridad, en torno a varios bioeventos bien reconocidos tanto en la misma cuenca del Vallès-Penedès como en diversas zonas de Europa y diversas regiones perimediterráneas (Agustí y Moyà, 1990 a) : llegada de *Hipparion*, renovación inicial de las faunas de roedores con la aparición de *Cricetulodon*, crisis faunística a comienzos de la biozona MN-10, con la expansión hacia el Mediterráneo Occidental del múrido *Progonomys* y, finalmente, su substitución gradual o rápida por *Parapodemus*, hecho que marcaría el inicio de la biocronozona MN-11 y del Turolense. Tal como se ha expuesto estos bioeventos, aun teniendo presente las variaciones en la composición faunística de las asociaciones de mamíferos (relacionadas con una compleja evolución paleogeográfica de la región del Tethys) permiten aceptar el Vallesiense como una división biocronológica válida y de hecho es ampliamente aceptado como tal. El solapamiento con el Aragonense y con el Turolense no existe inicialmente, teniendo presentes los criterios biocronológicos escogidos. Este hecho sin embargo debería ser necesariamente contrastado mediante un armazón cronológico independiente, a partir de la magnetoestratigrafía.

En conclusión el soporte biocronológico del Vallesiense esta bien contrastado y las divisiones utilizadas se han probado como útiles como mínimo a escala Europea y peri-mediterránea

(Agustí y Moya, 1987 y 1991). Sin embargo a pesar de este soporte biocronológico adecuado, hasta la fecha los límites inferior (el mínimo exigido para la definición de un piso mastológico según Lindsay y Tedford, 1990) y superior del piso adolecen de imprecisión debido al hecho de que en la cuenca del Vallès-Penedès no se había procedido a un estudio sistemático de la estratigrafía de las sucesiones Vallesienses ni de sus infrayacentes aragonesas y superiores turolenses. Esta dificultad ha sido remarcada por numerosos autores. Lindsay y Tedford (1990) refiriéndose al Vallesiense y al Turolense indican: "However, both of Crusafont's "stages" lacked the descriptive biostratigraphic foundation needed for establishment of chronostratigraphic units". Daams y Freudenthal (1990) indicaron a este respecto: "Therefore the Aragonian-Vallesian boundary should be reconsidered. We would recommend it be established on the basis of one or more micromammal events, recognizable in the entire Old World, or at least Europe...it is stressed that it should be defined in a section where both Upper Aragonian and Lower Vallesian faunas are present in stratigraphic superposition. These circumstances are not currently represented in the Calatayud-Teruel Basin, nor in Catalonia, but they are favorable in the Duero Basin". Esta opinión (Daams y Freudenthal, 1990) recoge la experiencia de trabajo personal de estos autores y de otros en las cuencas aragonesas (Calatayud-Daroca, Teruel) en las que el tránsito Aragoniense-Vallesiense no está bien representado a nivel biocronológico. También recoge una opinión que revela el grado de desconocimiento existente todavía en 1990 en la cuenca del Vallès-Penedès respecto a la estratigrafía de las sucesiones sedimentarias del Aragoniense y Vallesiense.

La conclusión extraíble del estado de conocimiento existente al inicio de esta Memoria era que a pesar de su potencialidad real, no se había procedido a un estudio sistemático de las sucesiones vallesienses que permitiera:

- a) Formalizar en su caso una unidad cronoestratigráfica continental, válida en términos generales para al menos Europa Occidental y con posibilidades de extenderse a regiones vecinas.
- b) Datar mediante magnetoestratigrafía los eventos biocronológicos y las biozonas reconocidos en la cuenca del Vallès-Penedès en el Vallesiense
- c) Establecer una correlación lo más fiable posible entre el Vallesiense y el o los correspondientes pisos de la escala cronoestratigráfica estándar.
- d) Intentar establecer las posibles relaciones entre los bioeventos reconocidos en el Vallesiense del Mediterráneo occidental y otras regiones continentales del hemisferio Norte.

El trabajo realizado en esta Memoria se orientó en parte a cubrir estos objetivos.

### **5.3. BIOESTRATIGRAFIA DEL VALLÈS OCCIDENTAL**

#### **5.3.1. ANTECEDENTES**

Los primeros hallazgos registrados de mamíferos fósiles en la depresión del Vallès-Penedès se remontan a fines del siglo XIX (Almera, 1898 y 1989). Posteriormente la importancia y riqueza de las faunas de mamíferos fósiles de las sucesiones continentales de la depresión fue puesta de relieve por numerosos autores. Entre ellos destacó la figura de Bataller (1918, 1924, 1928, 1938) que realizó una primera aproximación sistemática al estudio de esas faunas. No fue sin embargo hasta la década de los cuarenta e inicios de los cincuenta cuando las prospecciones y estudios paleontológicos llevados a cabo en colaboración por M. Crusafont, J. F. de Villalta y J. Truyols, empezaron a arrojar un mayor y más sistematizado conocimiento de las diversas asociaciones paleomastológicas existentes en la cuenca. Estos autores establecieron a comienzos de la década de los 50, la existencia en la cuenca del Vallès-Penedès de asociaciones de fósiles de mamíferos que se sucedían desde el Mioceno inferior hasta el superior.

El conocimiento de las faunas macro y micropaleomastológicas del Vallès Occidental, se incrementó notablemente desde la década de los sesenta y hasta la actualidad. Estudios posteriores sobre diversos grupos de mamíferos: suiformes (Golpe, 1972, 1974), rinocerótidos (Santafé, 1978), insectívoros (Gibert, 1974 y 1975), équidos (Alberdi, 1972 y 1974), roedores miomorfos (Agustí, 1978, 1981, 1982), roedores y esciuromorfos (Aldama, 1992), bóvidos (Moyà, 1983), primates (Crusafont y Hurzeler, 1961; Moyà y Köhler, 1994) complementaron y mejoraron las primeras contribuciones.

El estudio de las faunas de roedores (Agustí, 1981, 1982) en numerosas localidades (clásicas y nuevas) permitió establecer por primera vez una biozonación detallada, refinar las sucesiones paleofaunísticas y conocer mejor las diversas asociaciones que caracterizaban las sucesivas biocronozonas. Los límites y subdivisiones biocronológicas que se establecieron eran más precisos que los anteriormente definidos a partir de las asociaciones de macrofauna.

Las biozonaciones de las sucesiones miocénicas establecidas hasta la fecha en la cuenca del Vallès-Penedès han tenido presente dentro de lo posible la distribución estratigráfica general de las asociaciones paleofaunísticas que las caracterizaban (Agustí *et al.*, 1985). Este control estratigráfico sin embargo, estaba en parte mediatizado por la ausencia de estudios litoestratigráficos detallados de las sucesiones que contenían las localidades paleomastológicas. Además éstas eran difícilmente correlacionables entre sí, por el hecho de que se situaban en bloques delimitados por fallas de salto difícilmente precisable por falta de niveles guía (Agustí *et al.*, 1985).

Sintetizando las contribuciones puntuales y los diversos trabajos más generales desarrollados en la zona (Gibert, 1974; Agustí, 1978, 1981, 1982; Cabrera, 1979; Agustí y Cabrera, 1980; Agustí, 1981, 1982 a, 1982 b, 1983 y 1990; Agustí y Gibert, 1982; Agustí *et al.*, 1985; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1990 y 1991) se podían considerar bien establecidas las siguientes divisiones biocronológicas:

1) Desde el punto de vista de la biozonación de mamíferos neógenos de Mein (conforme a la última propuesta contenida en de Bruijn *et al.*, 1991) se habían reconocido las biocronozonas MN-4, MN-7+8, MN-9 y MN-10.

2) Las biocronozonas locales actualmente propuestas (Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1991) a partir de trabajos anteriormente realizados sobre las faunas locales de roedores fósiles (Agustí, 1978, 1981; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà, 1990 y 1991) y complementados con datos posteriores (Agustí *et al.* trabajos en curso) serían las siguientes: de *Megacricetodon primitivus* (equivalente a un Aragoniense inferior-medio, biozona MN-4); de *Megacricetodon ibericus* (Aragoniense superior, biozona MN-8 según la acepción de esta biocronozona defendida por Agustí y Moyà, 1991), de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion* (Vallesiense inferior, biozona MN-9 a según la acepción de esta biocronozona defendida por Agustí y Moyà, 1991), de *Cricetulodon* (Vallesiense inferior, biozona MN-9b) y de *Progonomys hispanicus* (Vallesiense superior, biozona MN-10). Esta última es desdoblable a partir de la aparición en su parte superior de *Rotundomys bressanus* (Agustí, 1981).

3) A la vista de lo anterior, las faunas mastológicas conocidas en el comienzo de este trabajo en el Mioceno medio y superior del Vallès Occidental se distribuían desde el Aragoniense superior hasta el Vallesiense, existiendo una laguna de información entre el Aragoniense inferior-medio y el superior, desconociéndose la existencia de las biocronozonas MN-5 y MN-6 (según las acepciones definidas por De Bruijn *et al.*, 1992) o bien de las biocronozonas MN-5, MN-6 y MN-7 (según las acepciones definidas por Agustí y Moyà., 1991).

En el esquema de la figura 2.5 se han situado las principales localidades paleomastológicas conocidas ya con anterioridad en el Vallès Occidental. Las más significativas que se encuentran en el Valle del Ripoll y sus inmediaciones son las localidades de Castell de Barberà, Santiga, Can Llobateres y Río Ripoll. En el sector de Terrasa-Sabadell-Sant Quirze se localizan las localidades de Sant Quirze, Can Ponsic, Can Casablanca, Can Perellada, Talud Norte Autopista, Talud Sur Autopista, Torrent de Febulines y Can Misert. Finalmente en el sector de Viladecavalls, con numerosas localidades distribuidas en un área relativamente reducida: La Tarumba, Can Turu, Can Trullàs, Ceràmicas Viladecavalls, etc. Las nuevas localidades incorporadas en este trabajo se encuentran todas ellas integradas en los perfiles

estratigráficos que igualmente se señalan en la figura 2.5.

### 5.3.2. BIOZONACIÓN LOCAL

A pesar de la abundancia de información paleomastológica procedente de las numerosas localidades previamente conocidas, las limitaciones para una correlación estratigráfica precisa entre los distintos conjuntos de localidades existentes planteó la necesidad de realizar dos tipos de tarea para llevar adelante los objetivos propuestos:

- 1) Levantamiento de una cartografía básica y de perfiles estratigráficos en sucesiones continuas lo más extensas posible. Para levantar la cartografía y los perfiles de detalle del transecto estudiado se contó con los mapas a escala 1/2000 correspondientes al proyecto de construcción de la autopista E-9 (BV-1462) entre Rubí y Terrassa.
- 2) Muestreo micro y macropaleomastológico preliminar centrado en los perfiles estratigráficos levantados, a fin de que los potenciales hallazgos quedaran correctamente fijados en un esquema estratigráfico común.

El desarrollo de los trabajos conducentes a la elaboración de esta tesis coincidió con el levantamiento por parte del Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya de la cartografía 1/10.000 de los depósitos neógenos existentes en la depresión, así como con las campañas de prospección y muestreo preliminar de mamíferos fósiles que a ese fin debía desempeñar el Instituto de Paleontología *Miquel Crusafont* de Sabadell. Ello permitió el desarrollo de una estrecha coordinación y cooperación en las tareas iniciales de prospección y muestreo preliminar que fueron realizadas de manera conjunta a lo largo de los perfiles estratigráficos propuestos y en sectores vecinos a ellos. Simultáneamente, algunas de las localidades clásicas ya conocidas con anterioridad fueron ubicadas en la cartografía y correlacionadas con los perfiles estratigráficos levantados.

Finalizada la etapa de prospección inicial se reconocieron un total de 35 puntos en los que potencialmente podían existir acumulaciones de fósiles. También se recolectaron materiales fósiles de macromamíferos allí donde fueron localizados y situados sobre las columnas estratigráficas. De este modo se contó con una serie de perfiles estratigráficos continuos cuyas potencias varían entre 30 y 400 metros, y en los cuales se pudo integrar los yacimientos de vertebrados fósiles. Este hecho constituía una mejora respecto a la situación preexistente, en la que las relaciones estratigráficas entre las distintas asociaciones de mamíferos fósiles no siempre podían ser establecidas con claridad.

En una fase subsiguiente el personal del Instituto de Paleontología *Miquel Crusafont* de

Sabadell procedió al muestreo y lavado intensivo para obtener muestras significativas de las asociaciones de roedores. Los perfiles muestreados fueron esencialmente los que se situaban en las inmediaciones y a lo largo del trazado de la autopista E-9 entre Rubí y Terrassa (Sector de Rubí, Bloque de Les Fonts y Montagut). También lo fueron los perfiles levantados en el Bloque de Viladecavalls y Terrassa, para completar la información bioestratigráfica con que se contaba ya en estas localidades. Fueron muestreados 25 puntos sobre las columnas estratigráficas, lavándose un peso equivalente a 5.000 kg de sedimento. Se obtuvieron resultados positivos en 16 nuevas localidades, reconociéndose hasta un total de 43 taxones que junto a otros previamente conocidos (Agustí, 1981, 1982; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moyà 1990, 1991) han sido utilizados (Agustí et al, trabajo en curso) para establecer una bioestratigrafía de las sucesiones estudiadas (fig. 5.7)

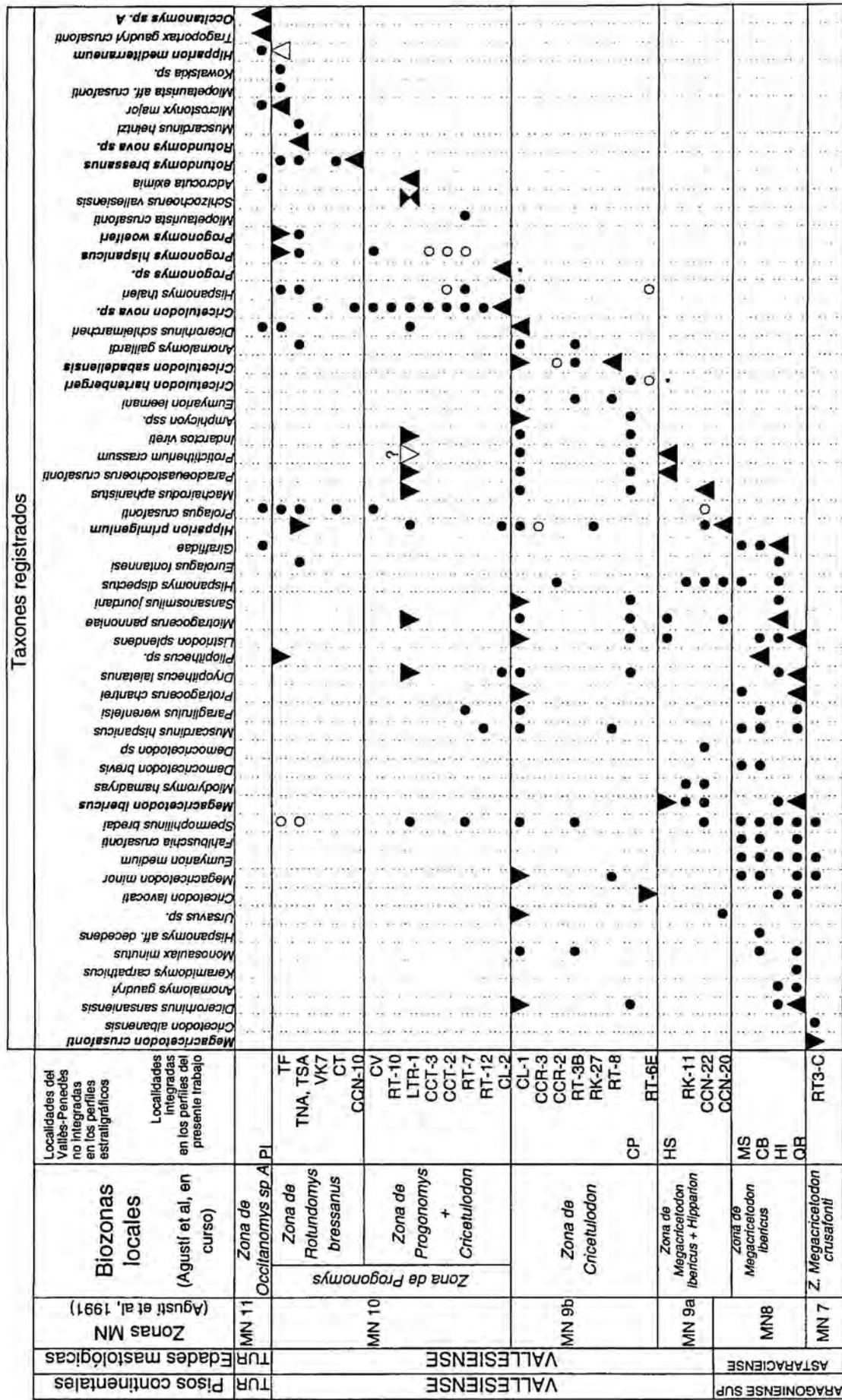


Figura 5.7: Cuadro de taxones reconocidos en las localidades del Vallès Occidental y el Penedès integradas en los perfiles magnetestratigráficos y en otras localidades especialmente significativas del Vallès-Penedès. Con triángulos se representan las primeras apariciones (vértice hacia arriba) y las últimas apariciones (vértice hacia abajo); con círculos negros las apariciones; círculo blanco las apariciones de especies atribuibles (cf) o afines (aff), y con un punto las apariciones puntuales tempranas. En negrita se han destacado los taxones más significativos. Localidades no integradas en los perfiles estratigráficos: PI: Piera; CP: Can Ponsic; HS: Hostalets Superior; CB: Castell de Barberà; HI: Hostalets Inferior; QR: Sant Quirze.

### 5.3.2.1. Relación de taxones

El estudio sistemático y determinación de las asociaciones recogidas fue realizado por el Instituto de Paleontología *Miquel Crusafont*. Hasta la fecha, en las sucesiones muestreadas y en algunas de las localidades previamente conocidas y consideradas como especialmente significativas se ha obtenido registro de la presencia de los siguientes taxones (según determinación de Agustí *et al.* in litteris):

#### INSECTIVORA

Insectivora indet

#### RODENTIA

##### *Cricetidae*

*Megacricetodon crusafonti*

*Megacricetodon minor*

*Megacricetodon ibericus*

*Cricetodon albanensis*

*Eumyarion medium*

*Eumyarion leemani*

*Fahlbuschia crusafonti*

*Democricetodon brevis*

*Democricetodon sp*

*Hispanomys aff. decedens*

*Hispanomys dispectus*

*Hispanomys thaleri*

*Cricetulodon hartenbergeri*

*Cricetulodon sabadellensis*

*Cricetulodon nova sp*

*Anomalomys gaudryi*

*Anomalomys gaillardi*

*Rotundomys bressanus*

*Rotundomys nova sp*

*Kowalskia sp*

##### Eomyidae

*Keramidomys carpathicus*

##### Gliridae

*Myodyromys hamadryas*

*Muscardinus heintzi*

*Muscardinus hispanicus*

*Paraglrulus werenfelsi*

##### Muridae

*Progonomys sp.*

*Progonomys woelferi*

*Bioestratigrafia del Vallès Occidental.*

*Progonomys hispanicus*

Sciuridae

*Spermophilinus bredai*

*Miopetaurista crusafonti*

*Miopetaurista aff. crusafonti*

Castoridae

*Monosaulax minutus*

LAGOMORPHA

*Prolagus crusafonti*

*Eurolagus fontannesi*

CARNIVORA

*Machairodus aphanistus*

*Ursavus sp*

PERISODACTYLA

Equidae

*Hipparion primigenium catalaunicum*

*Hipparion mediterraneum*

ARTIODACTYLA

Suidae

*Listriodon splendens*

Cervidae indet.

Giraffidae indet.

Bovidae

*Miotragocerus pannoniae*

La distribución actualmente conocida de los taxones enumerados en las localidades y sucesiones estudiadas, junto con taxones seleccionados de otras localidades consideradas características, se especifica en la figura 5.7. Estos resultados pueden verse sometidos a modificaciones de detalle, cuando se cuente con un mayor volumen de información. Debe tenerse presente que a pesar de la intensidad del muestreo, las listas de fauna aquí proporcionadas pueden ser incompletas, especialmente en lo que se refiere a la macrofauna, evidentemente mal representada en esas listas. Siempre que fue posible se recogieron los restos de macromamíferos reconocidos en asociación con los restos de micromamíferos o en niveles adyacentes. Esta manera de proceder era necesaria dado que algunas de las divisiones biocronológicas del Mioceno superior (concretamente la base del Vallesiense) sólo son reconocibles a partir de la presencia del équido *Hipparion*. En efecto la aparición de *Hipparion* tiene lugar en una etapa de estabilidad de las faunas de roedores por lo que la biozona definida a partir de los primeros registros de la aparición del équido tridáctilo *Hipparion*, (de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*) muestra una idéntica composición respecto a la anterior (de *Megacricetodon ibericus*), en lo que se refiere a la fauna de roedores (Agustí, 1981). Este hecho puede plantear problemas de discriminación, en aquellos casos en que sólo se cuente con una asociación de micromamíferos. Como se ha indicado, el muestreo intensivo repetido a lo largo de los distintos perfiles levantados en cada uno de los bloques (fig. 2.8) ha intentado minimizar las incertidumbres de orden tafonómico que residen siempre en la determinación del horizonte de aparición de un determinado taxón. Los restos de *Hipparion*, por otra parte, son relativamente abundantes, hecho que convierte a este taxón en particular en un elemento de biozonación muy útil.

Para paliar en parte la falta de representación de los taxones de macromamíferos, en el cuadro de la figura 5.7 se han añadido, junto a los taxones registrados en el muestreo, las distribuciones conocidas de algunos taxones de macromamíferos (Carnivora, Rhinocerotidae, Equidae, Suidae, Cervidae, Giraffidae y Bovidae) considerados especialmente como significativos para caracterizar los cambios faunísticos del Aragoniense superior y del Vallesiense.

Por lo que se refiere a la microfauna, cabe la posibilidad de algunos sesgos que pueden no ser estrictamente imputables al muestreo. En relación a los roedores, llama la atención el predominio neto de los Cricetidae (20 taxones), y la relativa baja diversidad y/o escasez de Gliridae (4 formas), Muridae (3 taxones), Sciuridae (3 taxones) y Castoridae (1 taxón). Por otra parte faltaban totalmente los Eomyidae. La total ausencia de representantes de esta última familia es llamativa, y explicable de diversas maneras. En primer lugar, la ausencia de este grupo en las sucesiones del Aragoniense terminal del Vallès Occidental sería consistente con lo observado en las sucesiones del Penedès (sector de Hostalets de Pierola) y relacionable con el desarrollo de una etapa de menor humedad climática (Agustí *et al.*,

1984; Agustí com personal, 1994). En segundo lugar podría existir también un cierto control de facies y paleoambientes sobre las tafocenosis de micromamíferos. Merece destacarse que la mayor parte de los puntos de muestreo de este trabajo se han situado en facies aluviales medias, distales y marginales, con predominio de condiciones de escasa "humedad". Este hecho podría explicar la ausencia de Eomyidae y Gliridae, grupos algunos de cuyos representantes son tradicionalmente asimilados a biotopos húmedos con abundante vegetación.

Un muestreo más intensivo sobre las localidades más adecuadas (por su edad y por las características de sus facies) quizá resuelva este punto en el futuro.

#### 5.3.2.2. Biozonas

A pesar del carácter en cierta medida provisional de las listas faunísticas hoy disponibles (Agustí *et al.*, trabajos en curso), las variaciones y cambios en la composición faunística reconocidos en las distintas localidades son lo suficientemente características como para establecer algunos puntos de interés:

1) Las asociaciones de vertebrados identificadas han permitido reconocer en sucesiones estratigráficas correlacionables entre sí las biocronozonas ya previamente establecidas en la cuenca (Agustí, 1981; Agustí *et al.*, 1985; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moya, 1991). Estas biozonas pueden ser consideradas a partir de este momento, en su mayor parte, unidades bioestratigráficas en sentido estricto, con su rango aproximado acotado en los correspondientes perfiles (figuras 4.1 y 4.2 del apartado de litoestratigrafía). De este modo ha sido posible ordenar y encuadrar los eventos biocronológicos y establecer un marco bioestratigráfico (Agustí *et al.*, trabajos en curso).

2) Los cambios paleofaunísticos observables en las sucesiones estratigráficas estudiadas son coherentes con los reconocidos previamente en la cuenca (Agustí, 1981; Agustí *et al.*, 1985; Moyà y Agustí, 1987; Agustí y Moya, 1991; ver la figura 5.4). Los distintos bioeventos a partir de los cuales se había establecido la biocronología de las faunas de mamíferos en el Vallès han sido reconocidos y situados sobre sucesiones correlacionables. Entre estos bioeventos cabe destacar:

a) la existencia de asociaciones de faunas de micromamíferos de "tipo" aragoniense superior (incluyendo los cricétidos *Megacricetodon ibericus*, *Megacricetodon minor*, *Fahlbuschia crusafonti* etc) en diversas localidades que aparecen junto con faunas de macromamíferos considerados inmigrantes: Giraffidae indeterminado, *Hipparion* (équido tridáctilo inmigrante en Eurasia desde Norteamérica y cuya primera aparición marcaría el inicio del Vallesiense) y *Machairodus* (Agustí y Moyà com. personal).

EDADES MASTOLÓGICAS	PISOS CONTINENTALES	BIOCRONOZONAS			BIOZONAS, CENOZONAS Y ACROZONAS LOCALES VALLÈS-PENEDÈS		
		MN		IBÉRICAS	Agustí, 1981 y 1982	Moyà y Agustí, 1987	Presente trabajo (Agustí et al, en curso)
		De Bruijn et al, 1992	Agustí y Moyà, 1991				
TUROLIENSE (Turólicco)	TUROLIENSE	MN 11	MN 11	Zona de Parapodemus lugdunensis			Zona de Occitanomys sp. A
VALLESIENSE (Vallésico)	VALLESIENSE SUPERIOR	MN 10	MN 10	Zona de Progonomys	Zona de Progonomys hispanicus	Zona de Rotundomys bressanus	Zona de Rotundomys bressanus
						Zona de Schizochoeerus	Zona de Progonomys + Cricetulodon
	VALLESIENSE INFERIOR	MN 9 b	MN 9 b	Zona de Cricetulodon	Zona de Cricetulodon	Zona de Cricetulodon	Zona de Cricetulodon
		MN 9 a	MN 9 a	Zona de Megacricetodon ibericus + Hipparion	Zona de Fahbuschia crusafonti	Zona de Fahbuschia crusafonti	Zona de Megacricetodon ibericus + Hipparion
ASTARACIENSE (Astarácico)	ARAGONIENSE SUPERIOR	MN 7+8	MN 8	Zona de Megacricetodon ibericus			
		MN 6	MN 7			Zona de Megacricetodon crusafonti	
		MN 6	MN 6				
ORLEANIENSE	ARAGONIENSE	MN 4	MN 4	Zona de Megacricetodon primitivus	Zona de Megacricetodon primitivus	Zona de Megacricetodon primitivus	Zona de Megacricetodon primitivus

Figura 5.8: Cuadro de síntesis de las biozonaciones propuestas para las sucesiones del Mioceno medio y superior de la Cuenca del Vallès-Penedès.

b) La aparición y expansión del cricétido *Cricetulodon*, hecho que ocurre asociado a un primer empobrecimiento de la fauna de cricétidos que existía en el Aragoniense superior (Agustí, 1981).

c) La aparición incipiente de *Progonomys*, un Muridae inmigrante que coexiste con *Cricetulodon nova sp* y cuya expansión se asocia a la desaparición de multitud de formas propias del Mioceno medio y a la instalación de una fauna relativamente pobre y poco diversificada, con numerosos elementos inmigrantes de origen oriental (Agustí, 1981).

d) La asociación de *Progonomys* con un nuevo cricétido inmigrante (*Rotundomys bressanus*) y con una forma de cricétido (*Rotundomys nova sp*) posiblemente autóctona (Agustí, com. personal 1994).

Por otra parte, los resultados del muestreo han permitido reconocer la existencia de asociaciones faunísticas nuevas para el Vallès Occidental. Este sería el caso de la localidad RT-3C, en la que la asociación de *Megacricetodon crusafonti* y *Cricetodon albanensis* indica la existencia de un Aragoniense superior equivalente a la biozona MN-6 alta según la acepción de De Bruijn *et al* (1992) o a la MN-7 según la acepción alternativa de Agustí y Moyà (1991). Esta asociación ya había sido señalada previamente en el Penedès (Agustí *et al*, 1985) pero no había sido reconocida todavía en el Vallès Occidental.

A la vista de lo anteriormente expuesto las unidades bioestratigráficas expuestas en la figura 5.7 pueden ser consideradas esencialmente como acrozonas concurrentes. Por orden cronológico y comenzando por las más antiguas, estas biozonas serían las siguientes:

#### **Biozona de *Megacricetodon primitivus* (Aragoniense inferior-medio, biozona MN-4)**

Dentro de esta biozona quedaría incluida una única localidad (Sant Mamet) cuya asociación faunística incluye entre otras numerosas formas de macro y micromamíferos los Cricetidae *Democricetodon hispanicus* y *Eumyarion weinfurteri* (Agustí *et al*, 1985). La ausencia de *Megacricetodon primitivus* introduciría una cierta inseguridad para precisar la mayor o menor modernidad de la asociación de Sant Mamet dentro de la biozona de *Megacricetodon primitivus*. Sin embargo no habría duda de su adscripción a la misma, especialmente teniendo en cuenta su posición estratigráfica en el contexto de la cuenca (ver apartado de magnetoestratigrafía).

**Biozona de *Megacricetodon crusafonti*** (Aragoniense medio-superior. Biozona MN-6 alta según acepción de de Bruijn *et al.*, 1992 o MN-7 según acepción de Agustí y Moyà, 1991)

Esta biozona estaría representada en las sucesiones estudiadas por una única localidad (RT-3 C, fig. 4.1) en la que se habría reconocido la asociación de *Megacricetodon crusafonti*, *Cricetodon albanensis*, *Eumyarion medium* y *Megacricetodon minor*.

El reconocimiento de esta asociación permite completar algo más el registro biocronológico en el Vallés Occidental y demostrar la existencia de faunas aragonesas intermedias entre las ya clásicamente conocidas del Aragoniense inferior y el superior de la cuenca (ver siguiente biozona).

**Biozona de *Megacricetodon ibericus*** (Aragoniense superior. Biozona MN-7+8 según acepción de de Bruijn *et al.*, 1992 o MN-8 según acepción de Agustí y Moyà, 1991).

En esta biozona se incluyen las asociaciones de numerosas localidades clásicas (Sant Quirze, Hostalets inferior, Castell de Barberà) y algunas nuevas (Can Missert) caracterizadas por asociaciones de cricétidos que incluirían *Cricetodon (Pararuscinomys) lavocati*, *Megacricetodon ibericus* y *Fahlbuschia crusafonti* como formas más características. Estas irían asociadas a otros cricétidos (*Eumyarion medium*, *Megacricetodon minor*, *Democricetodon brevis*, *Hispanomys dispectus* y *Anomalomys gaudryi*) así como a una notable variedad de Gliridae, Sciuridae y Castoridae.

En algunas localidades del Vallès Occidental (Castell de Barberà, Can Missert) este conjunto de microfauna va asociado a un Giraffidae indeterminado inmigrante cuya aparición precedió la de otros elementos de carácter similar (Agustí *et al.*, 1985).

**Biozona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*** (Vallesiense inferior. Biozona MN-9 según acepción de de Bruijn *et al.*, 1992 o MN-9a según acepción de Agustí y Moyà, 1991)

Esta biozona incluiría algunas localidades clásicas del Penedès (Hostalets superior), pero hasta la fecha no había sido reconocida en el Vallès Occidental. Las localidades claramente incluidas en esta biozona se situarían en el bloque de Montagut y en el de Les Fonts. Estas localidades son las que incluyen asociaciones con una fauna de roedores similar a la reconocida en la biozona anterior pero incluyendo *Hipparion* (Can Conill 20 y Can Conill 22 ) o bien, aunque no hayan librado *Hipparion*, aquellas que se sitúan por encima del primer registro de su aparición (RK-11). Junto a *Hipparion* se han reconocido simultáneamente otras formas de macromamíferos inmigrantes (*Machairodus*).

**Biozona de *Cricetulodon* (Vallesiense inferior, biozona MN-9b)**

Localidades de esta biozona se encontrarían representadas en la zona de Rubí (RT-3 B), bloque de Montagut (localidades RT-6E, RT-8 y RK-27) y bloque de Viladecavalls (Can Coromines 2 y 3). Las localidades clásicas de Can Ponsic, Santiga y Can Llobateres-1, con ricas asociaciones faunísticas de macro y microfauna, pertenecerían también a la misma.

El inicio de esta biozona (Agustí, 1981, 1982) viene marcado por el predominio del cricétido *Cricetulodon* (de hecho ya posiblemente existente como un elemento minoritario en la biozona anterior, Agustí *et al.*, 1985) y por un descenso significativo o desaparición de las formas de cricétidos más característicos de la biozona anterior.

A pesar de estos cambios, buena parte de la fauna de macro y micromamíferos existentes en la biozona anterior persistieron en esta biozona.

**Biozona de *Progonomys hispanicus* y *Cricetulodon* (Vallesiense superior. Biozona MN-10).**

Esta biozona integra un buen número de localidades clásicas en la zona de Viladecavalls (Can Purull, La Tarumba, Sant Miquel del Taudell) y otras más recientemente conocidas en el mismo sector (Cerámicas Viladecavalls) o entre el valle del Ripoll, Sabadell y Terrassa (el Riu Ripoll, Can Casablanca, Can Perelada, Santa Margarida). Los muestreos realizados más recientemente han permitido localizar varias nuevas localidades: Can Llobateres 2, RT-7 (en el bloque de Les Fonts), RT-12 y RT-10 (en el bloque de Montagut), Camí de Can Tarumbot 2 y 3 y La Tarumba -1.

El inicio de esta biozona (Agustí, 1981, 1982) viene marcado por el predominio del múrido *Progonomys* (de hecho ya existente como un elemento minoritario en la biozona anterior) y por una desaparición drástica de una gran parte de los elementos faunísticos preexistentes. De este modo se registra la extinción de la mayor parte de los Glíridos característicos del Mioceno medio, varios de los representantes de los cricétidos (*Eumyarion*, *Megacricetodon*) y los Eomyidae. Una interesante característica de esta biozona sería la aparición de una nueva especie de *Cricetulodon* (*Cricetulodon nova* sp ) diferenciable del de la biozona anterior y que coexistiría con *Progonomys*, caracterizando junto con él esta biozona (Agustí, com. personal, 1994).

Los elementos inmigrantes que sustituirían los preexistentes desde el Mioceno medio no serían muy numerosos pero su carácter los hace significativos. Junto a *Progonomys* aparecería *Schizochoerus* (suido de origen oriental) y *Adcrocuta* (Hyaenidae) de similar

carácter (Moyà y Agustí, 1987)

**Biozona de *Rotundomys bressanus* (Vallesiense superior. Biozona MN-10 b)**

Esta biozona incluye localidades previamente conocidas en la zona de Viladecavalls (Ctra. Olesa Viladecavalls km -7, Cerámicas Viladecavalls) y en las inmediaciones de Terrassa (Talud Norte Autopista, Talud Sur Autopista y Torrent de Febulines). Los muestreos realizados más recientemente han permitido localizar dos nuevas localidades: Can Turu en el sector de Viladecavalls, y Talud Sur Autopista 2 (TSA-2) en Terrassa.

El inicio de esta biozona (Agustí, 1981, 1982) viene marcado por la aparición de *Rotundomys bressanus*, un cricétido inmigrante que coexistiría con una forma autóctona (*Rotundomys nova sp.*, Agustí, com personal, 1994). Junto a estas formas habrían aparecido otras (*Hipparion cf mediterraneum*, *Microstonyx major*) que asemejarían la taxocenosis de macromamíferos de esta biozona a la reconocida posteriormente en el Turolense de la zona del Penedès. Esta, no reconocida en el Vallès Occidental por el momento, incluiría una fauna de macromamíferos con nuevos elementos distintivos (*Occitanomys sp A*, *Tragoportax gaudryi*, entre otros).

En el cuadro de la figura 5.8. se ilustran las relaciones entre la biozonación seguida en este trabajo y las biozonaciones anteriormente propuestas en la Cuenca del Vallès-Penedès.

## 6. MAGNETOESTRATIGRAFÍA

El capítulo de Magnetoestratigrafía está dividido en tres apartados fundamentales.

En el primer apartado se hace una revisión de las propiedades magnéticas de los sedimentos estudiados en este trabajo, a partir básicamente del análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), la Magnetización Remanente Isotérmica (MRI) y la Magnetización Remanente Natural (MRN). Los resultados se han presentado agrupado por tipos de facies sedimentaria, remarcando la estrecha relación o dependencia entre los diversos parámetros magnéticos y las características litológicas y sedimentológicas de las rocas.

En el apartado segundo se lleva a cabo el análisis de las direcciones de magnetización natural observadas en las rocas. Con el fin de ayudar a determinar la edad relativa de la magnetización se han llevado a cabo diversas pruebas de estabilidad tales como el test del pliegue y test del conglomerado. El test de la inversión de las direcciones también se ha probado de manera sistemática como medio objetivo de evaluar el grado de eficacia en el lavado y determinación de la magnetización característica. Para acabar se ha analizado también la relación entre las direcciones de magnetización y la ASM, encontrándose una dependencia directa entre ambos parámetros cuyo significado e implicaciones se discuten al final de este apartado. Todo el análisis de las direcciones de este apartado se hace a partir de las direcciones medias obtenidas para cada perfil magnetoestratigráfico, las cuales se detallan en el apartado tercero conjuntamente con los datos magnetoestratigráficos.

En el tercer y último apartado del capítulo se presentan los datos magnetoestratigráficos correspondientes a todos los perfiles estudiados conjuntamente con los datos direccionales: direcciones medias en cada perfil y parámetros estadísticos. Los datos se presentan agrupados

por bloques, tal como han sido diferenciados en el Capítulo 2. Al final de la presentación de los datos de cada bloque se discute la correlación magnetoestratigráfica entre los diversos perfiles que contiene.

## 6.1. LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS SEDIMENTOS.

El estudio de las propiedades magnéticas de las rocas en general y de los minerales portadores de la magnetización ha sido objeto de numerosas investigaciones y trabajos de síntesis (Collinson, 19983; Dunlop, 1972, 1981, 1986 y 1995; Krs *et al*, 1990 y 1992; Dekkers 1988; Lowrie *et al*, 1982; Lowrie 1990, Tucker, 1983, entre otros). Las propiedades magnéticas observables en las rocas residen fundamentalmente en un variado conjunto de minerales de hierro. Los minerales que manifiestan susceptibilidad magnética positiva se denominan paramagnéticos y se magnetizan según una dirección paralela al campo inductor. Si la susceptibilidad es negativa el material se denomina diamagnético, y la magnetización inducida será opuesta al campo inductor. El grupo de los silicatos de hierro, entre los que se cuentan biotitas, cloritas y otros minerales de la arcilla, presenta propiedades paramagnéticas y acostumbra a ser volumétricamente muy importante en sedimentos terrígenos. Su contribución a la susceptibilidad magnética total de la roca puede llegar a ser mayoritaria en estos tipos de sedimentos.

Entre los minerales con susceptibilidad positiva existe una pequeña fracción, en general volumétricamente mucho menos significativa, que además manifiesta *magnetización remanente* (ferromagnetismo). La magnetización remanente es aquella que permanece grabada en la roca incluso después de ser anulado o cambiado el campo que la ha inducido. Se entiende por magnetización remanente *estable* aquella que permanece por períodos de tiempo de escala geológica, y es susceptible por tanto de suministrar información paleomagnética.

En el presente capítulo se analizan las propiedades magnéticas de las litologías involucradas en este trabajo y su relación con el tipo de facies sedimentaria. A partir de la susceptibilidad magnética se obtiene información acerca de la fábrica magnética del sedimento y se extraen conclusiones acerca de su origen y factores que la determinan. Los análisis de Magnetización Remanente Isotérmica (MRI), por su parte, nos permitirán identificar la composición de la fracción ferromagnética y analizar las diferencias mineralógicas que se aprecian entre las distintas facies sedimentarias y unidades litoestratigráficas. Los experimentos de desmagnetización de la Magnetización Remanente Natural (MRN) aportan información sobre las direcciones paleomagnéticas registradas en la roca así como su estabilidad. La discusión sobre el significado de estas direcciones es un tema que no se aborda hasta el apartado siguiente (aptdo 6.2).

### 6.1.1. PARÁMETROS MAGNÉTICOS Y MÉTODOS DE ESTUDIO.

#### 6.1.1.1. Susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética expresa la capacidad de un material a ser magnetizado. Dicha capacidad no se manifiesta por igual en todas las direcciones, sino que depende tanto de la orientación de los ejes cristalográficos como de la forma externa de la partícula. Como consecuencia, las rocas presentan *Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)*. Cuando la ASM está condicionada por la forma externa (*anisotropía de forma*), la dirección de fácil magnetización (**K1**) coincide con la de máxima elongación del cristal, caso de la magnetita. Cuando la anisotropía es de origen cristalográfico, **K1** está contenido en el plano basal del cristal, caso de la hematites y los filosilicatos. La anisotropía intrínseca de las partículas ferro y paramagnéticas y su ordenación en el sedimento determinan la forma y orientación del elipsoide de ASM (*fábrica magnética*). El elipsoide de ASM está definido por los tres ejes principales de anisotropía, que son ortogonales y marcan las direcciones de susceptibilidad máxima (**K1**), intermedia (**K2**) y mínima (**K3**).

En sedimentos terrígenos, la tendencia de las partículas de hábito planar a yacer paralelas a la superficie de deposición origina una fábrica magnética de origen deposicional que se caracteriza por elipsoides obleados -forma de disco o lenticulo-, con **K1** y **K2** contenidos en el plano de estratificación y **K3** perpendicular a éste.

A partir de los módulos de los principales ejes de anisotropía (**K1**, **K2** y **K3**) se definen otros parámetros de uso muy extendido en el análisis de las fábricas magnéticas: la *lineación*  $L = K1/K2$ ; la *foliación*  $F = K2/K3$ ; los parámetros de *grado de anisotropía*  $P = K1/K3$  y  $P'$ :

$$P' = \exp[2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2)]^{\frac{1}{2}}$$

donde  $a_i = \ln(K_i/K_b)$  y  $K_b = (K1 + K2 + K3)/3$ ;

y el parámetro de *simetría de forma del elipsoide*  $T$  (Jelinek, 1981).

$$T = 2 \frac{\ln K2 - \ln K3}{\ln K1 - \ln K3} - 1$$

$T$  varía entre 1 y -1 y sirve para delimitar los campos de forma del elipsoide. Cuando el elipsoide de anisotropía es lenticular o planar (la foliación domina sobre la lineación)  $T$  es positivo y tanto más próximo a 1 cuanto más equidimensionales son los módulos de **K1** y **K2**. Cuando el elipsoide tiene forma de huso, la lineación domina sobre la foliación,  $T$  es

negativo y tanto más próximos a -1 cuanto más equidimensionales son los módulos de K2 y K3.

La determinación del elipsoide de ASM de una muestra en el laboratorio es relativamente rápida. Una buena aproximación se consigue mediante la medida de la susceptibilidad magnética en 15 posiciones determinadas de la muestra (Jelinek, 1981). La medida de la ASM no afecta la magnetización espontánea, por lo ésta puede obtenerse de las mismas muestras que posteriormente serán utilizadas en los experimentos de desmagnetización progresiva de la MRN.

En el presente estudio se ha medido la susceptibilidad de un mínimo de una muestra por cada nivel estratigráfico con la ayuda de un susceptibilímetro Kappabridge KLY-2. A partir de las medidas de ASM de todas las muestras de un perfil se ha determinado un elipsoide de anisotropía promedio. De esta manera se obtiene una estimación del grado de anisotropía y de la orientación media de los ejes principales de ASM para cada perfil estudiado. Esta información ha sido utilizada más adelante al estudiar la influencia de la fábrica sobre las direcciones de magnetización (Aptdo 6.2.3.).

#### 6.1.1.2. Magnetización Remanente Natural.

La suma de todos los momentos magnéticos contenidos en un volumen de roca se conoce como Magnetización Remanente Natural (MRN). En los sedimentos la fracción ferromagnética a menudo representa menos del 1<sup>o</sup>/<sub>100</sub> del volumen de roca, y está compuesta fundamentalmente por diferentes óxidos (titanomagnetita, titanomaghemita, titanohematites), hidróxidos (goethita) y sulfuros de hierro (greigita, pirrotita), entre otros.

La MRN en los sedimentos puede constar de diversas componentes. Se denomina magnetización remanente primaria aquella que registra el campo geomagnético del momento de formación de la roca. En sentido estricto, esta condición sólo la cumple la Magnetización Remanente Detrítica (MRD) que tiene lugar en la interfase agua/sedimento. Pero en la práctica se habla igualmente de magnetización primaria cuando ésta resulta bloqueada en las primeras etapas de enterramiento. De hecho, la mayor parte de la magnetización de origen detrítico necesita unas condiciones para el bloqueo que no se cumplen hasta que el sedimento no ha alcanzado un cierto grado de compactación. La profundidad a la cual se bloquea la MRD puede oscilar entre unos pocos centímetros (DeMenocal *et al*, 1990) a varios metros (Tauxe y Badgley, 1988), dependiendo básicamente de las condiciones del medio deposicional, tasas de acumulación y mineralogía. De la misma forma también puede considerarse primaria la Magnetización Remanente Química (MRQ) causada por la

precipitación química temprana de minerales ferromagnéticas (diagénesis y autogénesis).

Las magnetizaciones adquiridas con posterioridad a la formación de la roca se denominan magnetizaciones *secundarias*. En sedimentos relativamente recientes como los estudiados en este trabajo, la causa más común de magnetización secundaria está ligada a la alteración meteórica reciente. En general, la alteración da lugar al crecimiento de fases ferromagnéticas en estado oxidado tales como la gohetita o la hematites. Esta última, además, se caracteriza por una magnetización muy estable que puede fácilmente llegar a impedir la identificación de la magnetización primaria.

Otro tipo de magnetización secundaria es la Magnetización Remanente Viscosa (MRV). La MRV reside en la fracción ferromagnética más inestable y su intensidad es directamente proporcional al tiempo de exposición a un campo determinado. En general la MRV registra la dirección del campo geomagnético reciente y puede ser fácilmente eliminada a temperaturas bajas del orden de 100° o campos alternos de 100 Oe. No obstante se citan casos en que la MRV muestra una gran estabilidad sobre todo frente al tratamiento por campos alternos (Dunlop y Stirling, 1977).

Se asume que cada componente reside en una sola fase mineral, que se caracteriza por un rango de temperaturas de bloqueo y coercitividad particulares. Estas diferencias son las que nos permiten aislar en laboratorio las componentes de la MRN y calcular su módulo, dirección y sentido. En este trabajo, el análisis de las componentes de la MRN se ha llevado a cabo siguiendo los procedimientos estándar de desmagnetización progresiva, representación de datos en diagramas ortogonales de vectores (Zijderveld, 1967) y cálculo de direcciones mediante *análisis de componentes principales* (Kirschvink, 1980). Para cada muestra analizada se ha determinado el módulo y la dirección del vector de magnetización característica.

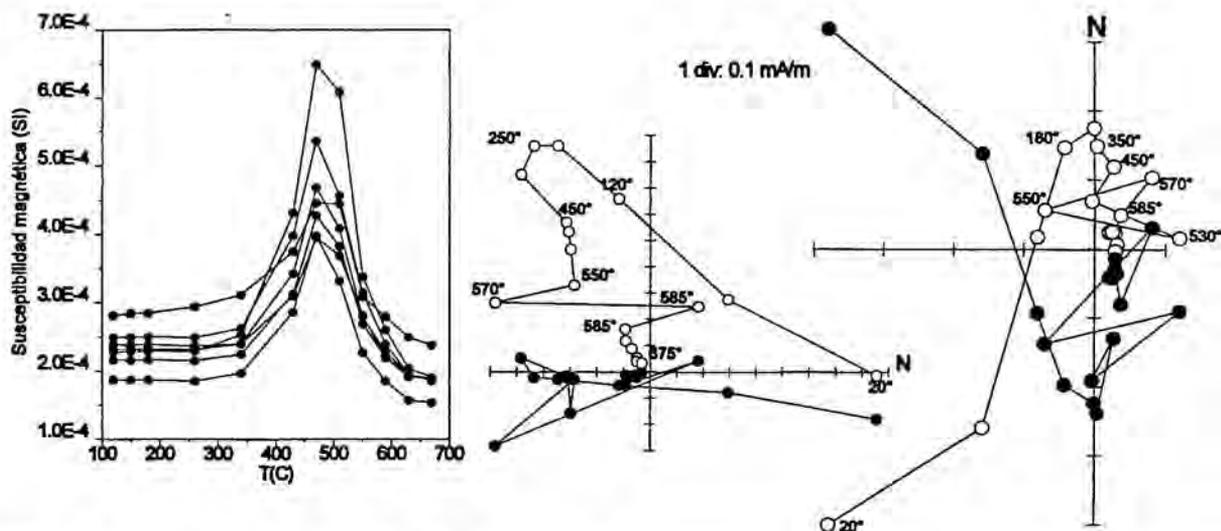
Dada la presencia abundante de fases de alta coercitividad como la hematites, la desmagnetización por campos alternos no ha sido utilizada extensivamente. El procedimiento de desmagnetización más utilizado ha sido térmico. Los intervalos de temperatura aplicados durante la desmagnetización han sido variables dependiendo del tipo de sedimento. A trazos generales, por debajo de 450°C los incrementos de temperatura durante la desmagnetización han oscilado entre 50°C en muestras piloto a 150°C en muestras de facies bien caracterizadas. A temperaturas por encima de 450° los pasos de desmagnetización se han mantenido más cortos con el objeto de intentar determinar con más detalle las temperaturas de desbloqueo de los minerales portadores de la MRN.

Durante la desmagnetización térmica un factor importante a tener en consideración es el

efecto que la temperatura tiene sobre la estabilidad química de los minerales de la roca. En rocas detríticas el calentamiento puede desencadenar una variada serie de reacciones químicas, desde la deshidratación de minerales como la gohetita, arcillas, etc. a la precipitación de nuevos minerales ferromagnéticos, que influyen en la magnetización de las muestras. Con el fin de detectar los posibles cambios mineralógicos inducidos por el calentamiento, una práctica habitual es la medida de la susceptibilidad a cada paso de desmagnetización (fig. 6.1). Los incrementos de la susceptibilidad magnética observados durante el calentamiento indican el crecimiento de nuevos minerales magnéticos en la roca. Durante el enfriamiento de las muestras los nuevos minerales pueden adquirir una magnetización termoremanente parcial (MRTp) cuya magnitud es dependiente en parte de la intensidad del campo magnético residual en el horno. Si la MRTp adquirida por las muestras es muy alta, la desmagnetización de la MRN se vuelve ineficaz. Con el objeto de disminuir en lo posible la adquisición de MRTp, el calentamiento y enfriamiento de las muestras debe realizarse en un medio lo más protegido posible del campo magnético ambiental. Con el objeto de valorar el papel de la magnetización adquirida en el horno, durante los experimentos de desmagnetización se ha seguido la rutina de colocar las muestras en el horno en posiciones alternantes giradas  $180^\circ$  a cada paso de desmagnetización. De esta manera, la magnetización adquirida en el horno se suma a la muestra con sentidos alternativamente opuestos, obteniéndose una resultante con una trayectoria de desmagnetización en forma de diente de sierra fácilmente reconocible en los diagramas ortogonales de vectores (fig. 6.1). Estas evidencias vienen acompañadas también por un característico incremento de la susceptibilidad magnética entre  $450^\circ\text{C}$  y  $600^\circ\text{C}$ , fenómeno que se explica por la generación de una fase mineral de alta susceptibilidad. El crecimiento de magnetita a expensas de otras fases no magnéticas tales como micas y minerales de la arcilla es un fenómeno ampliamente documentado en *red beds* (Dunlop, 1972) y otros tipos de rocas que explica perfectamente los típicos incrementos de susceptibilidad observados durante el calentamiento.

#### 6.1.1.3. Magnetización remanente isotérmica.

La Magnetización remanente isotérmica (MRI) es la magnetización remanente de una muestra como consecuencia de su exposición a un campo magnético continuo a temperatura constante. Los análisis de MRI en el laboratorio están conducidos a determinar los espectros de coercitividad y las temperaturas de desbloqueo de la fracción ferromagnética de la roca. Con esta información es posible identificar el número de fases magnéticas presentes en la roca y su mineralogía. Es importante hacer notar que los análisis de la MRI involucran a la totalidad de la fracción ferromagnética, sin discriminar entre las que contribuyen a la MRN y las que no. Por ello es aconsejable siempre contrastar los resultados de la MRI con los aportados por la desmagnetización progresiva de la MRN. La ventaja de las curvas de MRI es que la



**Figura 6.1:** Ejemplos de adquisición de magnetización termorremanente parcial durante la desmagnetización progresiva de la MRN en muestras de lutitas rojas de las facies distales del Sistema Aluvial de Olesa-Les Fonts. En los diagramas ortogonales se observa una inestabilidad de la dirección de magnetización a partir de 450°, coincidiendo con el intervalo de incremento de la susceptibilidad magnética durante el calentamiento (izquierda). A partir de 585° la magnetización recupera la estabilidad, mostrando una dirección estable hasta la temperatura de desbloqueo de la hematites. La posición de las muestras en el horno en cada paso está girada 180° respecto al paso anterior, de manera que el campo residual del horno en coordenadas de muestra varía en cada paso de temperatura. Las trayectorias en forma de diente de sierra de las direcciones de magnetización entre 450° y 585° es una prueba del efecto del campo magnético residual sobre las muestras.

intensidad de la magnetización es mucho mayor y permite identificar más fácilmente las distintas fases magnéticas.

Los espectros de coercitividad se obtienen a partir de los ensayos de adquisición progresiva, que consisten en la aplicación repetida de un campo de intensidad creciente a una muestra. Con la medida de la magnetización de la muestra a cada incremento del campo se obtiene una curva de adquisición de MRI que es dependiente de la mineralogía ferromagnética de la roca. La interpretación mineralógica de estos análisis es únicamente cualitativa, si bien la forma de las curvas de adquisición puede dar una orientación sobre la variación de las proporciones relativas de las distintas fases ferromagnéticas.

Los espectros de temperaturas de bloqueo, determinados a partir de la desmagnetización progresiva de la MRI, aportan información adicional para la interpretación mineralógica de las curvas de adquisición de MRI. Cuando existe más de una fase magnética resulta útil orientar previamente los momentos magnéticos de cada una de estas fases según una dirección particular. Esto se consigue aplicando consecutivamente y en tres direcciones

ortogonales tres campos de magnitud decreciente (Lowrie, 1990). El campo máximo ( $H_{\max}$ ) aplicado en primer lugar orienta todos los momentos de las partículas de coercitividad  $H_c < H_{\max}$  según una dirección dada. El campo intermedio ( $H_{\text{int}}$ ) aplicado en segundo lugar en una dirección perpendicular orientará los momentos de las partículas con  $H_c < H_{\text{int}}$  pero no afectará a aquéllas con una coercitividad superior, que continuarán orientadas según la dirección de  $H_{\max}$ . En tercer lugar, el campo mínimo  $H_{\min}$  aplicado según una dirección perpendicular a los dos anteriores, acabará reorientando las partículas de coercitividad  $H_c < H_{\min}$ . De esta manera los minerales son magnetizados selectivamente según una dirección u otra, dependiendo de su rango de coercitividad. Los valores de  $H_{\max}$ ,  $H_{\text{int}}$  y  $H_{\min}$  más apropiados se han escogido a partir de la inspección ocular de los espectros de coercitividad observados en los experimentos de adquisición de MRI. Para aislar la fracción de baja coercitividad se ha estimado un valor óptimo de  $H_{\min} = 0.075$  T, y un valor de  $H_{\text{int}} = 0.6$  T como límite superior de la fracción de coercitividad intermedia. El campo máximo aplicado en todos los experimentos ha sido  $H_{\max} = 1.3$  T a 1.4 T, que con frecuencia no ha resultado suficiente para saturar las muestras.

Dentro del rango de baja coercitividad ( $H_c < 0.075$  T) los minerales que en general tienen una mayor contribución son los del tipo magnetita-maghemita (Collinson, 1983; Dunlop, 1972). El rango de coercitividades intermedias ( $H_c < 0.6$  T) puede delatar la presencia de sulfuros de hierro (Dekkers, 1988; Freeman, 1983; Krs *et al.*, 1990; Krs *et al.*, 1992) y hematites de grano grueso o especularita (Dunlop, 1972). Por último, el rango de coercitividades más altas puede estar representado tanto por hematites de grano fino como por hidróxidos de hierro del tipo de la goethita. La hematites puede presentar coercitividades máximas de 2 T (Dunlop, 1972) y la goethita todavía mayores hasta 5 T (Lowrie y Heller, 1982). Ambas fases pueden quedar considerablemente infraestimadas en los análisis, ya que el máximo campo aplicado a las muestras ha sido de 1.4 T.

### 6.1.2. CARACTERIZACIÓN MAGNÉTICA DE LOS SEDIMENTOS.

En este apartado se resumen las propiedades magnéticas más remarcables de los sedimentos del Vallès Occidental, obtenidas a partir del estudio de la susceptibilidad magnética, la MRN y la MRI. Estos análisis han estado acompañados de observaciones de láminas delgadas y difracción de rayos X, que han aportado información sobre mineralogía de las arcillas y fábricas petrográficas. En este apartado se analizan únicamente las propiedades de los sedimentos de granulometría más fina que han sido objeto del análisis magnetoestratigráfico posterior. Así, al referirnos a las facies proximales del sistema aluvial Olesa-Les Fonts, por ejemplo, sólo consideraremos la fracción fina (lutitas y arenas muy finas) que se incluye en dicha asociación de facies.

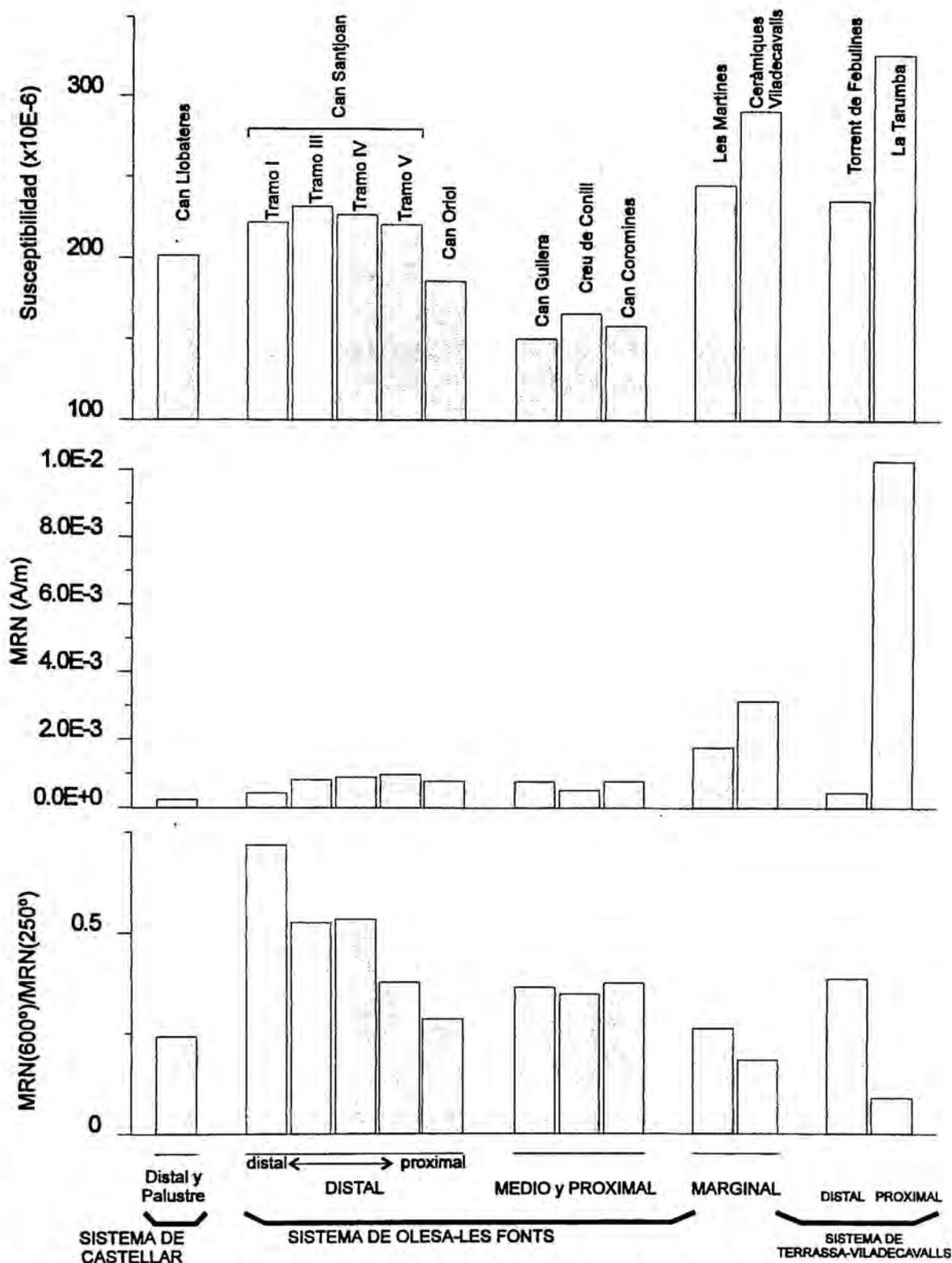
#### 6.1.2.1. Las asociaciones de facies medias proximales del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts (Complejos Continentales Superiores).

Las facies medias y proximales del Sistema Olesa-Les Fonts están representadas por la práctica totalidad de los sedimentos de los bloques de Les Fonts, Montagut y Viladecavalls. En los limos predomina una textura masiva o desordenada, con laminación muy escasa o inexistente. Son muy abundantes los paleosuelos, representados bien por niveles con radículas y nódulos carbonatados, o por niveles abigarrados grises, verdes y pardos con restos carbonizados de raíces. Todas estas evidencias de actividad edáfica implican un retrabajamiento mecánico postdeposicional del sedimento que puede explicar en la mayoría de casos la textura masiva general del depósito.

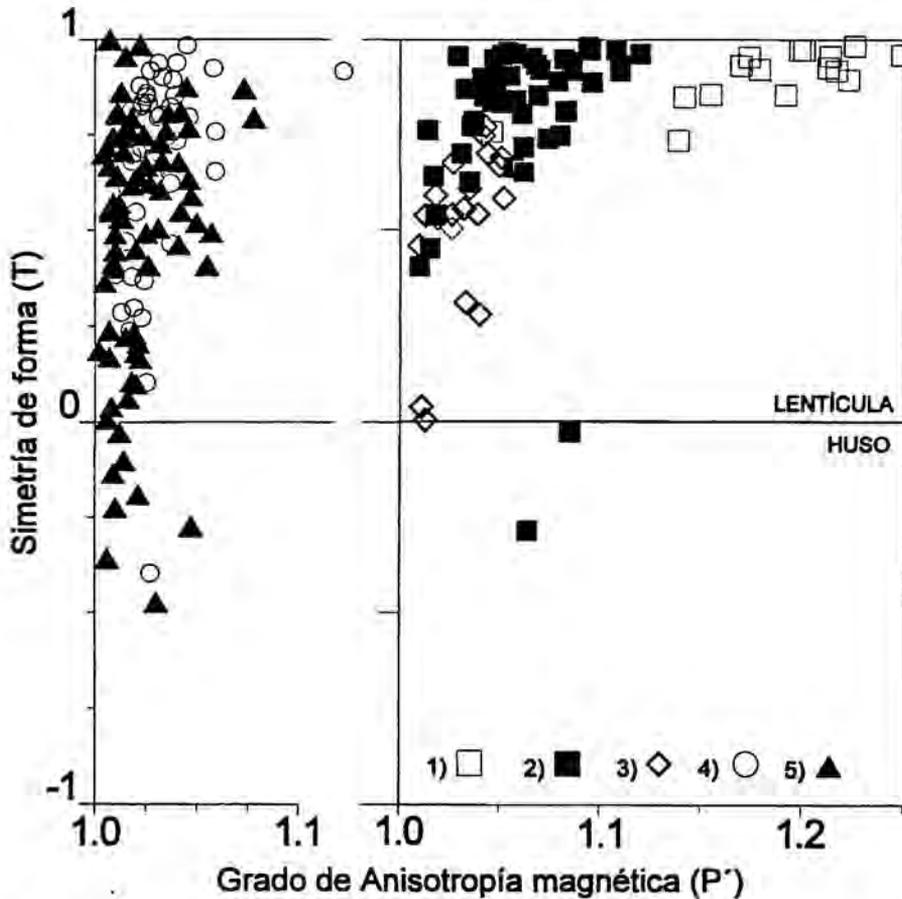
En las capas de limos, justo por debajo de las superficies erosivas de base de canal, con frecuencia se encuentran rastros de retrabajamiento hidráulico. Este retrabajamiento puede manifestarse en forma de acumulaciones de cantos blandos tapizando el techo de las capas de limos. La identificación de la textura aglomerada de estos niveles de retrabajamiento es difícil con la simple inspección ocular, de manera que algunos de éstos pueden no haber sido correctamente identificados. El riesgo de que el sedimento haya estado afectado por un retrabajamiento de este tipo, sin embargo, es significativo tan sólo en los centímetros superiores de las capas y a pocos centímetros de una superficie erosiva. Como medida de precaución, la interpretación de los resultados procedentes de niveles delgados de lutitas intensamente erosionados se ha supeditado siempre a la consistencia entre las muestras del mismo nivel a la vez que con las estaciones vecinas.

La susceptibilidad magnética en las facies medias proximales del Sistema Olesa-Les Fonts, en promedio apenas por encima de  $150 \times 10^{-6}$  SI, es marcadamente más débil que la del resto de sedimentos estudiados en este trabajo (fig. 6.2). Las medidas de ASM indican un grado de anisotropía bajo (fig. 6.3), y tanto menor cuanto más evidentes son los procesos de edafización que perturban el depósito. A pesar de la débil anisotropía magnética, la fábrica magnética promediada para todas las muestras de un perfil determina siempre un elipsoide plano con K3 normal a la estratificación. Las direcciones de K1 se agrupan según una dirección preferente bien definida. En la mayoría de perfiles esta dirección se mantiene en torno a WNW-ESE.

Los experimentos de adquisición progresiva de MRI delatan la coexistencia de dos fases magnéticas: una fase de baja coercitividad y otra de coercitividad media-alta. Las temperaturas de desbloqueo alrededor de  $575^{\circ}\text{C}$  para la primera y  $675^{\circ}\text{C}$  para la última permiten identificarlas como magnetita y hematites respectivamente (fig. 6.4 y fig. 6.5). Las curvas de adquisición de MRI no alcanzan la saturación, indicando la presencia de una cierta



**Figura 6.2:** Susceptibilidad magnética y Magnetización Remanente Natural media observadas en los sedimentos de las distintas facies reconocidas en este trabajo.  $MRN(600^\circ)/MRN(250^\circ)$ , que es la relación entre la intensidad de la MRN a  $600^\circ$  y la intensidad de la MRN a  $250^\circ$ , ilustra el peso de la contribución de la hematites a la magnetización de la roca (se ha normalizado a la intensidad a  $250^\circ$  para eliminar el efecto de la magnetización viscosa de las muestras).



**Figura 6.3:** Diagrama de anisotropía de Hrouda-Jelinek. Los símbolos se refieren a los diferentes tipos de facies sedimentaria. 1) Facies laminadas del Complejo Marino/Transicional; 2) Facies aluviales distales laminadas; 3) Facies aluviales distales bioturbadas (niveles infrayacentes a las capas transgresivas del Complejo Marino); 4) Facies aluviales edafizadas; 5) Facies masivas del Sistema aluvial Terrassa-Viladecavalls. Nótese que el eje de abscisas está duplicado

cantidad de hematites con coercitividad superior a 1 T. La ausencia de caídas significativas de la MRI entre 100 y 150°C en las curvas de campo alto no parece indicar un contenido apreciable de hidróxidos del tipo de la goethita.

Podemos aceptar como aproximación que el segmento de la curva de adquisición de MRI comprendido entre 0 y 0.1 T representa la contribución de magnetita en la roca mientras que el resto, entre 0.1 y 1 T., está indicando fundamentalmente el contenido en hematites. Según esto, la aportación correspondiente a hematites se caracteriza por una relativa constancia, con valores de  $\Delta MRI$  que se situarían entre 500 y 1000 mA/m. Por el contrario, la  $\Delta MRI$  que atribuimos a la magnetita, que en promedio está bien por debajo a la de la hematites, en algunos niveles alcanza valores anormalmente altos de hasta 5000 mA/m (fig. 6.6). En estos niveles concretamente, la susceptibilidad magnética puede alcanzar valores de  $1000 \times 10^{-6}$  A/m, más de 6 veces la media de los sedimentos de estas facies. Teniendo en cuenta que la

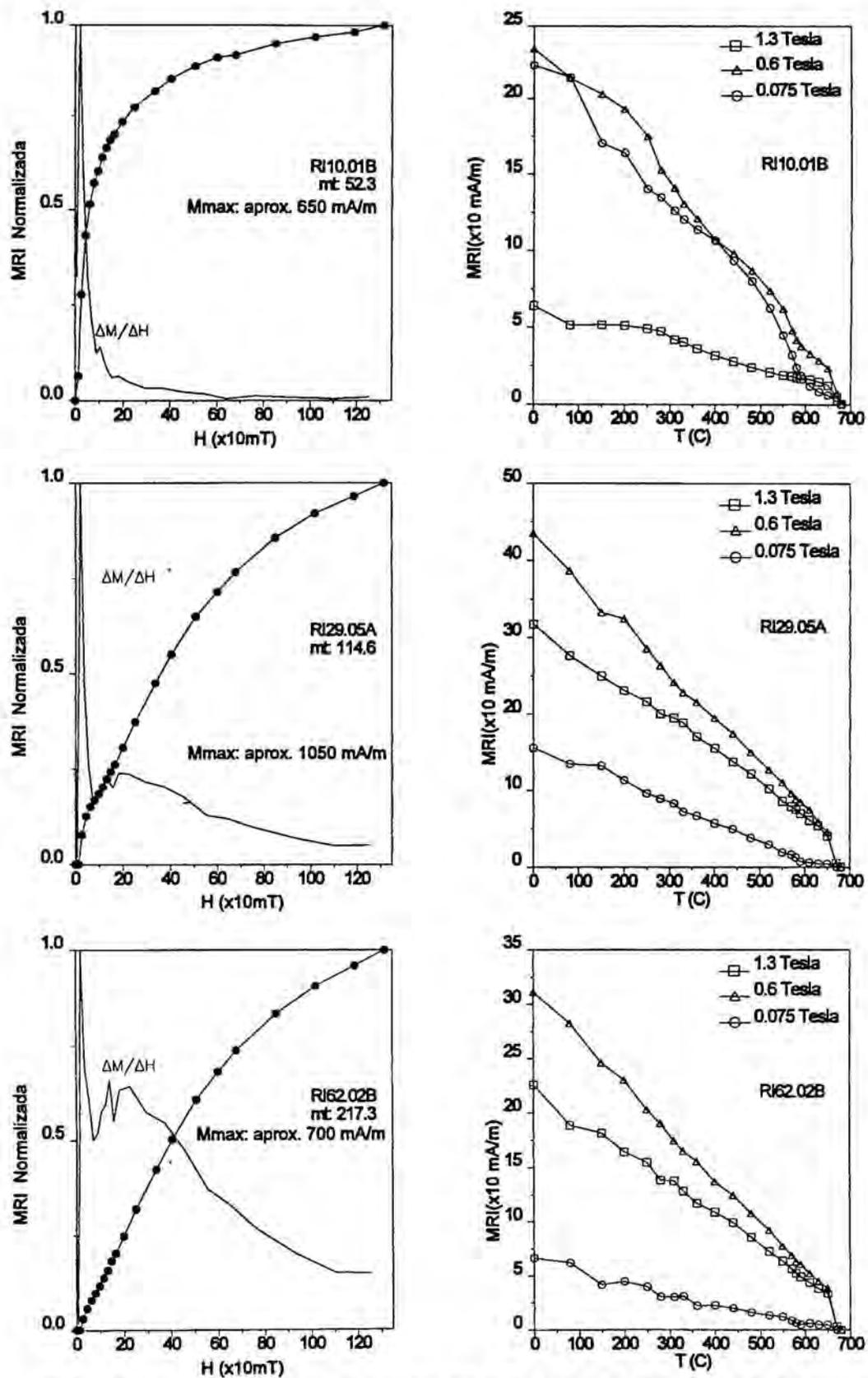
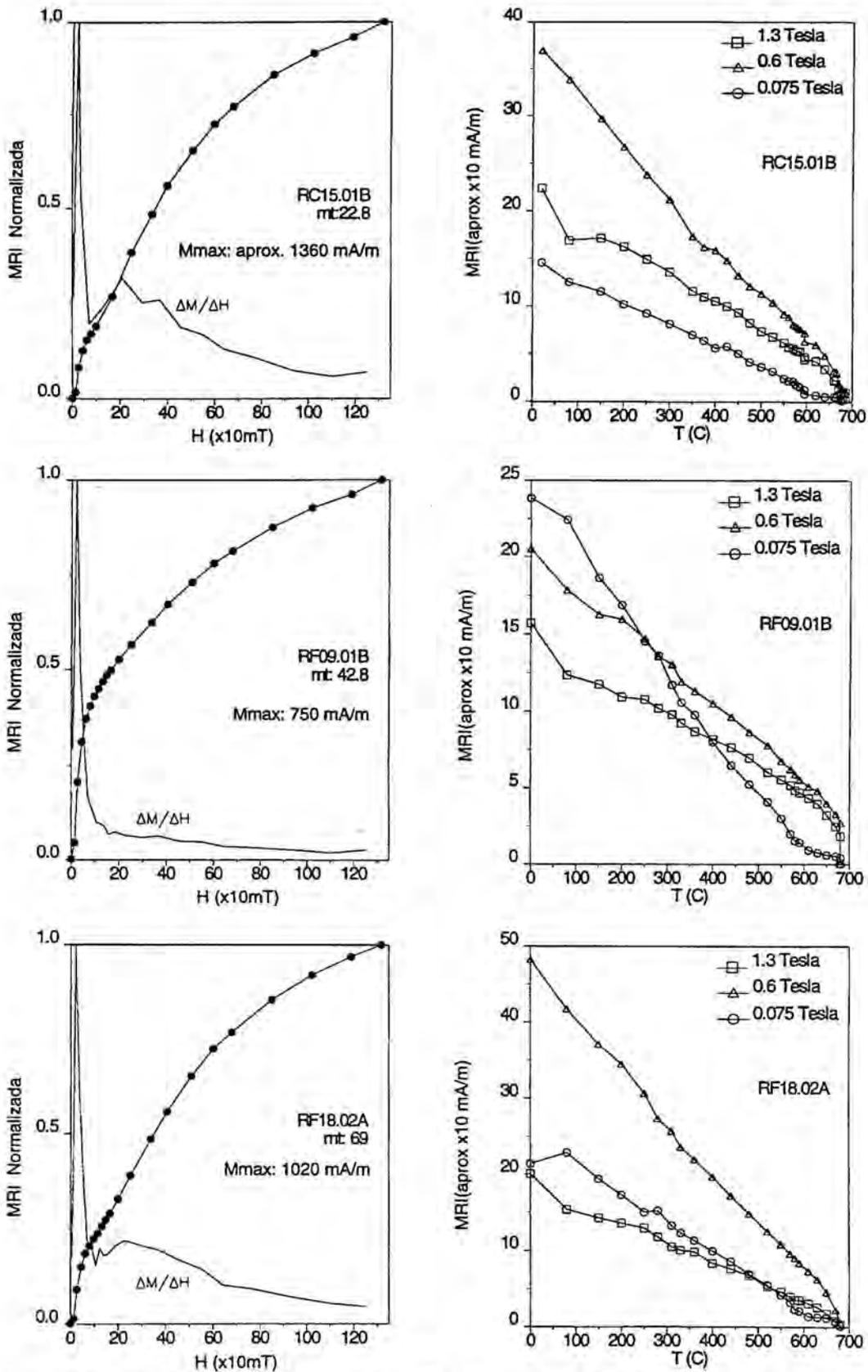


Figura 6.4: Análisis de la MRI en muestras del perfil de Can Guilera. Facies de lutitas y arenas muy finas masivas y edafizadas. Zonas medias del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts.



**Figura 6.5:** Análisis de la MRI en muestras de los perfiles de Can Oriol (RC15) y Font del Ferro (RF09, RF18); Facies aluviales medias y distales del Sistema Olesa-Les Fonts. Limos y arenas muy finas parcialmente laminados.

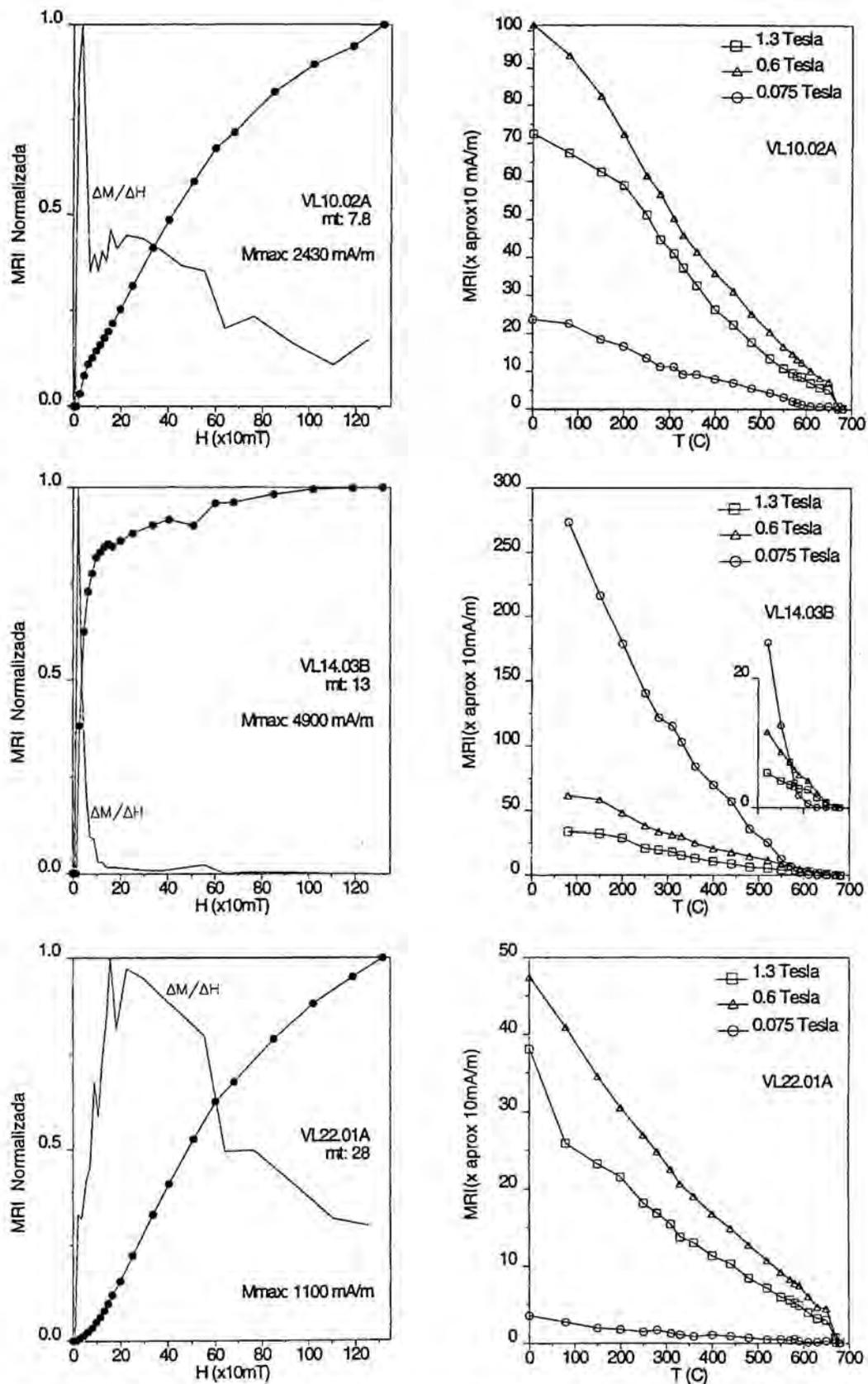


Figura 6.6: Análisis de la MRI en muestras de arcillas rojas del perfil de Cerámicas Viladecavalls. Facies aluviales proximales-marginales del Sistema de Olesa-Les Fonts.

susceptibilidad de la magnetita es hasta 100 veces la de la hematites, estos saltos de rango en la susceptibilidad no representan necesariamente un cambio sustancial en lo que respecta a las concentraciones relativas de uno y otro mineral. Un incremento en el contenido en magnetita inferior a la décima parte del contenido en hematites puede ser suficiente para dar lugar a variaciones de la susceptibilidad como las que se han observado. Aun así se trata de anomalías en la concentración de magnetita muy remarcables que conviene estudiar con detalle en investigaciones futuras.

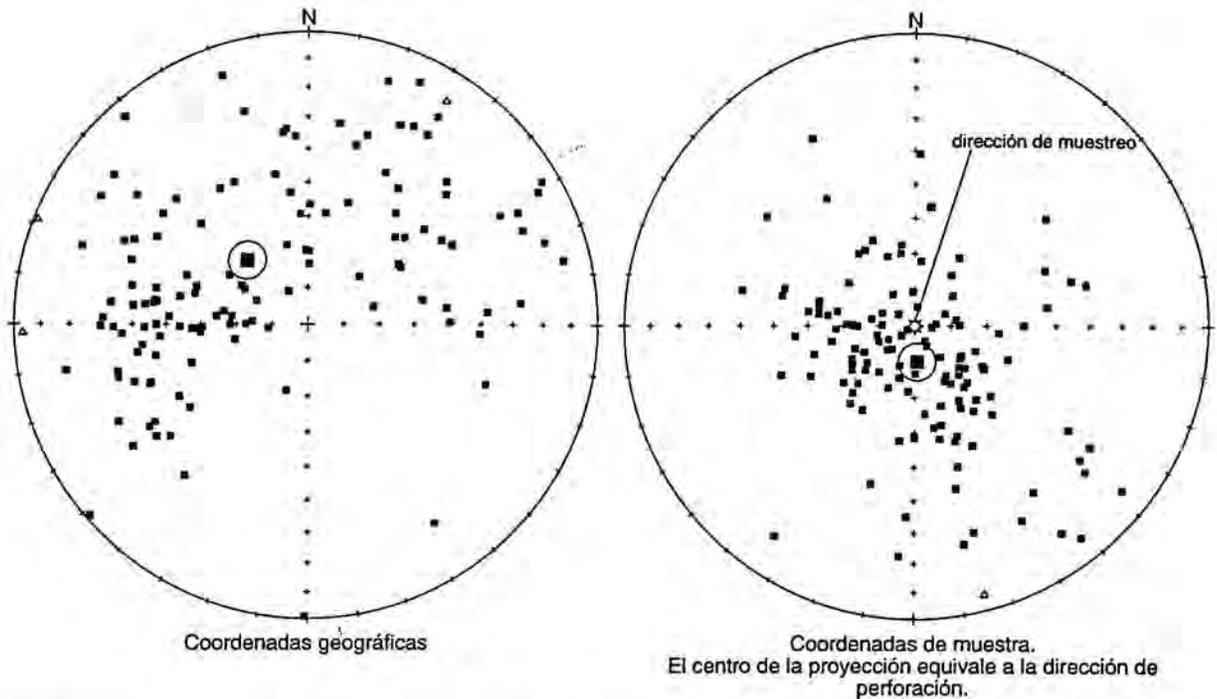
La intensidad de la MRN en las facies medias y proximales del Sistema Olesa-Les Fonts oscila entre  $0.5$  y  $1 \times 10^{-3}$  A/m. La desmagnetización progresiva de la MRN delata la presencia de dos componentes básicamente: una componente de baja temperatura ( $< 250^\circ\text{C}$ ) y otra de alta temperatura (hasta  $675^\circ\text{C}$ ) que denominamos componente característica. La componente de baja temperatura está compuesta habitualmente por dos magnetizaciones viscosas. Una de ellas es paralela al campo geomagnético reciente mientras que la otra coincide con la dirección de muestreo o eje Z de la muestra. Esta última magnetización, inducida durante o con posterioridad al muestreo, durante el almacenamiento en laboratorio, es dominante en el rango de temperaturas por debajo de  $250^\circ\text{C}$ , enmascarando habitualmente la magnetización viscosa de campo reciente. Se identifica fácilmente al proyectar en coordenadas de muestra las direcciones de baja temperatura (fig. 6.7).

La magnetización característica se reconoce en general a partir de temperaturas a partir de  $300^\circ$  y presenta un amplio campo de estabilidad hasta la temperatura máxima de desbloqueo de la hematites (fig. 6.8). A menudo, sin embargo, la desmagnetización térmica conlleva una inestabilización química de los minerales durante el calentamiento. El crecimiento de nuevos minerales magnéticos en el horno puede inducir una magnetización remanente térmica al amparo de un pequeño campo residual, que puede ser suficiente para entorpecer la medida de la ya débil magnetización natural de la roca. No obstante, la polaridad magnética de la muestras ha podido ser identificada sin ambigüedades en la mayoría de los casos (fig. 6.9), pudiendo resultar algo incierta la dirección precisa de la componente de magnetización característica.

#### 6.1.2.2. Las asociaciones de facies distales del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts. (Complejos Continentales Superiores e Inferiores).

Este grupo está representado por las facies de limos rojos y arenas finamente laminados que dominan los tramos I, IV y V del perfil de Can Santjoan, aunque también pueden incluirse parte de los sedimentos del perfil de Can Oriol.

La susceptibilidad media está alrededor de los  $225 \times 10^{-6}$  SI y es sensiblemente superior a la

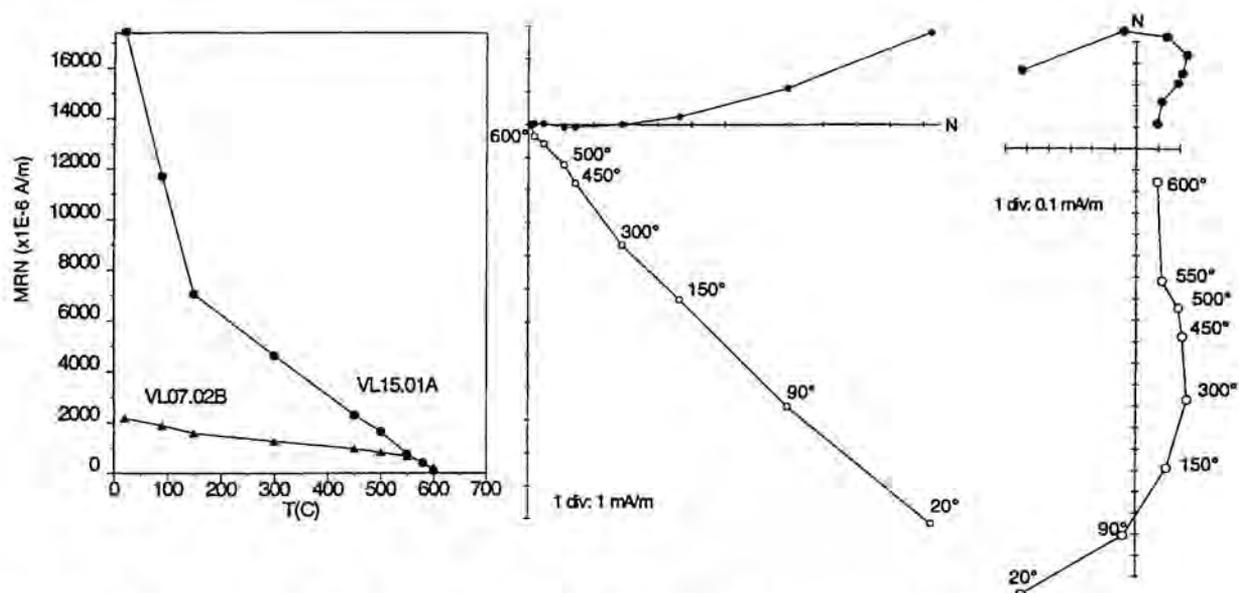


**Figura 6.7:** Proyección estereográfica de las direcciones de baja temperatura ( $<250^\circ$ ) en coordenadas geográficas y en coordenadas de muestra. El mayor agrupamiento de las direcciones en coordenadas de muestra indica que la magnetización de baja temperatura representa una adquisición viscosa relacionada con el proceso de muestreo. Muestras de lutitas marrones edafizadas (Perfil de Can Guilera).

que se registra en general en las facies medias y proximales del mismo sistema (fig. 6.2). La ASM presenta una fábrica magnética claramente deposicional, con K3 subvertical y foliación muy marcada. El parámetro T adquiere valores próximos a 1 y el grado de anisotropía magnética  $P'$  tiende también a ser alto, entre 1.05 y 1.10 (fig. 6.3).

Dentro del Perfil de Can Santjoan las direcciones de susceptibilidad máxima (K1) presentan una distribución característica diferente para cada tramo o unidad litoestratigráfica. En el tramo I, correspondiente a las facies distales de los sistemas aluviales, las direcciones se presentan agrupadas en torno a una dirección media aproximada NW-SE. En las facies del tramo IV, correspondientes a las partes más distales del Complejos Continentales Superiores, las direcciones de K1 se presentan dispersas sin una dirección dominante. Más arriba, en el tramo V del mismo perfil, las direcciones de K1 vuelven a mostrar una dirección preferente NNE o quizás hasta dos poblaciones de direcciones distintas (fig. 6.19[6])

La intensidad media de la MRN es del orden de  $1 \times 10^{-3}$  A/m (fig. 6.2). En todos los casos la MRN consta de dos componentes claramente diferenciadas: una magnetización secundaria de baja temperatura y una magnetización característica muy estable que queda completamente

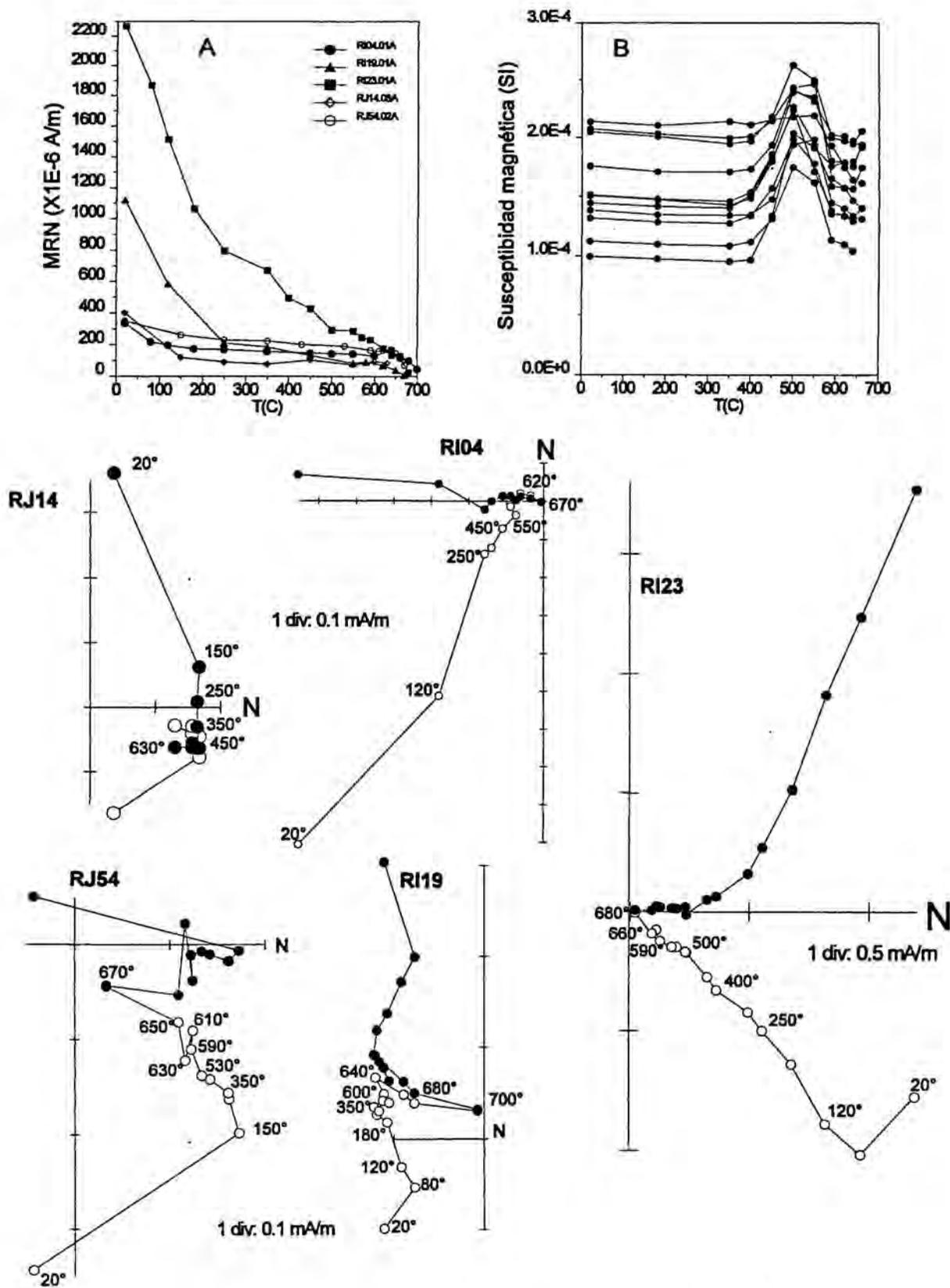


**Figura 6.8:** Desmagnetización térmica progresiva de la MRN de lutitas rojas de las facies proximales marginales del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts (Perfil de Cerámicas Viladecavalls). La componente de baja temperatura responde a una magnetización viscosa cuya dirección es paralela a la dirección de perforación de las muestras. La componente característica se define a partir de 300°C y presenta temperaturas máximas de desbloqueo propias de magnetita.

aislada ya a partir de 250-350°C (fig. 6.10). Ésta última presenta trayectorias de desmagnetización perfectamente rectilíneas y un rango de temperaturas de desbloqueo muy estrecho por encima de los 670°C, característico de hematites. La magnetización secundaria consta de una componente viscosa que apunta hacia la dirección de perforación de las muestras. Esta componente se desmagnetiza a campos alternos de 300 Oe y por temperaturas de 250°C (fig. 6.10:RN04). En algunas muestras la magnetización viscosa puede ser más resistente, siendo necesario temperaturas de hasta 400°C para reconocer la dirección de magnetización característica (fig. 6.10:RM17).

La presencia mayoritaria de hematites en los sedimentos aluviales distales queda igualmente evidenciada en las curvas de adquisición y desmagnetización de la MRI (fig. 6.11). El predominio de coercitividades alrededor de 0.3 T conjuntamente con temperaturas de desbloqueo de 675°C claramente indica un predominio de la hematites de tamaño grueso (especularita).

Con respecto a las direcciones de magnetización característica, el rasgo común más notable en las facies laminadas es el valor extremadamente bajo de la inclinación. Considerando la alta eficacia en el lavado, identificación y separación de la componente secundaria y la perfecta linearidad en las direcciones de magnetización característica, es poco verosímil



**Figura 6.9:** A) Desmagnetización térmica progresiva de la MRN en lutitas edafizadas de las facies aluviales medias del sistema de Olesa-Les Fonts; perfiles de Can Guilera (RI) y Creu de Conill (RJ). B) Variación de la susceptibilidad magnética durante el tratamiento. Abajo: Diagramas ortogonales de vectores.

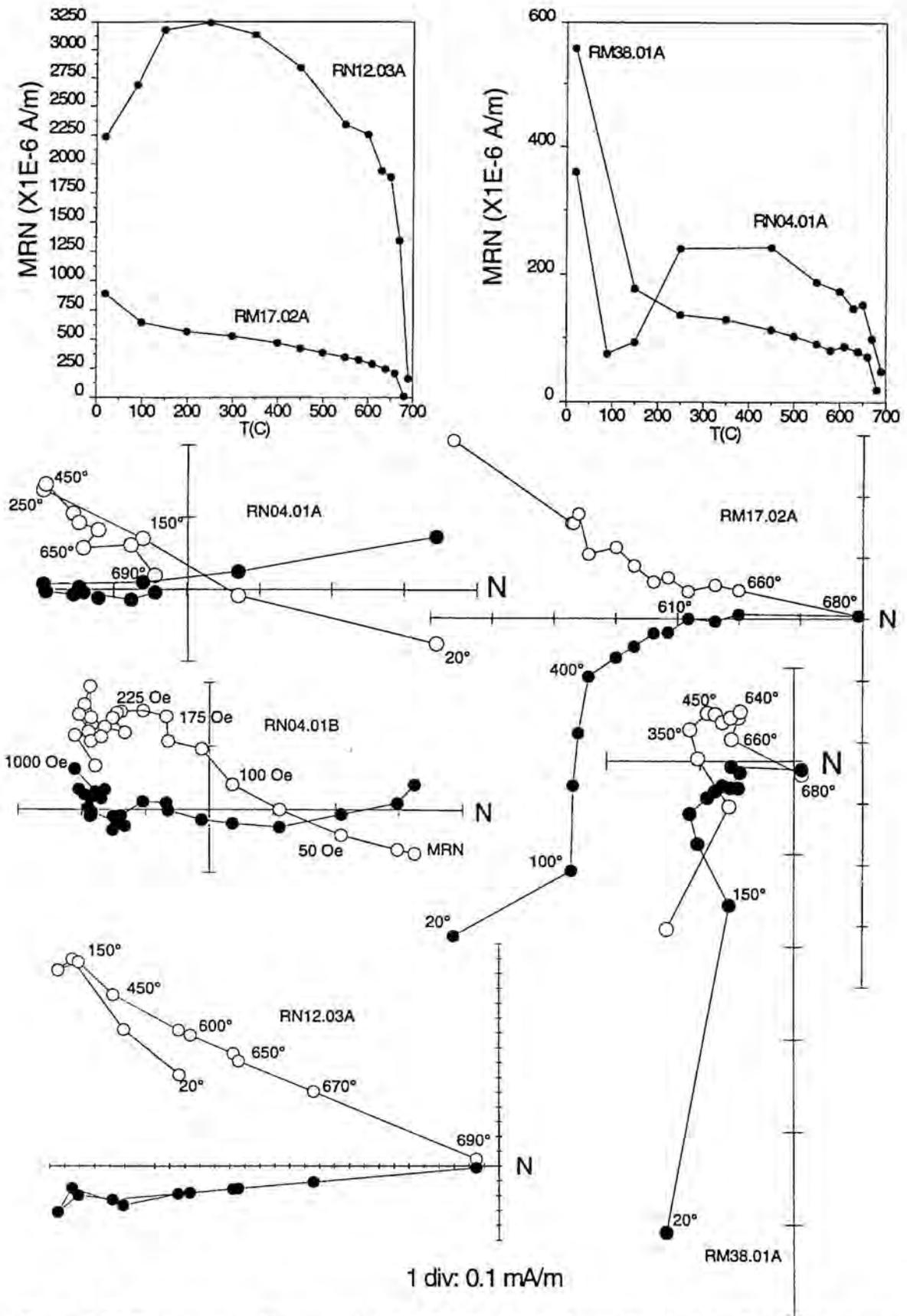
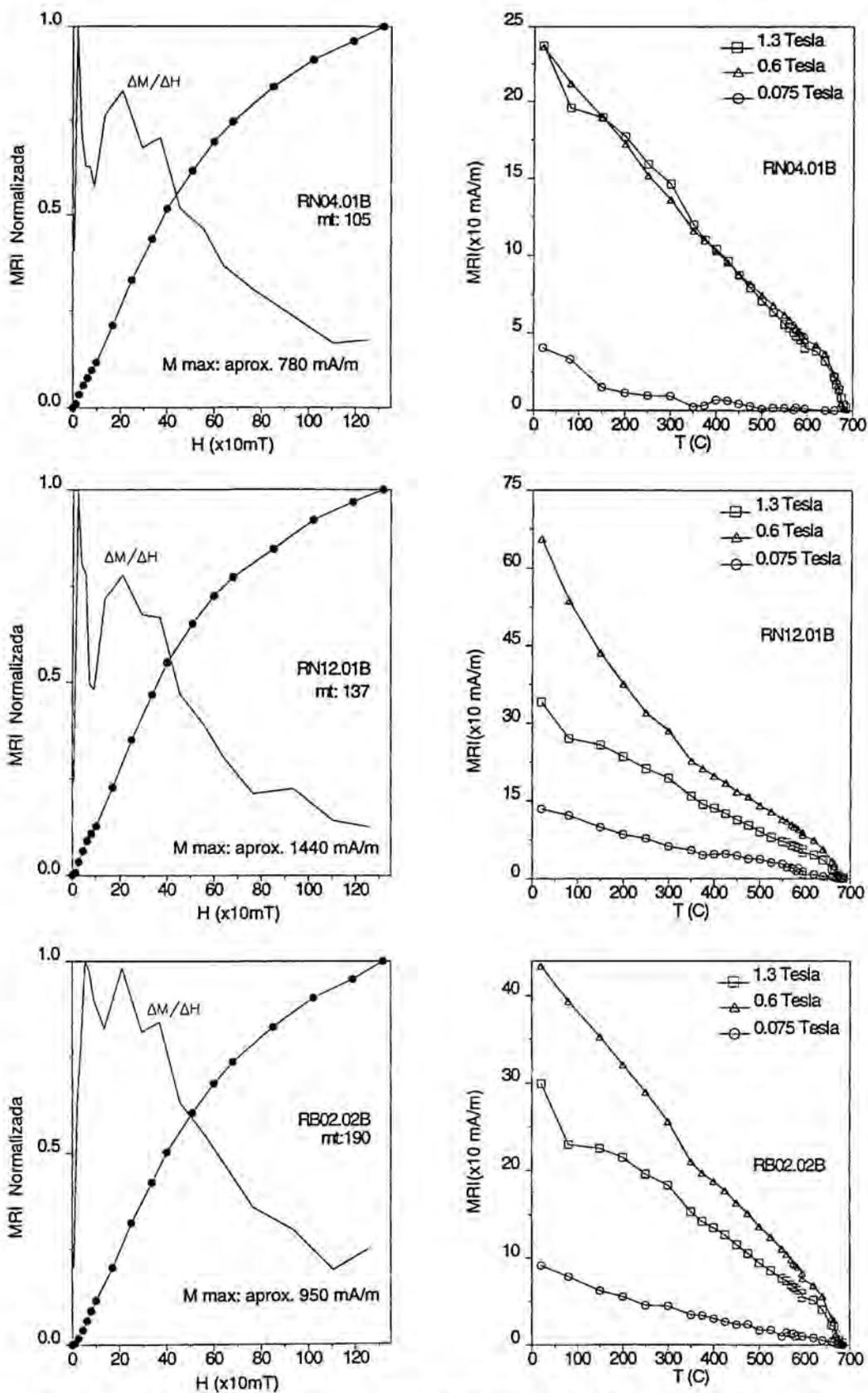


Figura 6.10: Desmagnetización progresiva de la MRN en facies laminadas aluviales distales del sistema de Olesa-Les Fonts (RM17 y RM12) y facies laminadas marinas/transicionales (RM38 y RN04). La magnetización característica reside en hematites con temperaturas de desbloqueo altas (675° C)



**Figura 6.11:** Análisis de la MRI en muestras de los tramos IV y V del Perfil de Can Santjoan. RN04: Lutitas marrones laminadas de las facies marinas transicionales. RN12 y RB02: Lutitas rojas laminadas de las facies aluviales distales del sistema de Olesa-Les Fonts.

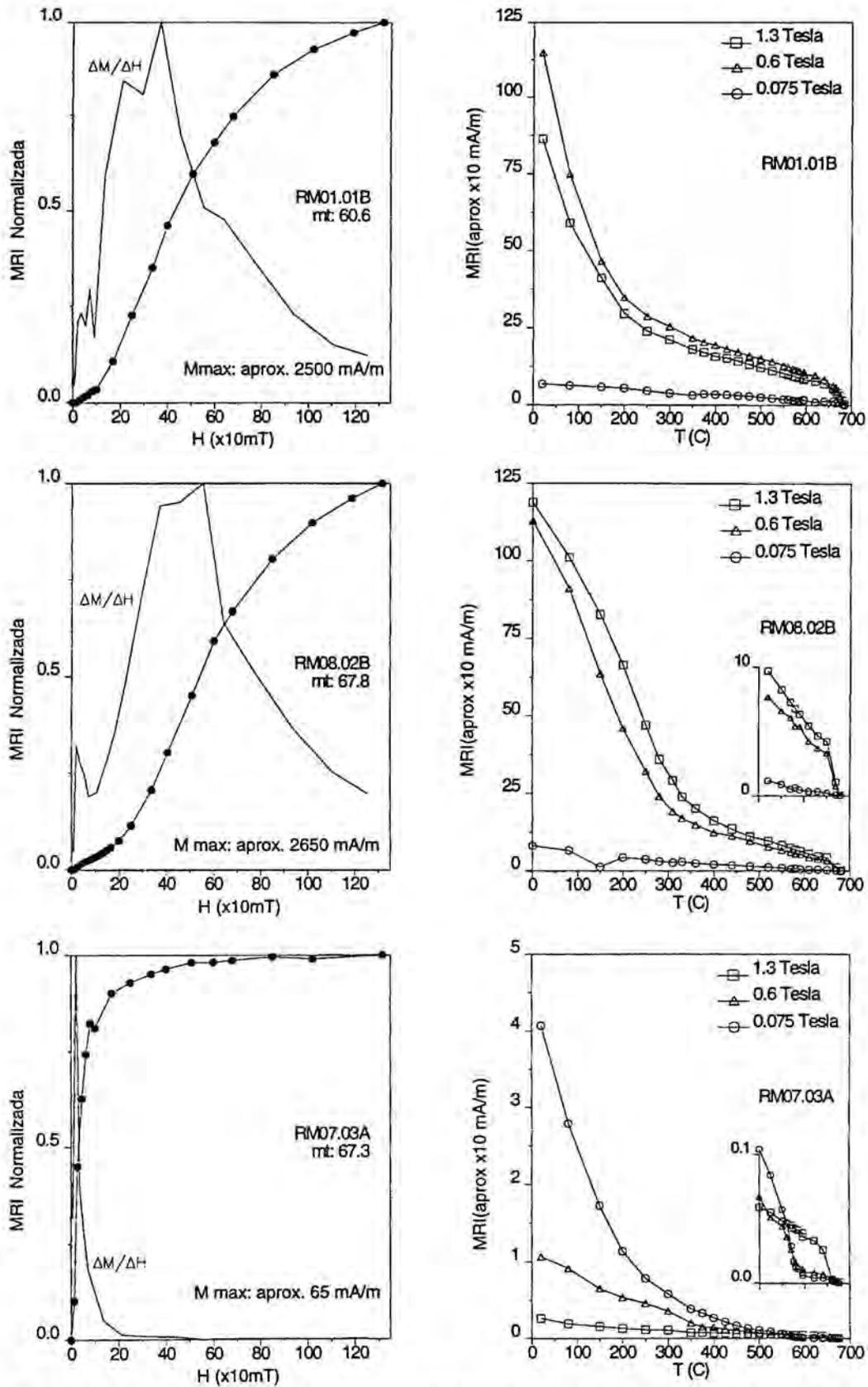
atribuir la irregularidad de la inclinación a una ineficacia en el lavado magnético en el laboratorio. Solo cabe pensar en un factor de error inherente al mecanismo de adquisición de la magnetización (Aptdo 6.2.3.)

#### 6.1.2.3. Las facies aluviales distales bioturbadas (Complejos Continentales Inferiores).

En este apartado nos referiremos a los sedimentos por debajo de la superficie de transgresión marina del tramo II del perfil de Can Santjoan. Consisten en una sucesión de 10 metros de potencia de limos con coloraciones rojas y grises alternantes y abundante bioturbación por organismos marinos. A escala de afloramiento, la alternancia de niveles rojos y grises presenta una geometría aparente estratiforme y con límites ligeramente difusos. Sobre el origen de las variaciones en la coloración que muestran estos sedimentos, se desconoce si se trata de una textura primaria o el resultado de un lavado postdeposicional de la hematites de unos niveles y acumulado en otros. En cualquier caso, los rasgos tan peculiares de estos niveles, dada su posición estratigráfica, tienen que estar relacionados con la evolución cambiante del medio deposicional que se registra en los sedimentos desde condiciones subaéreas (facies aluviales de los Complejos Continentales Inferiores) a condiciones marinas costeras (Complejo Marino y de Transición) (fig. 4.1).

La susceptibilidad magnética media de los limos grises ( $263 \times 10^{-6}$  SI) es inferior a la de los limos rojos ( $293 \times 10^{-6}$  SI), si bien con una diferencia muy poco significativa. Los parámetros de anisotropía de la susceptibilidad son idénticos en ambas litologías y se caracterizan por valores de  $P'$  muy bajos, por debajo de 1.050 y una dispersión de los valores de  $T$  dentro del campo de la simetría lenticular (fig. 6.3). La orientaciones de las direcciones de  $K_1$  presentan una agrupación muy buena según una orientación NNW-SSE.

Contrastando con los datos de susceptibilidad magnética, los análisis de MRI marcan una fuerte distinción entre las facies rojas y las facies grises. En los niveles grises se alcanza la saturación de la MRI a 1 T con intensidades de magnetización de tan solo 65 mA/m, indicando un contenido en minerales ferromagnéticos muy pobre. La forma de las curvas de adquisición de MRI en estos sedimentos indica la presencia de magnetita (fig. 6.12). Por el contrario, en los limos rojos se manifiesta la presencia de grandes cantidades relativas de hematites, con  $\Delta$ MRI no saturada de 2500 mA/m y coercitividades medias alrededor de 0.4 T (fig. 6.12). Los valores de intensidad de la MRI en los niveles rojos están incluso por encima de los valores habituales en las facies distales laminadas. La hematites de las facies rojas presenta curvas de caída térmica de la MRI con un espectro de temperaturas de desbloqueo muy disperso (fig. 6.12). Esta es una característica que la diferencia marcadamente del resto de sedimentos aluviales y que indica la presencia de hematites con un rango de granulometrías más amplio de lo habitual.



**Figura 6.12:** Análisis de la MRI en muestras de los sedimentos aluviales distales del tramo II del Perfil de Can Santjoan. Facies de limos rojos (RM01, RM08) y grises (RM07) bioturbados por organismos marinos.

La MRN presenta dos componentes: una componente viscosa y una componente característica. En los limos rojos, la magnetización característica está relativamente bien resuelta a partir de temperaturas de 250°C, y presenta temperaturas de desbloqueo de la hematites (fig. 6.13). En los limos grises la intensidad de la MRN es mucho más débil y no siempre puede aislarse correctamente la magnetización característica. La desmagnetización por campos alternos de los limos grises delata la presencia de una importante componente viscosa entre 0 y 300 Oe (fig. 6.13) y una componente característica de muy baja intensidad resistente al lavado por campos alternos. La desmagnetización térmica de esta componente se obtiene a temperaturas entre 250°C y 600°C.

#### 6.1.2.4. Las facies del Complejo Marino y de Transición.

Las facies de marinas y de transición consisten en una sucesión monótona de lutitas grises y marrones finamente laminadas de unos 60 metros de potencia por encima de la capa de arenitas y biocalcarenitas transgresivas que marcan la base del Complejo Marino y de Transición (fig. 4.1). En los perfiles magnetoestratigráficos estas facies están representadas por el tramo III del perfil de Can Santjoan.

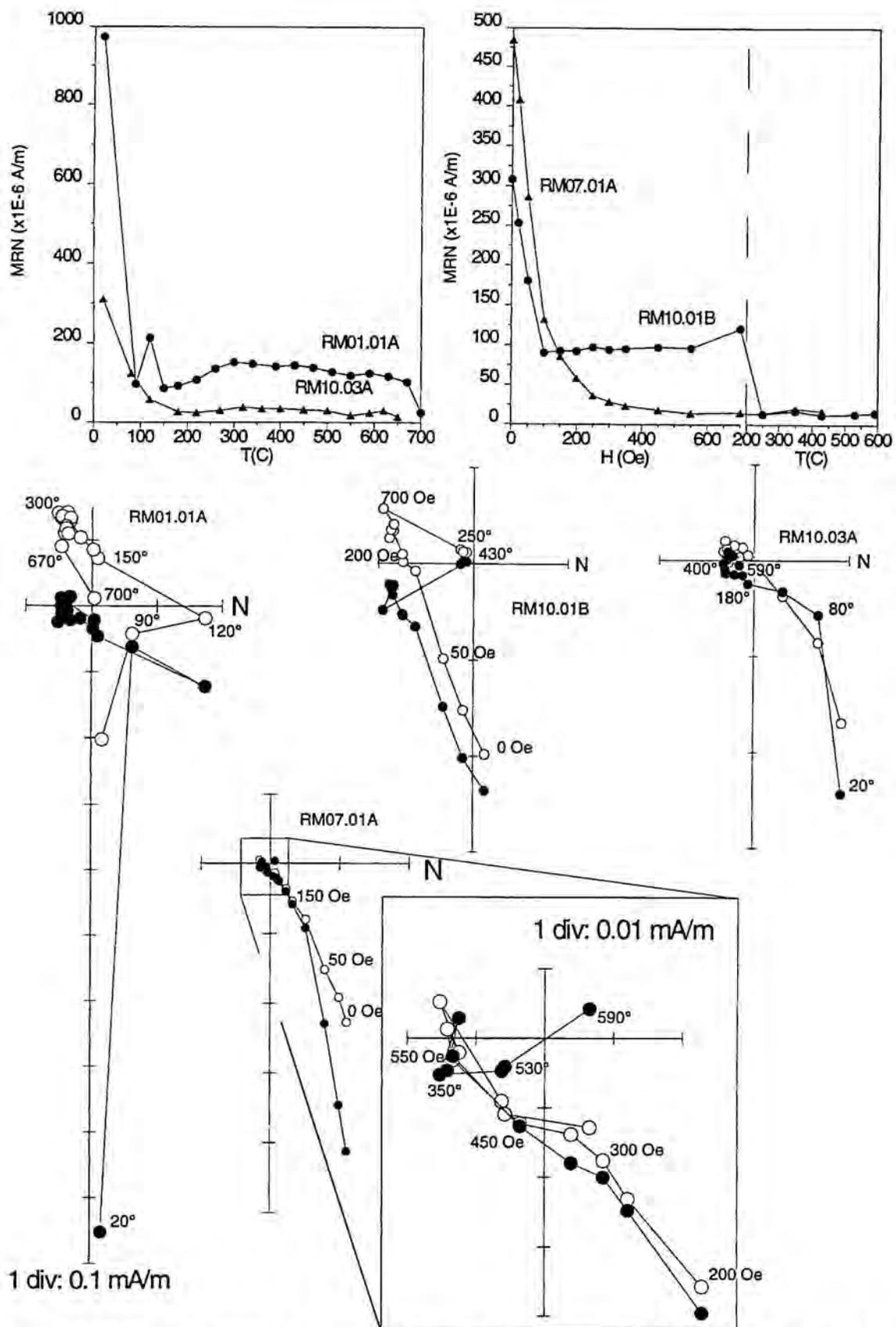
La susceptibilidad magnética media ( $230 \times 10^{-6}$  SI) es algo más alta que la del conjunto de facies aluviales distales entre las que se intercalan los sedimentos de este apartado. La anisotropía magnética es con diferencia la más alta entre todos los sedimentos estudiados, con una fábrica planar extraordinariamente marcada y valores de  $P'$  alrededor de 1.200 (fig. 6.3).

Los análisis de la MRI presentan una notable similitud con los obtenidos para las facies aluviales distales rojas (fig. 6.11), indicando la presencia prácticamente exclusiva de hematites.

La intensidad media de la MRN es del orden de  $1 \times 10^{-3}$  A/m y la magnetización característica se identifica correctamente una vez lavada la componente viscosa a campos alternos de 300 Oe o temperaturas de 250°C (fig. 6.10:RN04, RM38). Al igual que las facies aluviales distales, los sedimentos del Complejo Marino y de Transición se caracterizan por direcciones de magnetización con inclinaciones mucho más bajas de lo que cabría esperar para la edad de los sedimentos.

#### 6.1.2.5. Las facies palustres de Can Llobateres.

Dentro del ámbito de las facies distales como también en sectores marginales de los sistemas aluviales, ocasionalmente se hallan niveles poco potentes de sedimentos de carácter palustre.



**Figura 6.13:** Desmagnetización progresiva de la MRN en muestras del tramo II del perfil de Can Sanjoan. Facies de lutitas retrabajadas por organismos marinos. Niveles rojos: RM01; niveles grises: RM07, RM10.

Están compuestos por arcillas y limos grises oscuros con un alto contenido en materia orgánica, restos vegetales carbonizados y raíces fósiles. También pueden presentar concentraciones importantes de restos de vertebrados fósiles, como es el caso del yacimiento clásico de Can Llobateras-1 (CL-1). Volumétricamente las facies palustres tienen muy poca significación dentro del conjunto de sedimentos miocenos del Vallés.

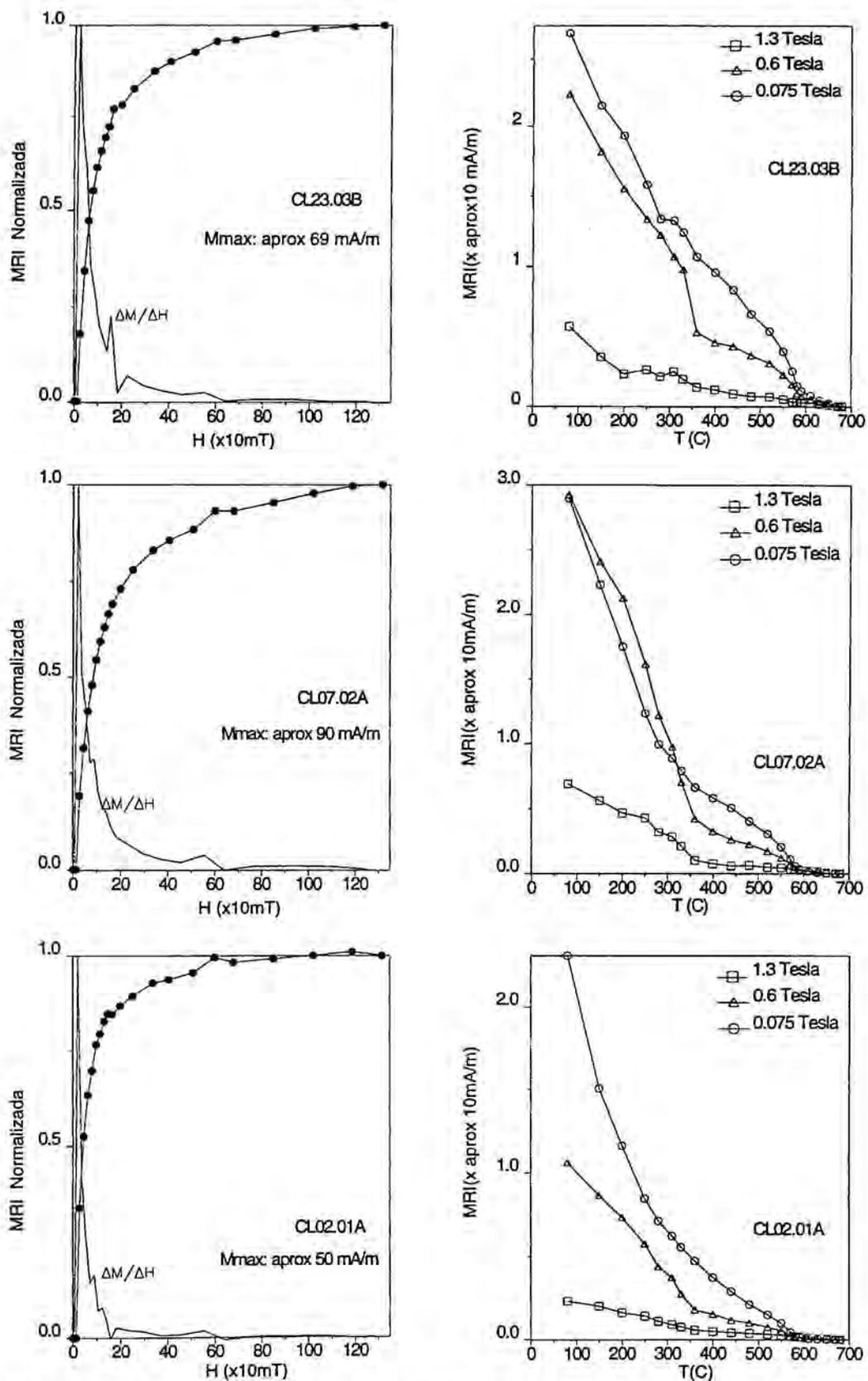
Las facies palustres de Can Llobateres presentan valores de susceptibilidad magnética de  $100 \times 10^{-6}$  SI, aproximadamente la mitad del valor medio observado en los sedimentos aluviales de la misma localidad (fig. 6.2). Este defecto puede explicarse sencillamente por la disminución en los niveles palustres de la concentración de partículas detríticas, que son el origen principal de la fracción paramagnética: micas, cloritas e illitas básicamente). Los análisis de MRI indican por su parte un contenido también pobre en minerales ferromagnéticos, con magnetizaciones de saturación entre 50 y 100 mA/m (fig. 6.14). No se reconocen contenidos apreciables de hematites. Los minerales ferromagnéticos identificados son fases con un bajo estado de oxidación: magnetita y, muy probablemente, sulfuros de hierro; mineralogías perfectamente compatibles con las condiciones de reducción que acompañan la deposición en medios palustres (Krs et al, 1992). La presencia de sulfuros se reconoce por las temperaturas de desbloqueo de  $350^{\circ}\text{C}$  en las curvas de desmagnetización de la MRI de coercitividad intermedia ( $0.07 < H_c < 0.6$  T) (fig. 6.14).

la intensidad de la MRN una vez lavada la componente secundaria es marcadamente débil, tal como se ilustra en los diagramas ortogonales de desmagnetización de la MRN (fig. 6.15). Por encima de  $250^{\circ}\text{C}$  y 400 Oe, la intensidad de la MRN a menudo ya no supera los  $30 \times 10^{-6}$  A/m, resultando a veces difícil alcanzar a aislar completamente la componente característica.

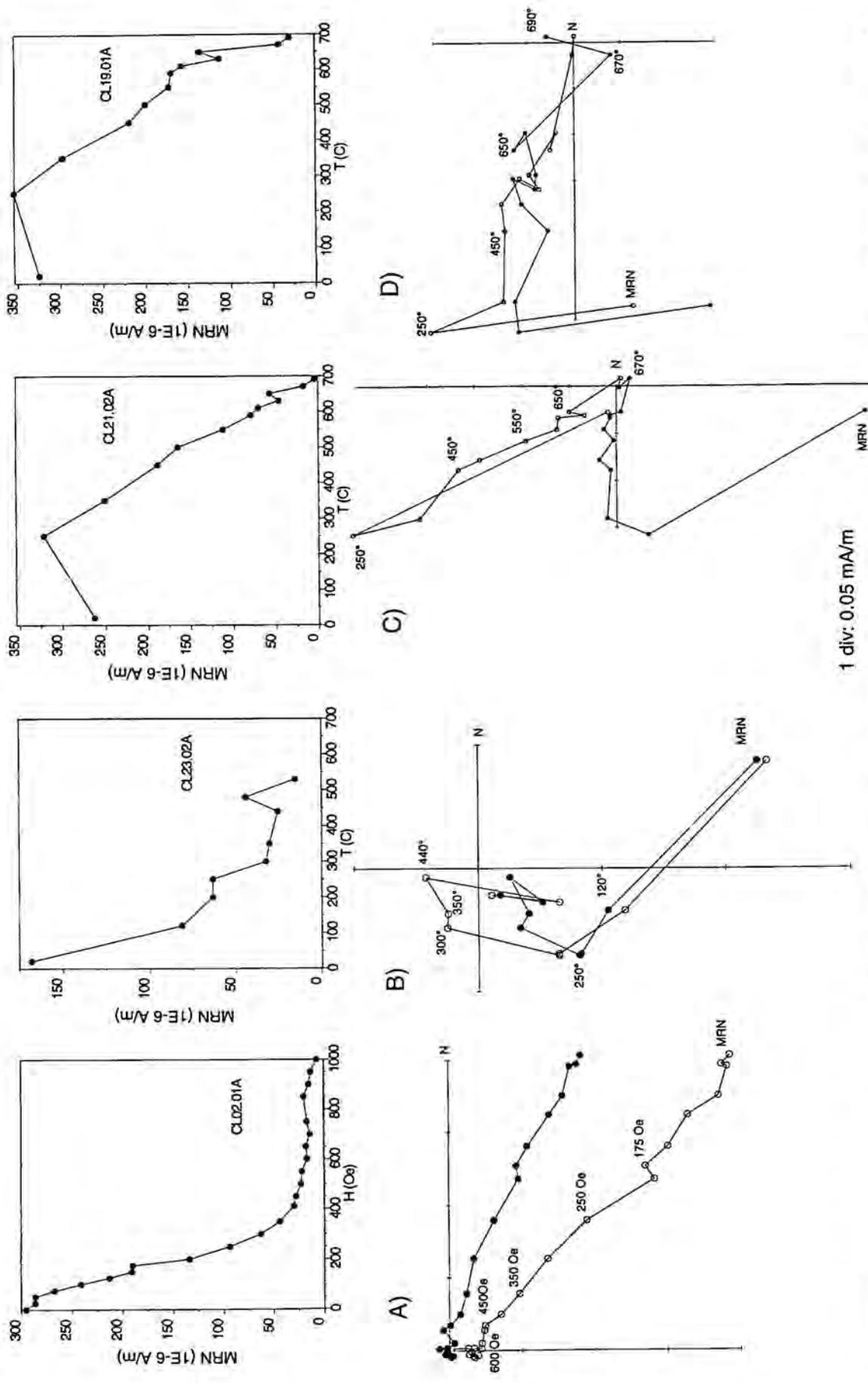
#### 6.1.2.6. Las facies masivas del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls.

Los sedimentos del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls están representados por los perfiles estratigráficos de Torrent de Febulines (facies distales) y La Tarumba (facies proximales). Están constituidos por una alternancia depósitos lutítico-arcillosos y niveles lenticulares de brechas con matriz arcillosa. Texturalmente son muy inmaduros, sin ningún tipo de ordenación interna de las partícula; fábricas muy típicas de depósitos originados por porcesos de transporte en masa.

Los sedimentos del sistema de Terrassa-Viladecavalls coexisten en el tiempo con los sedimentos del sistema de Olesa-Les Fonts tal como se deduce de las relaciones laterales entre ambos sistemas en los perfiles de Les Martines (Bloque de Montagut) y Cerámicas Viladecavalls (Bloque de Viladecavalls) y Torrent de Febulines (Bloque de Terrassa) (fig. 4.2).



**Figura 6.14:** Análisis de la MRI de muestras de lutitas arcillosas oscuras con restos de materia orgánica; niveles del tramo inferior del perfil de Can Llobateres. Facies aluviales-palustres del sistema de Castellar.



**Figura 6.15:** Desmagnetización progresiva de la MRN en muestras del perfil de Can Llobateres. A y B: Facies palustres de limos grises y gris-verdosos. C y D: Facies aluviales distales limos marrones.

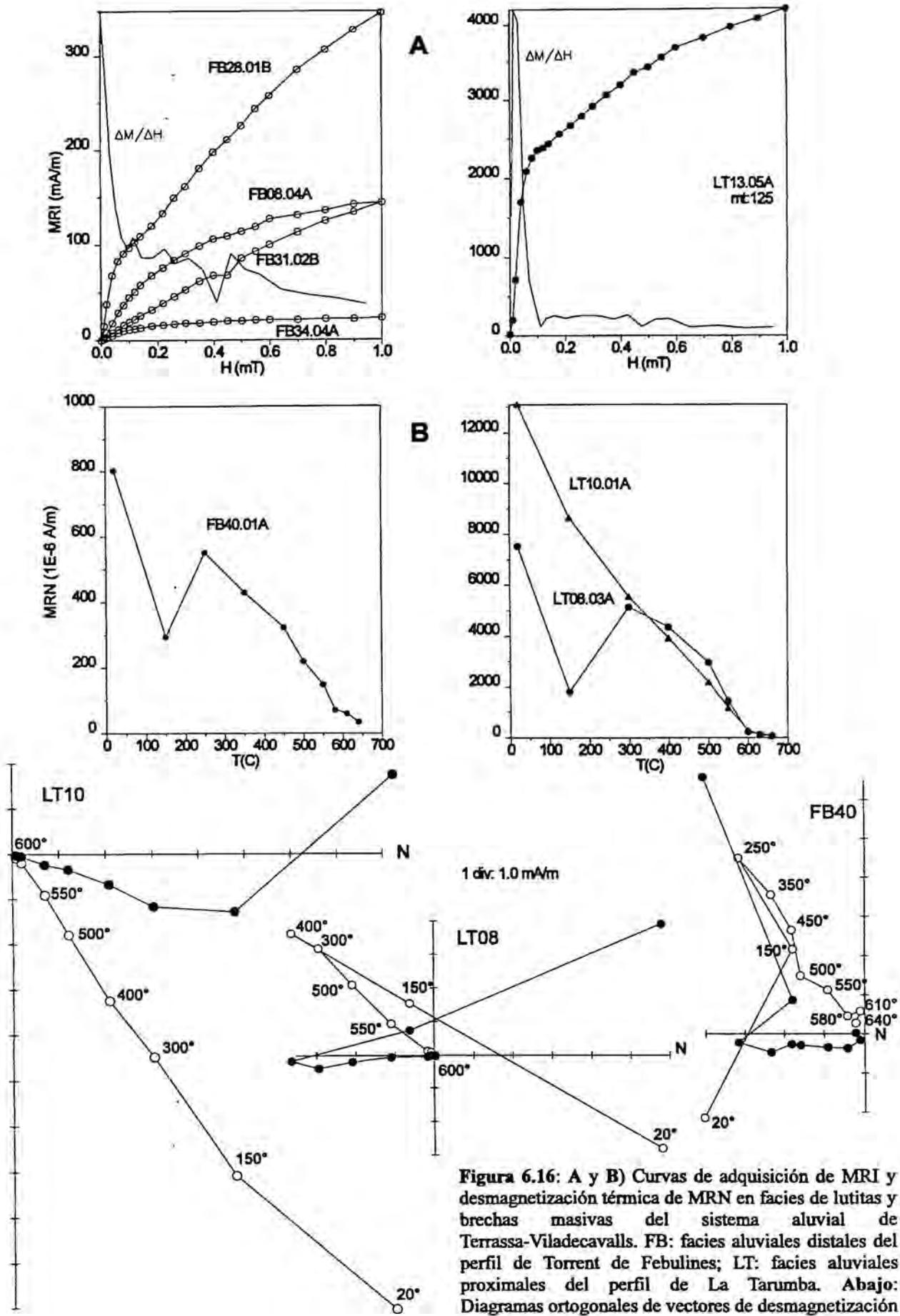
La susceptibilidad magnética de los sedimentos del sistema de Terrassa-Viladecavalls es en general muy superior a la de los sedimentos del sistema Olesa-Les Fonts. Las facies proximales del perfil de La Tarumba presentan valores de susceptibilidad medios por encima de  $300 \times 10^{-6}$  SI (fig. 6.2). En consonancia con el desordenamiento textural característico del depósito, la anisotropía de la susceptibilidad es muy baja (fig. 6.3). El grado de anisotropía  $P'$  es inferior a 1.05 y el parámetro de simetría  $T$  muestra una gran dispersión dentro del campo de las fábricas planares ( $T > 0$ ). Entre  $P'$  y  $T$  existe una clara dependencia lineal positiva de forma que valores altos de grado de anisotropía corresponden con valores altos de foliación. A pesar de la débil anisotropía magnética es posible reconocer una clara orientación deposicional de los ejes principales de anisotropía con  $K3$  normal a la estratificación. Se observa también un fuerte agrupamiento de las direcciones de  $K1$  en torno a una dirección NNE en el perfil de Torrent de Febulines, y WNW en el Perfil de La Tarumba.

Los análisis de MRI resaltan la presencia de magnetita, especialmente en las muestras de las facies proximales (Perfil de La Tarumba) donde  $\Delta MRI$  correspondiente a la fracción de baja coercitividad ( $H_c < 0.07$  T) alcanza valores de 2000 mA/m (fig. 6.16). La insaturación de la MRI a 1 T indica la presencia también de hematites.

La desmagnetización térmica progresiva de la MRN descubre una componente de dirección estable a partir de  $300^\circ$  y con temperaturas de desbloqueo por debajo de los  $600^\circ\text{C}$  (fig. 6.16), que definitivamente apuntan hacia una presencia dominante de magnetita como fase portadora de la magnetización natural. Las direcciones de magnetización presentan una baja dispersión e inclinaciones medias marcadamente mayores que las observadas en las facies del sistema Olesa-Les Fonts.

### 6.1.3. ORIGEN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA.

En este trabajo no se han llevado a cabo análisis específicos para discriminar la contribución de los minerales paramagnéticos y ferromagnéticos a la susceptibilidad total de los sedimentos. No obstante, es posible obtener una idea cualitativa general del peso relativo entre paramagnéticos y ferromagnéticos a partir de los valores medidos de susceptibilidad y MRI. En primer lugar, en los niveles de limos rojos y grises del tramo II del perfil de Can Santjoan, donde los análisis de MRI demuestran un extraordinario contraste en la concentración relativa de minerales ferromagnéticos (fig. 6.12), los valores de susceptibilidad magnética no reflejan diferencias apreciables entre unas capas y otras. Esto es una indicación de que los ferromagnéticos están lejos de significar una contribución importante a la



**Figura 6.16:** A y B) Curvas de adquisición de MRI y desmagnetización térmica de MRN en facies de lutitas y brechas masivas del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls. FB: facies aluviales distales del perfil de Torrent de Febulines; LT: facies aluviales proximales del perfil de La Tarumba. Abajo: Diagramas ortogonales de vectores de desmagnetización

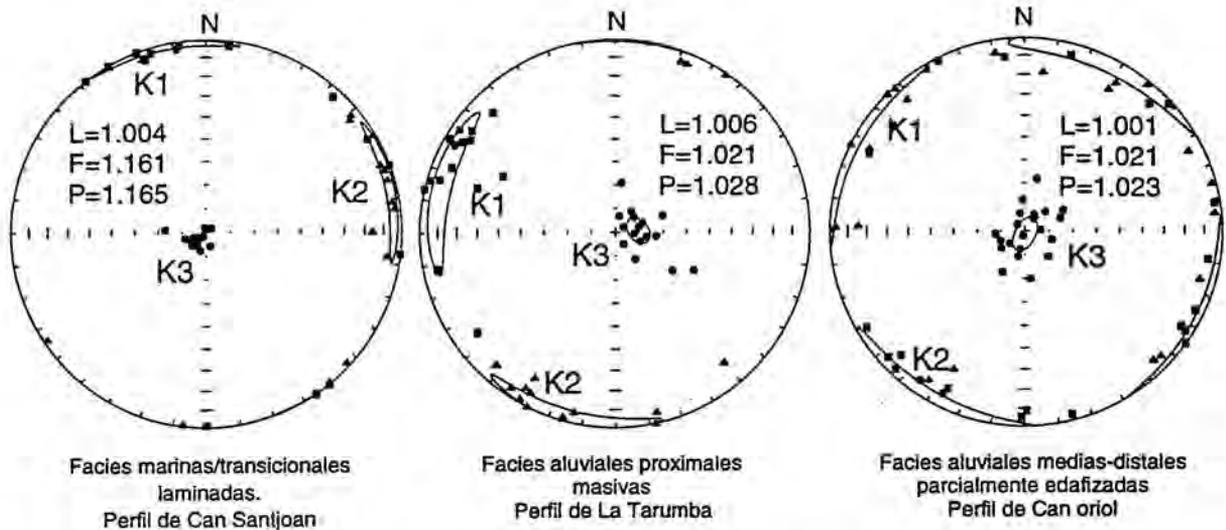
susceptibilidad total de la roca, que en estas facies es de 260 a  $290 \times 10^{-6}$  SI. En segundo lugar, dentro de los sedimentos del sistema aluvial Olesa-Les Fonts y tal como se deduce cualitativamente de los análisis de rayos X, se observa también una relativa homogeneidad en la mineralogía de la fracción arcillosa, donde entre los paramagnéticos más frecuentemente identificados están la clorita, la illita y la biotita. Supuesto que la concentración de estos minerales en los sedimentos del mismo sistema aluvial es aproximadamente homogénea, podemos aceptar que la susceptibilidad magnética dentro del rango de valores entre 200 y  $300 \times 10^{-6}$  SI debe representar, como en los sedimentos del tramo II de Can Santjoan, básicamente una contribución de la fracción paramagnética. Un caso distinto puede ser el de los sedimentos del sistema Terrassa-Viladecavalls, donde la susceptibilidad media puede superar ampliamente los  $300 \times 10^{-6}$  SI, y el contenido en magnetita es apreciablemente alto como para contribuir de forma muy importante.

Como es general en rocas sedimentarias siliciclásticas no deformadas, los valores medios de ASM de todos los perfiles estudiados presentan una fábrica foliada paralela a la estratificación, con anisotropía magnética máxima en el plano vertical ( $K_3 < K_2, K_1$ ) y anisotropía mínima en el plano horizontal ( $K_1 \approx K_2$ ) (fig. 6.17). El estudio de bloques intraformacionales indica que el plano de máxima anisotropía ( $K_1-K_2$ ) observado en los bloques es paralelo a la laminación interna de los mismos (fig. 6.18). Ello implica que la fábrica magnética observada en el bloque fue adquirida con anterioridad a su removilización y que, por tanto, tiene un origen muy temprano y no ha sido posteriormente alterada. Se puede entender este resultado como una prueba positiva de la estabilidad de la fábrica magnética sindeposicional frente a otras contribuciones posteriores debidas a la compactación tardía. La conclusión de que la fábrica magnética representa fundamentalmente las condiciones sindeposicionales del sedimento es muy coherente con el hecho observado de que los parámetros de anisotropía observan una estrecha dependencia con la facies sedimentaria (fig. 6.3).

En conclusión, la ASM de la roca está controlada por, además de la mineralogía y granulometría del sedimento, la historia deposicional y los procesos de retrabajamiento superficiales (edafización, excavaciones de organismos, etc.) que pueden alterar tempranamente la fábrica primaria. La estrecha dependencia de los parámetros de ASM con la facies sedimentaria es un claro indicio del peso que tiene la evolución temprana del sedimento en la fábrica magnética.

#### 6.1.3.1. Fábricas deposicionales.

El ordenamiento de las partículas en un sedimento depende de las condiciones físicas del

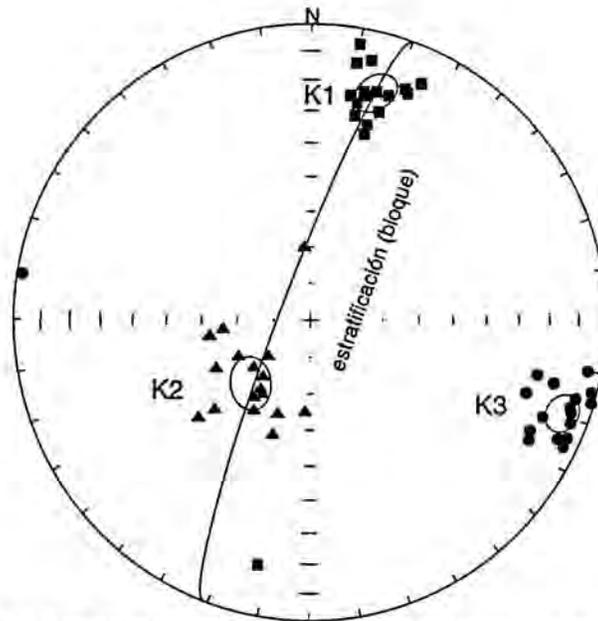


**Figura 6.17:** Direcciones de los ejes principales de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) en sedimentos correspondientes a tres tipos distintos de facies. K1: dirección de máxima susceptibilidad; K2: dirección de susceptibilidad intermedia; K3: dirección de susceptibilidad mínima. Se indican también los valores medios de Lineación (L), Foliación (F) y Grado de Anisotropía (P) para cada uno de los perfiles. La fábrica magnética se caracteriza por una orientación de K3 perpendicular a la estratificación y un agrupamiento de K1 en torno a una dirección dominante, tanto mayor cuanto menor es el grado de edafización.

medio donde tiene lugar la deposición. Las variaciones en estas condiciones se reflejan de algún modo en la textura del depósito. Los parámetros de ASM son muy sensibles a estas variaciones y permiten establecer diferencias muy claras entre un tipo de depósito y otro.

Entre los sedimentos con una fábrica deposicional sobresaliente destacan las facies aluviales distales finamente laminadas. Presentan una buena granoselección y una ordenación interna muy alta, favorecida por las condiciones de transporte hidráulico partícula a partícula y una tasa de acumulación presumiblemente sin grandes fluctuaciones. Se caracterizan por valores altos de T y P', como resultado de la organización de las partículas detríticas con sus direcciones de máxima elongación paralelas a la superficie deposicional. En contraste con los sedimentos laminados se encuentran los sedimentos masivos de las facies proximales del sistema de Terrassa-Viladecavalls, cuya fábrica también puede considerarse básicamente de origen deposicional o primario. Texturalmente, en cambio, son depósitos muy inmaduros, lo que se refleja en unos valores de P' extraordinariamente bajos. Los procesos de transporte en masa que dan lugar a este tipo de depósitos explican la falta de organización interna del sedimento, que queda reflejada en el bajo grado de anisotropía magnética.

Una característica observada en la ASM que también parece estar impuesta por las



**Figura 6.18:** Proyección de los ejes principales de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética en muestras de un bloque intraformacional de lutitas. Coordenadas in situ. Estratificación de las capas adyacentes: 232/14.

condiciones deposicionales es la agrupación de las direcciones de máxima susceptibilidad. El aspecto más remarcable es la alta correspondencia entre las direcciones medias de K1 obtenidas en cada perfil y las direcciones de paleocorrientes deducidas a partir de la orientación de paleocanales, estructuras de corriente y, sobre todo, procedencia de los cantos. Los perfiles contenidos en el dominio de las facies del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts muestran una coincidencia de las direcciones medias hacia el NW (fig. 6.19). El agrupamiento de estas direcciones se incrementa a medida que se progresa desde las facies distales (Sector de Rubí) hacia las proximales (Bloque de Viladecavalls), disposición perfectamente consistente con la organización de las paleocorrientes dentro del sistema de abanico aluvial. La mayor dispersión de K1 observada en las facies distales representaría la falta de una dirección de paleocorriente fuertemente dominante en las partes más alejadas del sistema (fig. 6.19 (5)), mientras que el fuerte agrupamiento de K1 observado en el dominio de facies proximales indicaría el mayor confinamiento de las direcciones de transporte de sedimento (fig. 6.19 (15)(16)).

Dentro del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls, el perfil de Torrent de Febulinas (fig. 6.19 (18)), con una litología de cantos que evidencia una procedencia de los aportes desde el sector de Les Pedritxes (area de Matadepera), presenta una dirección media de K1 hacia el NNE muy congruente con la procedencia de los aportes. Así mismo, los perfiles

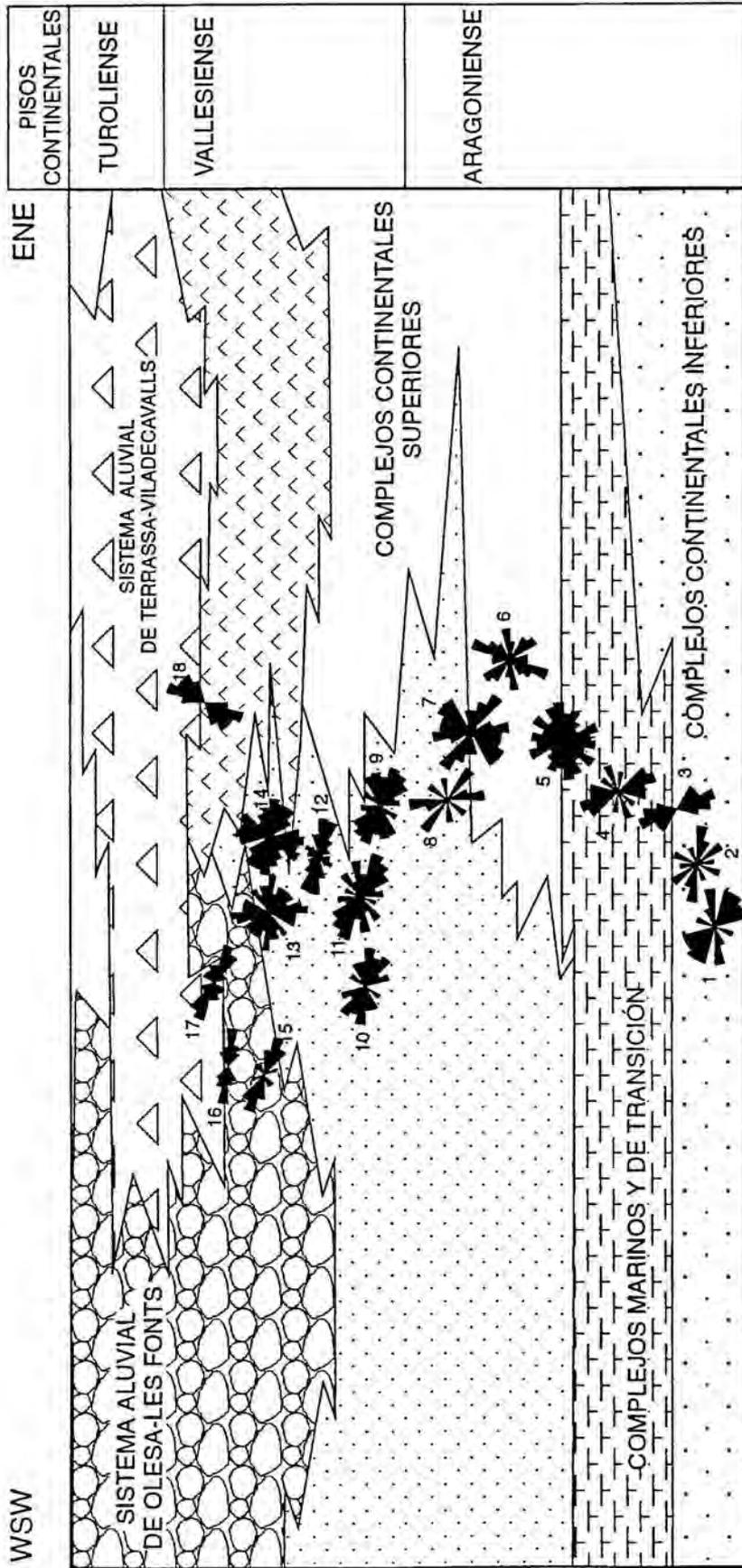


Figura 6.19: Cuadro litoestratigráfico de las unidades estudiadas con indicación de las direcciones de máxima susceptibilidad magnética (K1) obtenidas de las medidas de ASM en cada uno de los perfiles magnetoestratigráficos. 1, 2, 3, 4, 5, 6: Can Santjoan; 7, 8: Can Oriol; 9: Can Ferran; 10: Can Fonollet; 11: Can Guifera; 12: Can Guitart 3; 13: Creu de Comill; 14: Can Guitart 2; 15: Can Coromines; 16: Ceràmicas Viladecavalls; 17: La Tarumba; 18: Torrent de Febulines. Dentro de cada unidad litoestratigráfica la distribución de las direcciones de K1 presenta un patrón similar. También se observa una gran coincidencia entre las direcciones de K1 y las direcciones de paleocorrientes deducibles del contexto geológico y paleogeográfico. Así, los perfiles dominados por las facies del Sistema Aluvial de Olesa Les-Fonts presentan direcciones dominantes NW a WNW, mientras que el perfil de Torrent de Febulines, claramente incluido en el dominio del Sistema de Terrassa-Viladecavalls, muestra una dirección media NNE. Dentro del Sistema de Olesa-Les Fonts existe una progresión en el grado de agrupamiento de las direcciones desde las facies distales a las proximales.

localizados en posiciones intermedias entre el sistema de Olesa-Les Fonts y el sistema de Terrassa-Viladecavalls presentan direcciones de K1 que pueden interpretarse como interferencia de paleocorrientes de ambos sistemas.

#### 6.1.3.2. Fábricas postdeposicionales.

Las facies bioturbadas están constituidas por sedimentos que han estado afectados por un retrabajamiento postdeposicional más o menos intenso. La pedogénesis da lugar a una homogeneización de la fábrica deposicional que a su vez revierte en una fábrica magnética con baja anisotropía. El rango de valores de P' y T que representan las facies bioturbadas se solapa con el observado en las facies masivas (fig. 6.3). La diferencia reside en que mientras que las últimas exhiben una fábrica sindeposicional, las primeras representan una fábrica secundaria postdeposicional. Este tipo de fábrica es dominante en los perfiles de las facies medias-proximales del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts.

El retrabajamiento postdeposicional perturba las características primarias del sedimento reduciendo el grado de anisotropía, pero no destruye completamente la fábrica deposicional. La orientación preferente de K1 según las direcciones de paleocorrientes es todavía reconocible, así como la forma lenticular del elipsoide de ASM promedio.

#### 6.1.4. ORIGEN DE LA FRACCIÓN FERROMAGNÉTICA.

Los análisis de la MRI en muestras representativas de todos los sedimentos indican la presencia generalizada de hematites y magnetita en concentraciones variables en función sobre todo de la procedencia de los depósitos. La contribución magnética de la hematites es mayoritaria en los sedimentos del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts, mientras que en los sedimentos pertenecientes al sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls la magnetita puede ser francamente dominante (en unidades de momento magnético).

Tradicionalmente, a las partículas de magnetita en este tipo de sedimentos se le ha atribuido un origen fundamentalmente detrítico (Turner, 1982), si bien se han descrito casos de precipitación de magnetita biogénica *in situ* en medios marinos inducida por actividad bacteriana (Kirschvink y Chang, 1984); en medios continentales asociada a la actividad edáfica (Maher y Taylor, 1988; Maher y Thompson, 1994), y también por oxidación de carbonatos de hierro u otras fases minerales. En las sucesiones del Vallès, dada su área fuente de los sedimentos, lo más razonable es atribuir un origen detrítico para la mayor parte de la magnetita que se reconoce de manera más o menos dispersa a largo de todos los perfiles estudiados. La mayor concentración relativa de este mineral en los sedimentos del

sistema de Terrassa-Viladecavalls se explica por la abundancia en su área fuente de rocas paleozoicas metamórficas, riolíticas e ignimbríticas (Ubach, 1991). El sistema de Olesa-Les Fonts, que drena un área fuente de composición mixta formada por, además de rocas paleozoicas, rocas sedimentaras triásicas y terciarias, presenta concentraciones de magnetita notablemente más bajos.

Pero si bien en conjunto los sedimentos del sistema Olesa-Les Fonts muestran un bajo contenido en magnetita, ocasionalmente se reconocen niveles en los que la contribución de este mineral es mucho más alta de lo habitual. Se han contado cuatro niveles de estas características, repartidos en los perfiles de Can Santjoan y Can Ferran (Sector de Rubí), Les Martines (Bloque de Montagut) y Cerámicas Viladecavalls (Bloque de Viladecavalls). Para explicar dichas concentraciones anómalas de magnetita pueden barajarse diversas posibilidades: 1) existencia de aportes laterales de sedimentos con un área fuente rica en magnetita; 2) episodios de caída de cenizas volcánicas; y 3) precipitación de magnetita *in situ*.

La primera posibilidad, que implicaría la existencia de aportes desde otro abanico vecino, es consistente con el contexto paleogeográfico, marcado por la coexistencia de diferentes sistemas aluviales. Las interdigitaciones entre los sistemas de Olesa-Les Fonts y Terrassa-Viladecavalls ciertamente tienen lugar, pero no se han hallado evidencias de que los niveles ricos en magnetita correspondan a depósitos procedentes del sistema de Terrassa-Viladecavalls.

La posibilidad de una procedencia volcánica explicaría más fácilmente la naturaleza puntual de estas anomalías dentro del registro. Los análisis de difracción de rayos X no aportan sin embargo ninguna clave para apoyar esta hipótesis, indicando una composición mineralógica de las arcillas equiparable a la del resto de sedimentos.

Con respecto a la posibilidad de crecimiento *in situ*, existen referencias sobre la precipitación bacteriana de magnetita asociada al desarrollo de paleosuelos en las formaciones de loess de China (Maher y Thompson, 1994). Ciertamente, todos los niveles con anomalías magnéticas, excepto uno, presentan evidencias de una intensa actividad edáfica. Pero también es cierto que existen muchos otros niveles en los perfiles estudiados con desarrollo de paleosuelos aparentemente equiparables y que no presentan anomalía alguna en el contenido en magnetita. Para evaluar esta posible contribución de magnetita en los sedimentos del Vallès sería necesaria una investigación más específica en los niveles donde se han registrado las anomalías en la concentración de este mineral.

Con la información disponible no es posible poner luz sobre el origen de las anomalías en

el contenido de magnetita, que por otra parte son muy ocasionales. También podría tratarse de un efecto de concentración sedimentaria de tipo *placer* ligada estrictamente a la dinámica del sistema deposicional. En cualquier caso, ésta es una cuestión al margen de los objetivos fundamentales de este trabajo. Su solución debería venir de la mano de un estudio detallado de microscopía electrónica para determinar la forma, tamaño de grano y composición de estas partículas.

El origen de la hematites en los sedimentos puede ser muy diverso (Channell *et al*, 1982; Steiner, 1983; Tucker, 1983; Turner, 1982). Al aporte detrítico debe sumarse la posible precipitación postdeposicional de hematites pigmentario en forma de cemento intergranular. En medios aluviales, una fuente importante de hematites proviene de la alteración por oxidación de otros minerales de hierro. Esta alteración puede tener lugar en el área fuente, acompañando a los procesos de meteorización, y continuar también durante el transporte del sedimento hacia las áreas de deposición. Si la alteración tiene lugar con anterioridad a la sedimentación, los nuevos minerales pasan a engrosar la fracción detrítica, y su incorporación definitiva al sedimento introduce una componente magnética detrítica. Si la alteración tiene lugar después de la deposición, la precipitación de hematites *in situ* da lugar a una magnetización de origen químico que se suma también a la MRN de la roca. Una evidencia indirecta de la incorporación de la hematites, y magnetita, en forma de partículas detríticas es la ocurrencia generalizada de errores de inclinación de la magnetización, fenómeno que queda especialmente ilustrado en las direcciones paleomagnéticas registradas en las facies laminadas distales. Los errores de inclinación se explican mediante la influencia de los momentos gravitatorios sobre las partículas ferromagnéticas en el momento su deposición (ver Apto 6.2.3).

La identificación de la naturaleza detrítica de las partículas ferromagnéticas es una prueba del origen primario de la magnetización. Pero más que la naturaleza química o detrítica de la magnetización, lo que estrictamente interesa desde el punto de vista paleomagnético es determinar la edad relativa de la magnetización con respecto a los sedimentos. En este sentido el análisis más directo es el que se obtiene de los tests de campo de estabilidad de la magnetización (ver Apartado 6.2.1).

## **6.2. ANÁLISIS DE LAS DIRECCIONES DE MAGNETIZACIÓN CARACTERÍSTICA.**

El cálculo de la dirección de magnetización característica en una muestra mediante *análisis de componentes principales* (Kirschvink, 1980) aporta una estimación de la desviación angular máxima de una dirección dada. Este método idealmente proporciona una medida menos subjetiva del error que la simple valoración ocular, si bien no tiene en cuenta una serie de factores no computerizables, como errores sistemáticos de medida, consistencia de resultados entre distintas muestras, rangos de temperatura de desbloqueo, etc. Por todo ello, en la rutina de cálculo de direcciones persiste un factor humano determinante que interviene en la selección de los pasos de desmagnetización que representan más adecuadamente la componente característica.

Dependiendo de la efectividad del lavado en el laboratorio, estimada a partir del examen de los diagramas ortogonales de desmagnetización, se han diferenciado dos categorías de direcciones características. Denominamos direcciones de clase A aquellas que se han calculado a partir de segmentos de desmagnetización con: 1) caídas de intensidad rectilíneas y dirigidas al origen (stable end point); 2) temperaturas de desbloqueo entre 400°C y 680°C; 3) un número de pasos de desmagnetización igual o mayor que tres. Las direcciones con evidencias de lavado incompleto o trayectorias inestables se considerarán de clase B. Las direcciones de clase B suelen corresponder a muestras con una intensidad de magnetización débil, que se ven fácilmente alteradas por adquisiciones termorremanentes en el curso de su desmagnetización en laboratorio. Si bien aportan información sobre la polaridad magnética, la dirección calculada de estas muestras puede ser poco representativa de la dirección del campo geomagnético.

Mientras que para el cálculo de la secuencia de polaridad magnética se han utilizado las direcciones de clase A y B indistintamente, en la estimación de la dirección de magnetización media de cada perfil únicamente se han tenido en consideración las direcciones de clase A. Las direcciones anormales o transicionales obtenidas en estaciones que delimitan inversiones de polaridad se han excluido también en el cálculo de la dirección media.

La fiabilidad de las direcciones medias en cada perfil se ha expresado mediante los parámetros estadísticos de Fisher (1953)  $k$  y  $\alpha_{95}$ . El parámetro de precisión  $k$  da una medida de la concentración de la distribución alrededor de la dirección media, similar a la información que proporciona el parámetro de desviación estándar en la distribución normal.  $k$  es tanto más grande cuanto mayor es la concentración de las direcciones en torno a la

media. Una aproximación sencilla al valor de  $k$  se obtiene mediante la expresión :

$$k = \frac{(N-1)}{(N-R)}$$

en donde  $R$  es el módulo del vector suma de las  $N$  direcciones unitarias consideradas en la estadística. El ángulo de confianza  $\alpha_{95}$  proporciona una estimación del error de la dirección media. Representa el ángulo del semicono centrado en la dirección media en el interior del cual existe una probabilidad del 95% de hallar la dirección real. Por tanto, cuanto menor es  $\alpha_{95}$  más precisión tiene el valor de la media estimada. En Paleomagnetismo suele considerarse que una dirección tiene una precisión suficiente cuando  $k > 10$  y  $\alpha_{95} < 16$  (Van der Voo, 1990).

Las direcciones paleomagnéticas calculadas en todos los perfiles junto con los datos estadísticos correspondientes están representados separadamente para cada perfil en el tercer apartado de este capítulo (Aptdo 6.3), juntamente con las sucesiones magnetoestratigráficas observadas.

#### 6.2.1. TESTS DE ESTABILIDAD DE LA MAGNETIZACIÓN.

El concepto de estabilidad de la magnetización hace referencia a la capacidad de un material de registrar las características del campo geomagnético por lapsos de tiempo muy largos. Cuando la magnetización remanente natural de una roca ha sufrido pocos cambios desde el momento de su formación (magnetización primaria) se dice que esta roca tiene una magnetización estable. Debido a la presencia habitual en las rocas de magnetizaciones secundarias, en todo estudio paleomagnético resulta imprescindible llevar a cabo pruebas que verifiquen la edad relativa de la magnetización. Paralelamente también es necesario probar la eficacia de las técnicas de laboratorio en aislar las distintas componentes de manera que las direcciones paleomagnéticas calculadas representen verdaderamente la dirección del campo grabada en la roca. A estas pruebas las denominamos tests de estabilidad de la magnetización.

El fin de los diversos tests de estabilidad es, por un lado, comprobar la efectividad de las rutinas de desmagnetización para aislar e identificar la magnetización característica (test de la inversión de las direcciones); y por otro lado, estimar la edad relativa de la magnetización respecto al tiempo de formación de las rocas (test del pliegue, test del conglomerado).

16.2.1.1. Test de la inversión de las direcciones.

El test de la inversión de las direcciones (Cox y Doell, 1960) comprueba si dos conjuntos de direcciones, generalmente las direcciones de polaridad normal e inversa de un perfil, pueden asimilarse a dos distribuciones con direcciones medias antipodales. Se fundamenta en la hipótesis suficientemente contrastada del carácter dipolar del campo terrestre cuando se promedian períodos de tiempo suficientemente largos. El test es útil para determinar si las direcciones paleomagnéticas que obtenemos representan una única componente de magnetización o si por el contrario están contaminadas por otras componentes. Si existe una contaminación por una componente secundaria, la componente primaria resulta entonces desviada de manera que las direcciones medias normal e inversa dejan de ser antipodales. Se trata pues de invalidar a un cierto nivel de confianza (normalmente el 95%) la hipótesis nula de que los dos conjuntos de direcciones representan una misma componente de magnetización. Un test positivo se alcanza cuando no es posible refutar la hipótesis nula.

Figura 6.20: Test de antiparalelismo de las direcciones.

Perfil	ángulo entre las medias normal e inversa	ángulo crítico	Clasificación
Can Oriol	3°	10°	C
Font del Ferro	7°	29°	Indeterminado
Can Ferran	12°	16°	C
Creu de Conill	12°	14°	C
Can Guitart 2	13°	16°	C
Can Guitart 3	9°	19°	C
Les Martines	15°	15°	C
Torrent de Febulines	9°	10°	C
Cerámicas Viladecavalls	5°	7°	B
La Tarumba	8°	13°	C
Can Coromines	4°	22°	Indeterminado

Si el número de observaciones es pequeño o si la distribución tiene una dispersión grande, resulta casi inevitable que la hipótesis nula no pueda ser rechazada. Esto implica que un resultado positivo del test de antiparalelismo puede venir originado por una falta de precisión en los datos. Para superar esta situación McFadden y McElhinny (1990) proponen una clasificación sencilla del test que pondere el volumen y calidad de la información. Esta clasificación se basa en el valor del ángulo entre las direcciones medias de los dos conjuntos de datos por encima del cual la hipótesis nula de una dirección común quedaría invalidada con un 95% de confianza. Según éste valor, denominado ángulo crítico ( $\gamma_c$ ), un test positivo se clasifica en clase A si  $\gamma_c < 5^\circ$ , clase B si  $5^\circ < \gamma_c < 10^\circ$ , y clase C si  $10^\circ < \gamma_c < 20^\circ$ . Si  $\gamma_c > 20^\circ$  se propone clasificar el test como indeterminado, indicando que la hipótesis nula no puede rechazarse por insuficiencia de datos, independientemente del grado de coincidencia de las direcciones medias. Un test negativo significa que el ángulo entre las dos direcciones

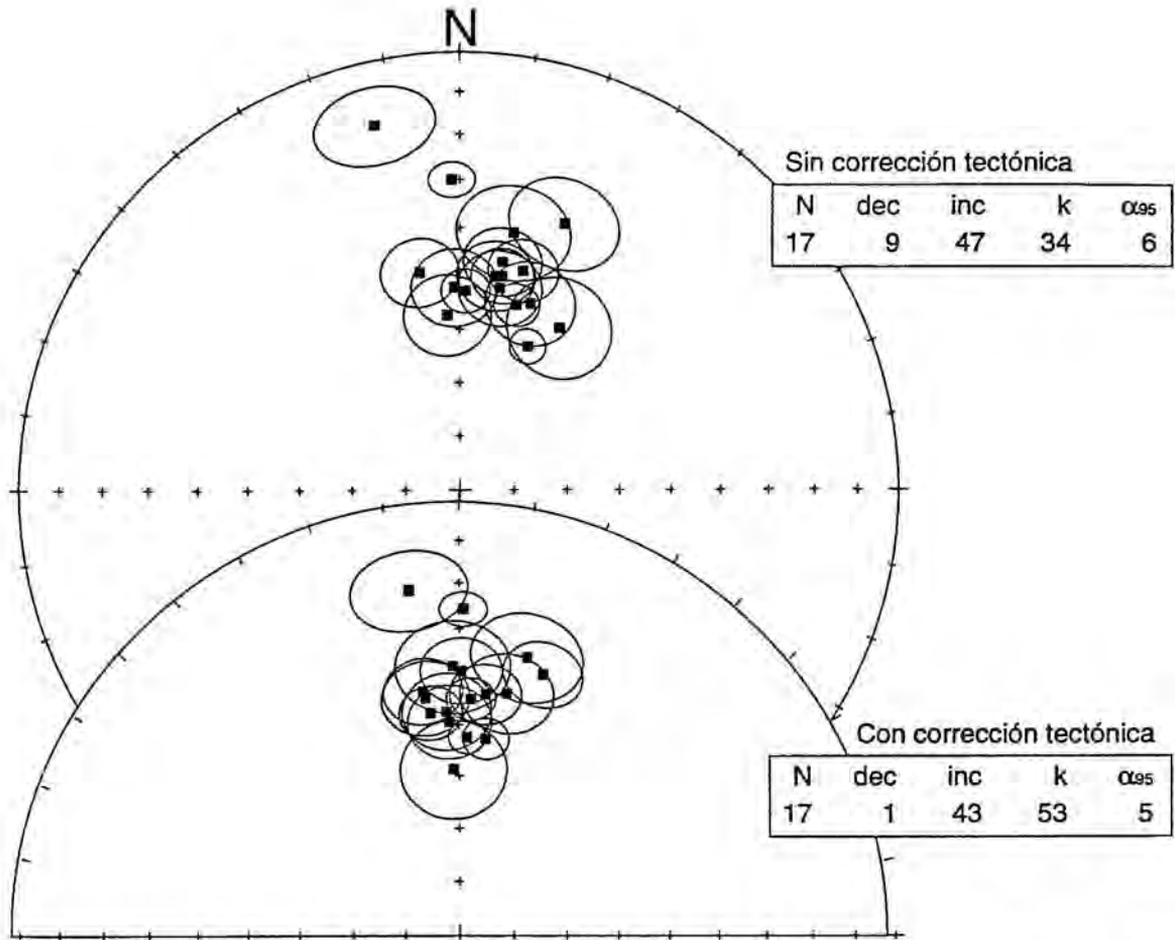
medias es mayor que el ángulo crítico.

Se ha realizado el tests de antiparalelismo de las direcciones en todos los perfiles magnetoestratigráficos en donde se ha obtenido un número suficiente de muestras de polaridad normal e inversa. El test ha resultado positivo de clase C en 9 de los 13 perfiles, y positivo de clase B en uno (el Perfil de Cerámicas Viladecavalls/CanTuru) (fig. 6.20). Los perfiles de Font del Ferro y Can Coromines resultaron *Indeterminados* y en el perfil de Can Guilera se obtuvo un test negativo, evidenciando la dificultad en este perfil de obtener direcciones fiables.

En los perfiles clasificados como *Indeterminados* se entiende que el test aporta escasa significación estadística dada la elevada dispersión de las direcciones. El resultado negativo del perfil de Can Guilera también viene determinado por la alta dispersión de las direcciones causada por un lavado incompleto de las componentes secundarias, al que se suma también una pobre representación de direcciones de polaridad inversa. Por esta razón, para la obtención de una dirección paleomagnética estadísticamente significativa en el perfil de Can Guilera ha sido preciso recurrir al análisis combinado de direcciones y círculos de desmagnetización (McFadden & McElhinny, 1988). En los perfiles que han pasado positivamente el test de la inversión de las direcciones se considera que el lavado magnético ha sido suficientemente efectivo para aislar la componente característica. La dirección media obtenida para estos perfiles se considera que representa convenientemente la magnetización registrada en los sedimentos.

#### 6.2.1.2. Test del Pliegue.

El test del pliegue proporciona información sobre la edad de la magnetización en relación a la tectónica y se basa sencillamente en el análisis comparativo de las direcciones paleomagnéticas de diferentes estaciones con relación a su situación estructural (Graham, 1949). Si las direcciones paleomagnéticas entre estaciones presentan un agrupamiento mayor cuando éstas son referidas a coordenadas *in situ* o geográficas, implica que la magnetización es posterior a la deformación de las capas. Inversamente, si las direcciones muestran mayor consistencia después de la corrección tectónica, se entiende que la magnetización es anterior al plegamiento y que el test es positivo. Una indicación cualitativa rápida del test del pliegue puede obtenerse simplemente a partir de la relación entre el parámetro de precisión  $k$  de la media antes y después de la corrección tectónica (McElhinny, 1964) (fig. 6.21). Dicha relación ha sido y continua siendo muy utilizada, a pesar de estar fundamentada en algunas premisas incorrectas que hacen que el test carezca de significación cuando no se cuenta con una deformación angular importante (McFadden y Jones, 1981). En contextos con poca



**Figura 6.21:** Test del Pliegue. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización medias de los perfiles con  $\alpha_{95} < 10^\circ$ . Indicación de los parámetros estadísticos de la media antes y después de la corrección tectónica.

deformación el test de McElhinny (1964) difícilmente puede ser significativo con un nivel de confianza del 95%.

McFadden y Jones (1981) proponen un test menos restrictivo, basado en la comprobación de la hipótesis nula de una dirección común para todas las estaciones. La hipótesis nula equivale a decir que las capas se encuentran en su posición relativa adecuada respecto al tiempo de magnetización. Si la hipótesis nula puede ser rechazada en coordenadas geográficas, pero no tras la corrección tectónica, se concluye que la magnetización tuvo lugar antes del plegamiento. Con este criterio es posible alcanzar significación estadística en el test sin necesidad de plegamientos apretados, como es el caso del presente estudio donde la deformación no consiste más que en basculamientos de bloques que raras veces superan

los 20 grados.

**Figura 6.22:** Test del Pliegue realizado a partir de las direcciones medias obtenidas de los perfiles magnetostratigráficos. Se han excluido del cálculo los perfiles con  $\alpha_{95}$  superior a  $10^\circ$

In Situ		Desplegado		corrección tectónica	
Dec	Inc	Dec	Inc	Rumbo	Buzamiento
58	52	349	43	220	12
025	59	003	51	221	17
002	53	003	45	280	08
011	46	018	37	326	12
350	48	352	43	280	06
359	30	001	26	314	06
347	16	352	22	012	16
017	54	008	52	203	07
021	53	011	43	244	13
010	49	000	39	232	14
012	40	359	38	192	16
356	57	357	47	270	10
011	51	356	55	164	12
022	35	014	34	201	11
016	47	007	44	210	10
032	54	358	59	184	22
011	49	353	47	188	16

N: 17

$\xi$ : 7.308

$\xi$ : 0.547

límite de confianza 95%: 4.801 99%: 6.721

En el caso de un número variado de estaciones (preferiblemente superior a 5) cada una en una posición estructural particular y con una corrección tectónica propia, McFadden (1990) presenta un test basado en un estadístico  $\xi$  sensible a la correlación entre la distribución de direcciones paleomagnéticas respecto a la media y su corrección tectónica. Bajo la hipótesis nula de que las capas están en su posición relativa adecuada, la distribución de direcciones con respecto a la media debería ser totalmente al azar y no guardaría correlación con la deformación. En tal caso, la distribución de  $\xi$  es simétrica y con media igual a cero. Contrariamente, si las capas están en una posición relativa incorrecta, la distribución de direcciones con respecto a la media guardarán correlación con la deformación (corrección tectónica) y  $\xi > 0$ . Esta modalidad de test del pliegue ha sido aplicada al conjunto de perfiles estudiados en este trabajo. Del cálculo se han excluido los perfiles con direcciones medias con un  $\alpha_{95}$  superior a  $10^\circ$  (Can Llobateres, Camí de Can Tarumot y tramos II y III de Can Santjoan), resultando un número final de observaciones consideradas de 17. Las direcciones de cada una antes y después de aplicar la corrección tectónica se presentan en la tabla de la figura 6.22. En coordenadas geográficas,  $\xi$  es superior al valor crítico correspondiente a un nivel de confianza del 99%, una clara indicación de que las capas se encuentran en una

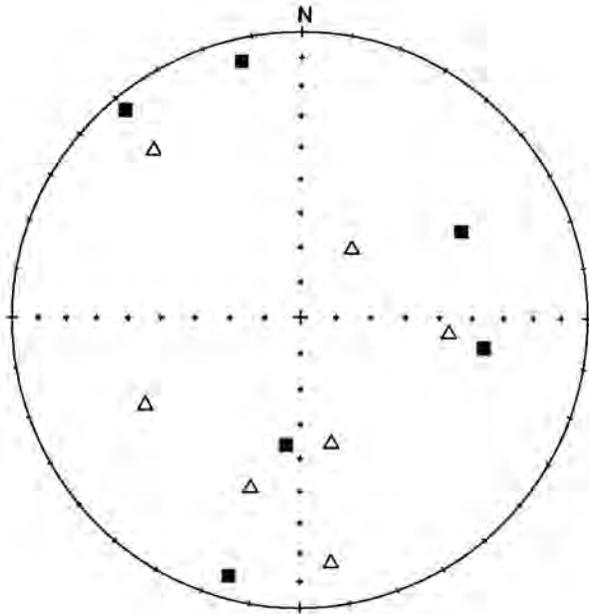
posición incorrecta con respecto al tiempo de magnetización. Después de la corrección tectónica, el valor de  $\xi$  es de tan solo 0.55, muy por debajo del nivel de confianza, indicando que no hay correlación aparente con la deformación. En conclusión, el test resulta positivo, indicando que no puede rechazarse la hipótesis nula de que las capas están en su posición correcta y que la magnetización es anterior al basculamiento.

### 6.2.1.3. Test del Conglomerado.

El test del conglomerado puede aplicarse cuando fragmentos de roca procedentes de la formación estudiada se hallan redepositados en forma de bloques en niveles de conglomerados más modernos. Si la magnetización característica de los cantos se ha mantenido estable desde el momento de la deposición, la magnetización observada en un número suficiente de cantos dará una distribución al azar de las direcciones. En este caso se habla de un test positivo, ya que es una evidencia clara de magnetización estable, anterior a la erosión y redeposición de los cantos. Si la magnetización característica en los cantos muestra una distribución en torno a una dirección media significativa, la magnetización es necesariamente posterior a la deposición del conglomerado. Naturalmente, el valor de la información que se obtiene del test es mayor cuanto menor es el lapso de tiempo entre la edad de formación de las rocas y su erosión y redeposición de los bloques. Un test positivo obtenido en un conglomerado intraformacional es una evidencia muy firme del carácter primario o muy temprano de la magnetización característica de los sedimentos.

El test del conglomerado consiste en probar de negar para un cierto nivel de confianza la hipótesis nula de que las direcciones siguen una distribución al azar (Irving, 1964). Teóricamente, la resultante ( $R$ ) de la suma de todos los vectores unitarios de una distribución al azar es nula. En la práctica, para un número concreto de observaciones al azar ( $N$ ) y un nivel de confianza del 95% corresponde un valor de  $R_0$  tal que existe una probabilidad del 0.5% de que  $R > R_0$ . Por tanto, para una colección dada de direcciones, si  $R$  excede el valor de  $R_0$  se dice que existe una probabilidad de más del 95% de que no provengan de una distribución al azar.

Para observar la estabilidad de la magnetización en los sedimentos del Vallès se han muestreado bloques intraformacionales de lutitas que ocasionalmente pueden encontrarse incluidos en los paleocanales de las zonas medias y proximales del sistema de Olesa-Les Fonts (Lámina 1). La relativa poca abundancia de cantos de tamaño suficiente para el muestreo a limitado el análisis a un total de 13 bloques procedentes de los perfiles de Can Guilera, Creu de Conill, Can Guitart 2 y Can Coromines (fig. 6.23). Para la comprobación del test del conglomerado es preferible que todas las observaciones procedan de un mismo nivel, de manera que una hipotética remagnetización tardía de los cantos quedara registrada

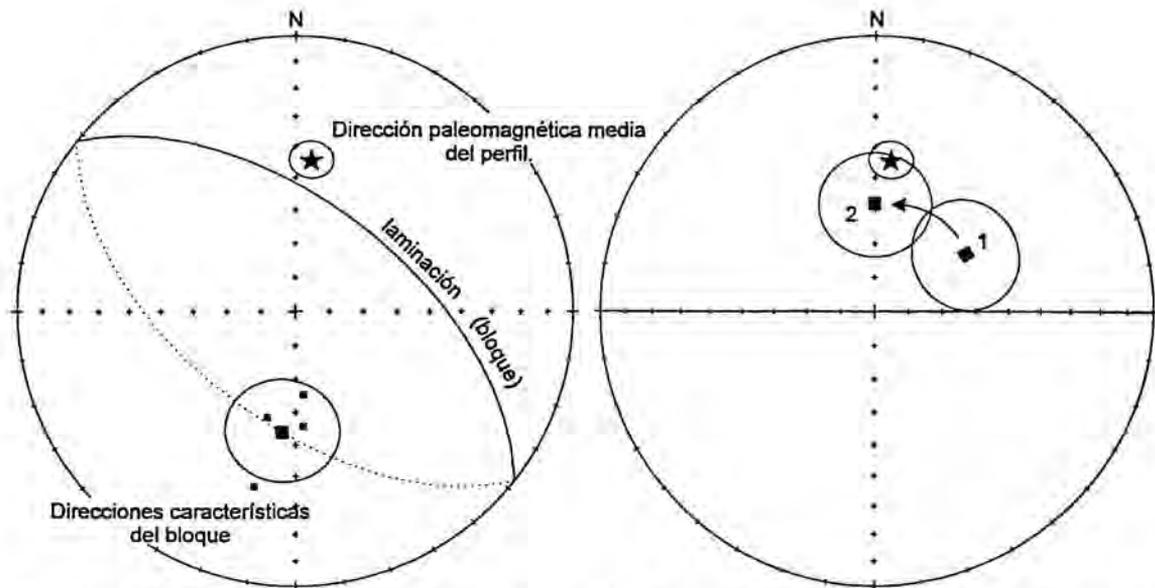


**Figura 6.23 :** Test del conglomerado realizado en bloques intraformacionales de lutitas. Los bloques proceden de conglomerados de diversos perfiles en el sector de facies medias-proximales del Sistema aluvial de Olesa-Les Fonts (Bloques de Les Fonts, Montagut y Viladecavalls). Para un número de observaciones  $N$ : 13 y un valor observado de  $R$ : 2.34 el test del conglomerado resulta positivo.

en forma de una dirección común a todos ellos. En el caso presente, por el contrario, cada canto corresponde a una localidad distinta. Las características del campo geomagnético correspondientes al tiempo de redeposición de cada bloque no pueden ser comparables, ni tampoco la remagnetización que pudiera afectar a cada uno de ellos. En esta situación, el test del conglomerado solo resulta significativo para rebatir la hipótesis de una remagnetización tardía y común a todos los cantos (caso, por ejemplo, de una superposición del campo reciente).

A partir de las direcciones paleomagnéticas de todos los bloques ( $N=13$ ) se ha estimado el valor de  $R= 2.341$ . Para un número de observaciones  $N = 13$  y un nivel de confianza del 95% el valor correspondiente de  $R_0$  es 5.75. En consecuencia no puede negarse la hipótesis de una distribución de las direcciones al azar, lo que significa un test del conglomerado positivo. En nuestro caso, y debido a la procedencia diversa de los cantos, la conclusión de que la magnetización es anterior a la redeposición de los cantos no es, por lo dicho arriba, estadísticamente significativa, aunque presumiblemente cierta.

Aparte del análisis estadístico, se puede realizar también un análisis más cualitativo de la magnetización observando la dirección característica en el canto en relación a la magnetización media de las capas en su misma localidad o perfil. El ejemplo de esta información se ilustra en las figuras 6.24(A) y 6.25(A), donde se observa la incoherencia entre la dirección de magnetización del canto en relación a la dirección media de las capas.



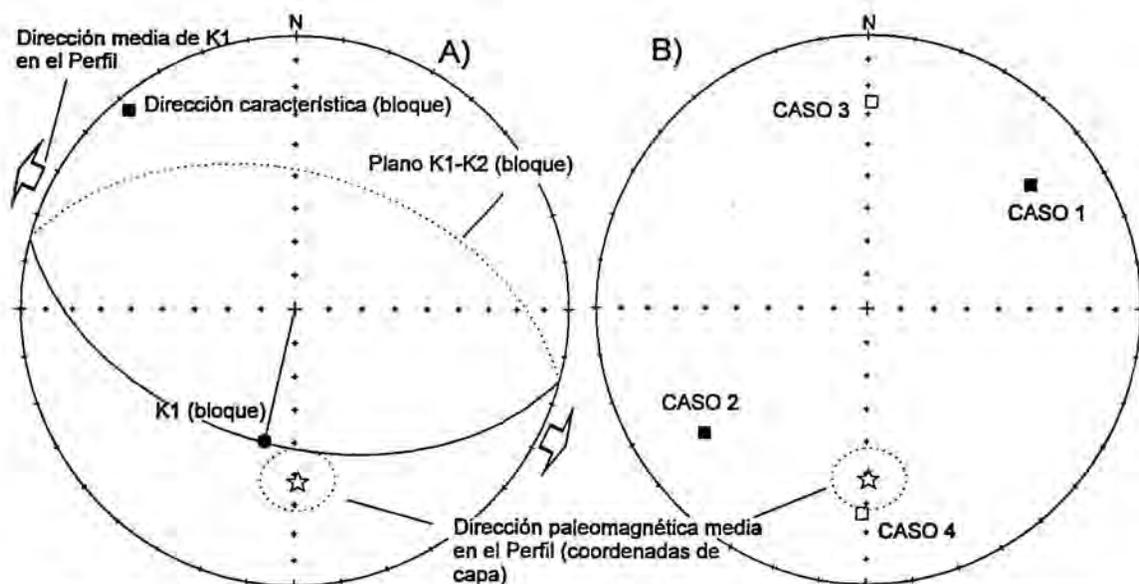
A) Relación entre las direcciones de magnetización característica en el bloque y en las capas.

B) Direcciones características corregidas a coordenadas de canto a partir de la orientación de la laminación interna del bloque (1) y posteriormente rotadas según un eje vertical de manera que coincida la declinación media con el Norte (2). Se constata la consistencia de la inclinación de la magnetización respecto a la dirección de referencia del perfil.

Figura 6.24: Direcciones de magnetización característica en un bloque intraformacional del perfil de Can Guitart 2. A) coordenadas de capa; B) Corrección a coordenadas de canto.

Si es posible determinar la orientación de la laminación dentro del canto también es posible aplicar una corrección para devolver el mismo a su posición original, anterior al retrabajamiento (fig. 6.24.(B) y fig. 6.25.(B)). Esta corrección, que consiste en el abatimiento de la laminación a la horizontal, es incompleta ya que no aporta información azimutal, pero nos permite probar la coherencia de la inclinación de la magnetización en relación a la estratificación interna del canto ("coordenadas de canto").

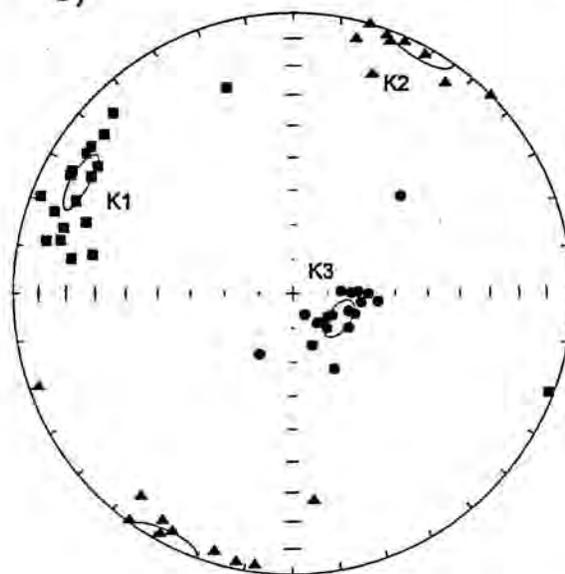
En el caso de sedimentos con una anisotropía magnética suficientemente marcada y una orientación de los ejes principales de ASM constante (figura 6.25(C)), se puede obtener una corrección de la magnetización del canto utilizando como coordenadas de referencia la orientación de los ejes principales de ASM tanto en el canto como en el perfil. Dada la simetría binaria de los ejes de principales de anisotropía, la solución no es única, sino que



A) Direcciones de magnetización característica y susceptibilidad magnética en coordenadas de capa

B) Corrección de la magnetización característica a "coordenadas de canto" a partir del abatimiento a la horizontal el plano de foliación magnética, y rotando después según un eje vertical hasta hacer coincidir el eje K1 del canto con la dirección media de K1 obtenida para el perfil. Dada la simetría del elipsoide de ASM no existe una solución única sino cuatro.

C)



C) Direcciones de los ejes principales de anisotropía en muestras del Perfil de Can Coromines (coordenadas geográficas).

**Figura 6.25:** Direcciones de magnetización característica en un bloque intraformacional del perfil de Can Coromines. Una corrección de la magnetización a coordenadas de canto puede realizarse bajo la asunción de que la orientación de los ejes principales de anisotropía (K1, K2 y K3) en el canto debe coincidir con la orientación media observada en las capas del mismo perfil (C).

existen cuatro posibles restauraciones de la magnetización a coordenadas de canto (figura 6.25(B)). De las cuatro soluciones posibles, una muestra una notable consistencia con la dirección media de referencia, lo que valida la hipótesis de una magnetización muy temprana, anterior a la erosión de los cantos intraformacionales.

### 6.2.2 EDAD DE LA MAGNETIZACIÓN CARACTERÍSTICA.

Las evidencias más firmes del origen temprano de la magnetización las aportan los resultados positivos en el test del conglomerado, pues dan a entender que la magnetización es anterior al retrabajamiento de bloques intraformacionales, el cual tiene lugar poco después a la sedimentación. Desafortunadamente, el test del conglomerado no ha sido posible aplicarlo extensivamente en todos los perfiles, debido a la falta de bloques de tamaño suficiente. Los bloques intraformacionales analizados en el test del conglomerado proceden básicamente de las asociaciones de facies medias del sistema aluvial Olesa-Les Fonts (Bloques de Les Fonts y Montagut).

El test del pliegue demuestra que la magnetización es temprana y anterior al basculamiento de las capas. Esta es una conclusión, sin embargo, que se obtiene del análisis conjunto de las direcciones de todos los perfiles, de manera que no aporta información sobre la magnetización de un nivel particular. No es posible discriminar el origen (pre o post-tectónico) de la magnetización individualmente para cada muestra, ya que la dispersión de las direcciones paleomagnéticas es superior al ángulo de basculamiento de las capas (corrección tectónica). Esta incertidumbre condiciona la fiabilidad de las magnetozonas de menor amplitud que están representadas por tan sólo un nivel estratigráfico y un número muy limitado de muestras. En estos casos, la única solución para certificar los datos magnetoestratigráficos es la comprobación del patrón de inversiones magnéticas simultáneamente en varios perfiles de la misma edad (Aptdo 7.1.1.).

Una peculiaridad muy interesante que se observa en los sedimentos laminados de las facies distales es la existencia de errores de inclinación de la magnetización muy elevados, con diferencias de 40° entre la inclinación media observada y la inclinación esperada. Desviaciones de esta magnitud, causadas por el efecto de la gravedad sobre las partículas durante la deposición (Aptdo 6.2.3.), es una evidencia del dominio de una componente detrítica en la magnetización. Los errores de inclinación existen pero son mucho menos marcados en los sedimentos edafizados de las asociaciones de facies medias y proximales y también en los sedimentos masivos del sistema aluvial Terrassa-Viladecavalls. Todo ello evidencia que los factores deposicionales y postdeposicionales tempranos, que anteriormente se constató que determinaban fuertemente la fábrica magnética, juegan un papel decisivo también en el bloque de la magnetización.

No sólo la inclinación sino todas las propiedades magnéticas son de algún modo dependientes de la facies sedimentaria. Así, los sedimentos que presentan componentes de magnetización mejor definidas son aquellos con una fábrica deposicional bien preservada, ya sean facies distales laminadas o facies proximales de depósitos masivos. Los resultados de desmagnetización progresiva dan componentes características rectilíneas y direcciones paleomagnéticas muy bien agrupadas. La magnetización en muestras de lutitas edafizadas, en cambio, puede ser bastante más compleja, con direcciones múltiples y trayectorias de desmagnetización curvas representando el solapamiento de varias componentes. El retrabajamiento postdeposicional puede implicar un aumento del lapso de tiempo durante el cual se produce el bloqueo de la magnetización y, por tanto, una mayor probabilidad de que se sumen componentes de magnetización diversas (Tauxe y Badgley, 1988). Por otro lado, la efectividad del alineamiento postdeposicional de las partículas ferromagnéticas es muy sensible a las condiciones de humedad y compactación del sedimento (Tucker, 1983): si la rotación de las partículas en el sedimento no es libre, la bioturbación no conduce a una reorientación efectiva sino a una progresiva dispersión de las partículas. El retrabajamiento mecánico del sedimento puede producir de esta manera una disminución en el grado de alineamiento y en consecuencia una disminución de la intensidad de la MRD o incluso su destrucción completa. Además de todo los procesos físicos que influyen en la magnetización existe toda la variedad de procesos químicos relacionados con la actividad edáfica, y medios superficiales en general, capaces de precipitar nuevas fases ferromagnéticas y/o alterar las ya existentes, con la consiguiente adquisición de una nueva componente de magnetización remanente química (MRQ).

### 6.2.3. RELACIÓN ENTRE MAGNETIZACIÓN Y ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.

#### 6.2.3.1. Introducción.

La presencia de inclinaciones anormalmente bajas en la MRD en sedimentos es un hecho constatado tanto en medios naturales como en sedimentos redepositados en laboratorio. Aparte de posibles efectos ocasionados por la deformación tectónica del sedimento, el origen de los errores de inclinación puede residir en: 1) el efecto gravitatorio que actúa durante la deposición y causa la rotación de las partículas según un eje horizontal al colisionar con la superficie de sedimentación; y 2) el efecto de compactación durante el enterramiento (Arason y Levi, 1990). Los factores que influyen en el grado de la desviación son muy diversos. En primer lugar influye el tamaño o, mejor, la relación masa/momento magnético de las partículas (Levi y Banerjee, 1990). En segundo lugar, la composición y proporción de las arcillas en el sedimento, así como la salinidad del agua puede influir en la atracción

electrostática entre las partículas magnéticas y las hojuelas de minerales de la arcilla, coartando la libre rotación de las primeras en los espacios interpartícula del sedimento (Deamer y Kodama, 1990).

Cualquiera que sean las condiciones, el error de inclinación de la MRN inducido por compactación es limitado y difícilmente puede explicar desviaciones tan altas como los observados frecuentemente en sedimentos aluviales antiguos (este trabajo) y recientes (Tauxe y Kent, 1984; Collombat, 1990). Si bien la compactación puede contribuir a aumentarlo, parece claro que es un efecto deposicional la causa principal del error de inclinación, como también lo prueba la estrecha dependencia de la inclinación con la facies sedimentaria.

Independientemente de la causa que produce el error de inclinación, en sedimentos redepositados en laboratorio se ha observado una tendencia hacia una relación tangencial entre la inclinación de la MRD ( $I_{MRD}$ ) y la inclinación del campo magnético ambiental ( $I_c$ ) del tipo:

$$\tan(I_{MRD}) = f * \tan(I_c) \quad (1)$$

donde  $f$  es una constante conocida como "factor de aplastamiento" (*flattening factor* de Løvlie y Torsvik, 1984). Se asume que  $f$  es independiente del campo magnético ambiental y está controlado por las propiedades anisótropas intrínsecas a los sedimentos.

Con el objetivo de reconocer y corregir los errores de inclinación de la MRD, recientemente se ha propuesto un cálculo de  $f$  a partir de la determinación del elipsoide de anisotropía de la MRD (Jackson *et al*, 1991). En el caso más sencillo, asumiendo una población de partículas con anisotropía infinita (no hay magnetización perpendicular al eje de máxima elongación de la partícula) una aproximación al elipsoide de MRD puede obtenerse mediante la estimación de la anisotropía de la magnetización remanente anhisterética (MRA) inducida en laboratorio. En este supuesto,  $f$  equivaldría al cociente entre la magnetización en el eje vertical ( $MRA_z$ ) y la magnetización en el plano horizontal ( $MRA_x$ ). Sustituyendo en (1):

$$\tan(I_{MRD}) = \left( \frac{MRA_z}{MRA_x} \right) * \tan(I_c) \quad (2)$$

Aunque esta relación ha sido probada positivamente en laboratorio con sedimentos artificiales (Jackson *et al*, 1991), diversas premisas son difícilmente aceptables en medios naturales. En primer lugar, para sedimentos formados por partículas con baja anisotropía, la MRA no reproduce fielmente la MRD, lo que resulta en una infraestimación de la corrección de la inclinación. La solución a este problema se encuentra en la estimación de la anisotropía de

las partículas ferromagnéticas (Jackson *et al*, 1991), si bien esta es una rutina difícil de aplicar en casos naturales. En segundo lugar, las indeterminaciones acerca de la relación angular entre las direcciones de magnetización y de máxima elongación de partícula, suponen otra fuente de imprecisión al modelo (Løvlie, 1993).

En sedimentos marinos recientes Collombat *et al* (1993) reconocen una relación del tipo de la ecuación (4), pero en la que el factor  $f$  está elevado a un factor de 3:  $(MRA_z/MRA_x)^3$ . Paralelamente se encuentra que existe una relación lineal entre  $MRA_z/MRA_x$  y el cociente  $K3/K1$  de los ejes principales de ASM. Intuitivamente se comprende que ha de existir una correlación entre ambos parámetros de anisotropía, dado que tanto uno como otro registran el grado de ordenación de las partículas (ferromagnéticas en el primero, paramagnéticas y ferromagnéticas en el último) en el sedimento. Los procesos físicos de homogeneización que alteran la ordenación original del sedimento deben afectar tanto a partículas ferromagnéticas como a paramagnéticas.

Sustituyendo el elipsoide de MRA por el de ASM en (2), tenemos

$$\tan(I_{MRD}) = \left(\frac{1}{P}\right)^n * \tan(I_c) \quad (3)$$

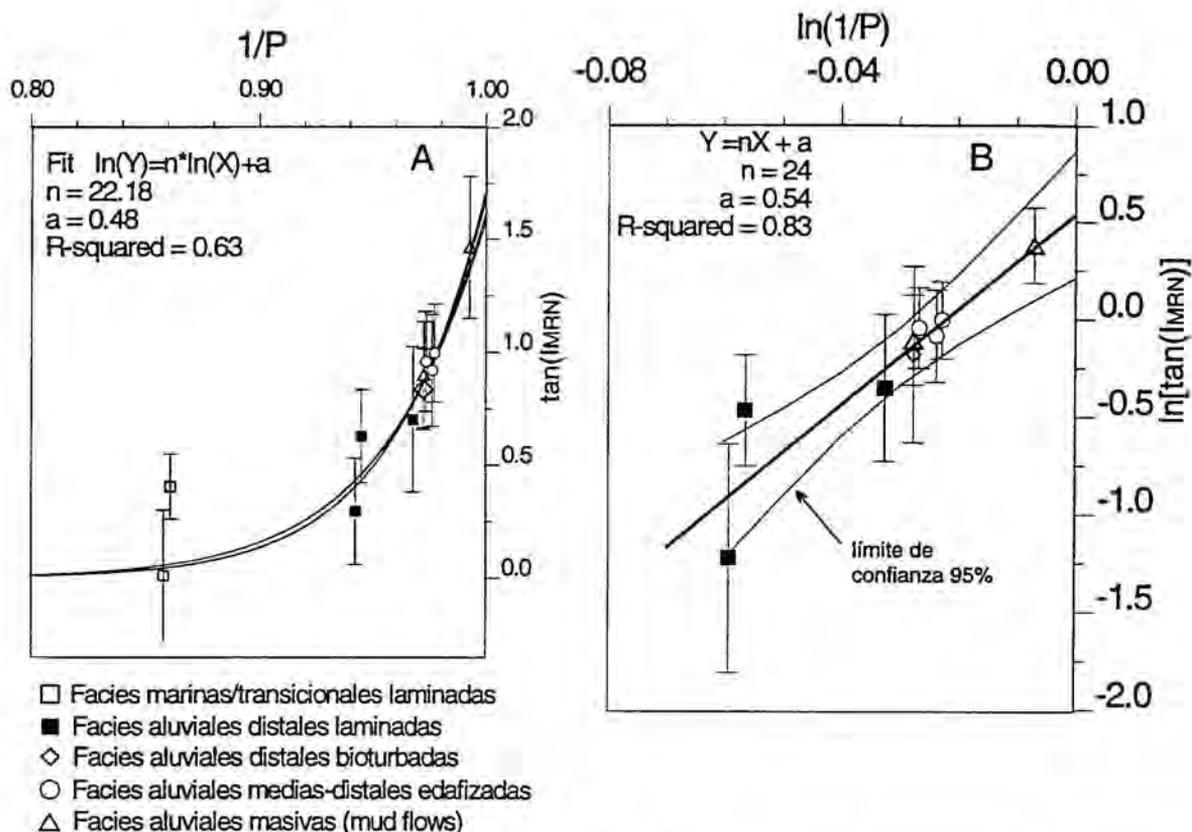
en donde  $P$  es el grado de anisotropía de la susceptibilidad magnética ( $K1/K3$ ), y

$$\ln(\tan(I_{MRD})) = -n * \ln(P) + \ln(\tan(I_c))$$

### 6.2.3.2. Resultados.

La relación lineal entre los logaritmos de  $\tan(I_{MRD})$  y  $P$  se ha probado con los datos obtenidos de 11 perfiles magnetoestratigráficos representando toda la variedad de facies sedimentarias (fig. 6.26-A). Efectivamente, la correlación prevista en (3) se cumple con un coeficiente de determinación  $r^2 = 0.65$ . Los parámetros  $n$  y  $a$  de la función de regresión no varían significativamente si se omiten del cálculo los datos que representan los valores de anisotropía más alta (sedimentos marinos laminados), obteniéndose además una notable optimización de la correlación con un coeficiente de determinación mucho más alto ( $r^2 = 0.8$ ) (fig. 6.26-B).

Si consideramos el caso extremo de anisotropía nula ( $P=1$ ), el registro del campo geomagnético en la roca no debería presentar desviaciones causadas por la fábrica. La



**Figura 6.26:** Relación entre la inclinación de la magnetización ( $\text{IMRN}$ ) y el grado de anisotropía ( $P$ ). Cada punto en el gráfico representa la media de un conjunto de muestras de un perfil o parte de un perfil de litología relativamente homogénea. La relación ilustra la dependencia entre la inclinación y la anisotropía de la roca, de manera que una disminución en la anisotropía de la roca repercute en un incremento de la inclinación de la magnetización. La función de regresión en A y en B verifica la relación expuesta por la ecuación (3), siendo  $a = \ln[\tan(I_c)]$ , donde  $I_c$  es la inclinación del campo geomagnético verdadera. La regresión en B no considera las muestras extremadamente anisótropas de las facies marinas laminadas, obteniéndose valores de los coeficientes  $a$  y  $n$  similares a los obtenidos en A, pero con un coeficiente de determinación notablemente más alto ( $r^2 = 0.83$ ). El valor extrapolado de la regresión en B cuando  $P = 1$  (no anisotropía en la roca) es de alrededor de  $60^\circ$ , con un intervalo de confianza entre valores de inclinación de  $51^\circ$  a  $67^\circ$ .

extrapolación de la regresión para valores de  $P = 1$  teóricamente debe predecir la inclinación real del campo geomagnético ( $I_c$ ). Efectivamente, el valor de  $I_c$  deducido a partir de la regresión lineal de la figura 6.26 es de  $60^\circ$ , con unos límites de confianza del 95% entre  $51^\circ$  y  $67^\circ$ . Este resultado es coherente con la dirección media obtenida en el perfil de Can Fonollet (dec: 358; inc: 59;  $\alpha_{95}$ : 9; fig. 6.43) que presenta un grado de anisotropía  $P$  casi nulo ( $P = 1.01$ ). También es coherente con las inclinaciones paleomagnéticas de referencia en la Península Ibérica durante el Mioceno (Carracedo *et al.*, 1988; Calvo *et al.*, 1994).

### 6.2.3.3. Conclusiones.

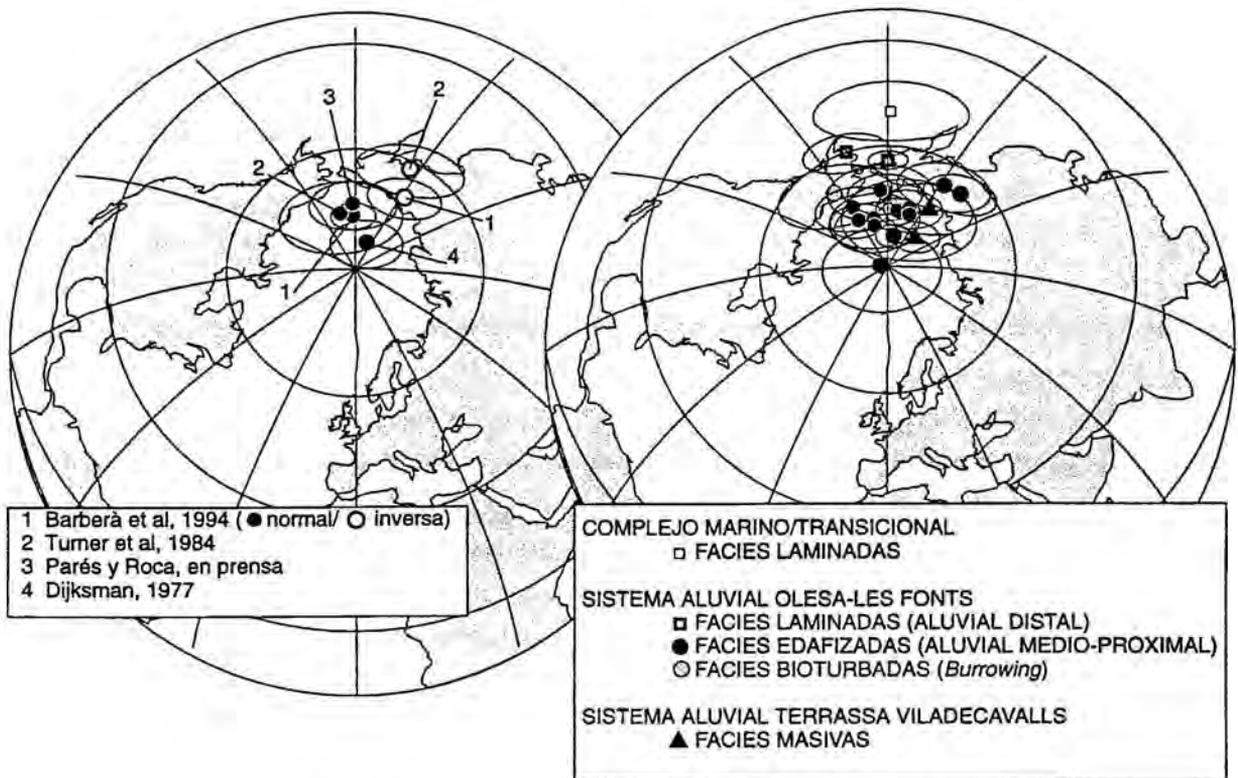
La adquisición de MRD en sedimentos conlleva errores de inclinación que dependen en gran medida de las condiciones hidrodinámicas del medio deposicional. La magnitud de la desviación está influida por otros factores intrínsecos al sedimento tales como la composición y granulometría de la fracción magnética y el contenido en minerales de la arcilla. Si bien este efecto no tiene repercusión sobre la determinación de la polaridad magnética, sí que tiene gran trascendencia en la interpretación paleolatitudinal de los datos (Aptdo. 6.2.3.4.).

En los sedimentos aluviales del Vallès se ha observado una clara dependencia de la inclinación de la magnetización con la facies sedimentaria. La inclinación es mínima en sedimentos laminados no retrabajados, donde la ordenación de las partículas define una fábrica planar muy marcada. A medida que decrece el ordenamiento de las partículas en el sedimento, la inclinación de la magnetización aumenta. Entre los sedimentos terrígenos estudiados, las facies que dan errores de inclinación menores son aquellas originadas a partir de flujos de transporte en masa.

El retrabajamiento postdeposicional que ocasiona la desorganización de la fábrica sedimentaria, y una disminución del grado de la anisotropía, facilita también un aumento en la inclinación de la magnetización; bien mediante un realineamiento mecánico de las partículas detríticas (MRDpD), bien por la precipitación química de nuevas fases ferromagnéticas (MRQ).

Una vez calculada la dirección de magnetización media y el elipsoide de ASM medio en cada perfil estratigráfico, se ha confirmado una dependencia entre la inclinación de la magnetización y la anisotropía magnética del sedimento. La correlación lineal entre  $\ln(P)$  y  $\ln(\tan(I_{MRD}))$  hace posible una estimación del error de inclinación que reside en la MRD, que es mayor cuanto mayor es la anisotropía de la roca (fig. 6.26).

La correlación obtenida entre la ASM y la inclinación de la magnetización en este trabajo no es, sin embargo, aplicable a otros ejemplos. Tanto la susceptibilidad magnética como la MRD son dependientes de una serie de factores intrínsecos a los sedimentos y que sería necesario estimar para cada caso particular (Collombat *et al.*, 1993). Entre éstos cabe citar la composición de la fracción ferro y paramagnética, la forma, tamaño y anisotropía magnética de las partículas (Jackson *et al.*, 1991), relación angular entre las direcciones de elongación y las direcciones de magnetización de las partículas ferromagnéticas (Løvlie, 1993), etc.



**Figura 6.27:** A) Polos paleomagnéticos estimados a partir de diversos trabajos llevados a cabo en sucesiones aluviales del Mioceno de la Península Ibérica (1 y 2: Depresión del Ebro; 3: Vallès-Penedès; 4: Cuenca de Calatayud-Daroca). B) Polos calculados en los perfiles magnetoestratigráficos de este trabajo y agrupados según tipos de facies sedimentaria.

A pesar de estar controlada por la fracción paramagnética, la ASM es un parámetro útil en la corrección de la inclinación de la magnetización. La determinación de la ASM es más rápida que la de la anisotropía de la MRA y no altera la MRN de la muestra: ambos tipos de análisis, ASM y MRN, pueden llevarse a cabo, por este orden, sobre el mismo conjunto de muestras.

#### 6.2.3.4. Implicaciones paleolatitudinales.

Las reconstrucciones paleogeográficas basadas en modelos cinemáticos o en otras fuentes de información, con frecuencia no muestran una gran coincidencia con los datos paleomagnéticos. Frente a esto, la fiabilidad de las rocas en registrar el campo geomagnético es cuestionable, en especial cuando se trata de Magnetización Remanente Detrítica (MRD). En sedimentos terrígenos el error en la inclinación debido al efecto gravitacional sobre las partículas y a la compactación posterior puede dar origen a estimaciones paleolatitudinales erróneas. Un ejemplo de esta situación se ilustra en las direcciones paleomagnéticas

calculadas en los sedimentos terrígenos aluviales y marinos someros de la cuenca miocena del Vallès-Penedès (figura 6.27). Al proyectar la posición del Polo Geomagnético Virtual (PGV) estimado para cada uno de los perfiles se observa una notable dispersión de los resultados, distribuidos en rosario siguiendo el meridiano opuesto al meridiano de la localidad estudiada. La misma causa puede invocarse para explicar los polos calculados a partir de otros estudios paleomagnéticos realizados en sedimentos aluviales miocenos de la Península Ibérica (fig. 6.27) y que muestran una distribución similar.

La interpretación de la información paleomagnética representada en la figura 6.27 implicaría una situación paleolatitudinal de Iberia en el Mioceno unos  $15^\circ$  al sur de la posición actual. Esta conclusión resulta a todas luces incoherente con el polo paleomagnético obtenido por Carracedo *et al* (1988) en rocas volcánicas de la misma edad de El Empordà (Lat:  $80^\circ$  N; Lon:  $134^\circ$  E) y con las inclinaciones paleomagnéticas medias de los volcánicos de Cabo de Gata (Calvo *et al*, 1994). Los modelos cinemáticos válidos para el área del Mediterráneo (Livermore y Smith, 1982) tampoco indican una diferencia sustancial en la posición paleolatitudinal de Iberia en el Mioceno.

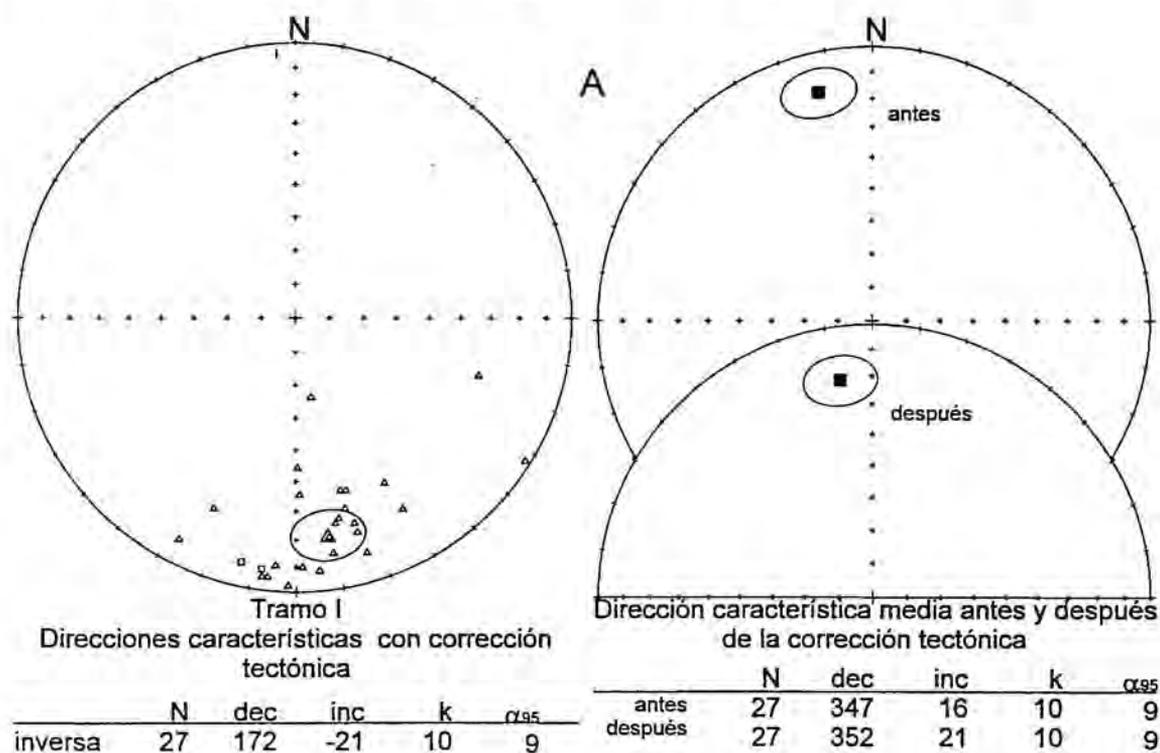
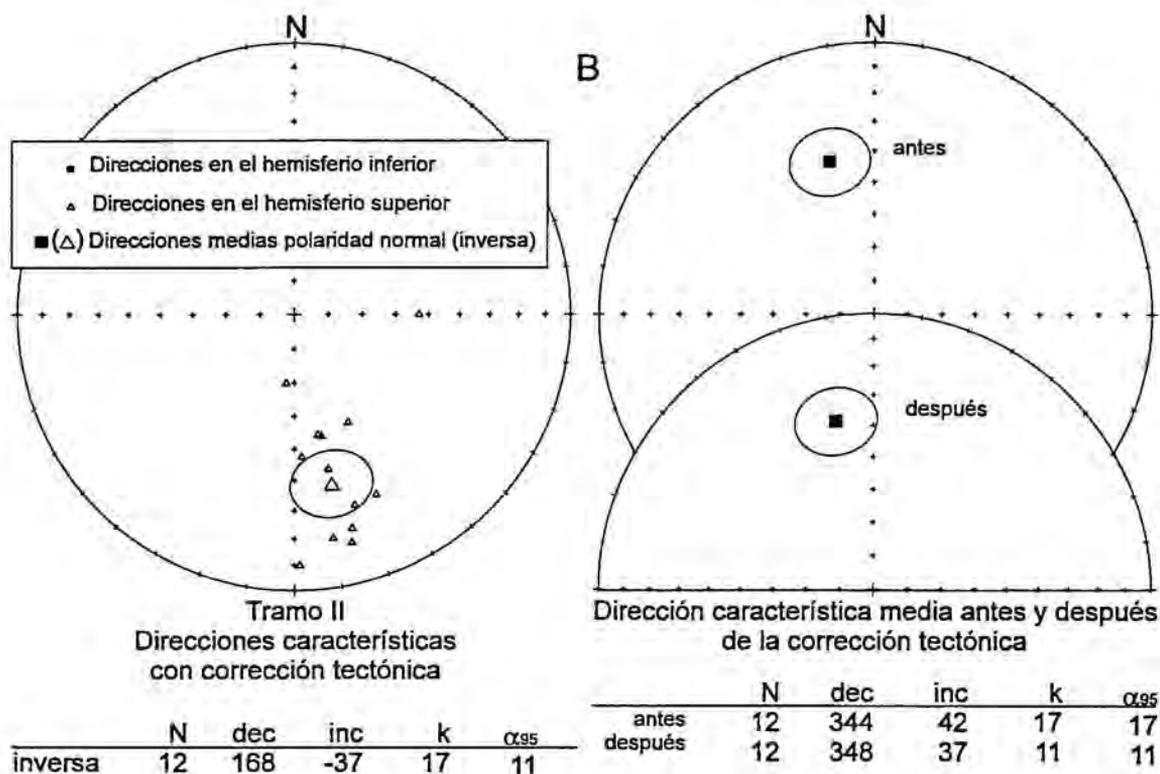
### **6.3. SUCESIONES MAGNETOESTRATIGRÁFICAS.**

En la elaboración de una estratigrafía de polaridad magnética local se parte de un número finito de datos paleomagnéticos para caracterizar la historia continua del campo geomagnético en un intervalo de tiempo determinado. Generalmente se asume que el espacio estratigráfico entre dos estaciones consecutivas de igual polaridad representa la misma polaridad, mientras que entre dos puntos de polaridad opuesta se interpreta que existe una inversión a medio camino entre ambos. Pero, aunque en principio no se considera, siempre existe la posibilidad de que entre dos estaciones contiguas exista un evento magnético no detectado. La probabilidad de que ello ocurra dependerá en parte de la densidad escogida para el muestreo paleomagnético, que a menudo está impuesta por la disponibilidad de litologías favorables. En este trabajo se ha determinado la secuencia de polaridad magnética de cada perfil estratigráfico partiendo de los valores de paleolatitud del Polo Geomagnético Virtual (P.G.V.) medios estimados en cada estación. La polaridad de cada nivel estratigráfico se ha estimado a partir de los resultados de desmagnetización progresiva de tres muestras procedentes de testigos distintos. En función de la categoría de las direcciones de un nivel se ha optado en cada caso por estimar la media de las tres o descartar del cálculo a aquella que presenta unos datos de desmagnetización menos estable. La frecuencia de direcciones mal resueltas ha sido alta en los perfiles donde predominan las facies con evidencias de retrabajamiento postdeposicional edáfico o de otro tipo. En ningún caso se han excluido del cálculo muestras que hayan cumplido con los criterios de estabilidad requeridos (trayectorias rectilíneas y temperaturas de bloqueo superiores a 400° C, especialmente), independientemente de su dirección.

Se entiende que una dirección paleomagnética tiene polaridad normal cuando la latitud del PGV es positiva (Hemisferio Norte) e inversa cuando la paleolatitud resulta negativa (Hemisferio Sur). El límite entre magnetozonas se ha definido en el punto donde la línea de interpolación entre dos estaciones de polaridad opuesta interseca la línea de paleolatitud nula.

La presentación de los datos magnetoestratigráficos de este capítulo se ha organizado siguiendo la división de bloques deducida a partir de la información estructural y bioestratigráfica. Los bloques están definidos y limitados por las trazas de un conjunto de fallas normales que segmentan el sector estudiado. La magnitud del desplazamiento vertical atribuido a las fallas es una conclusión de la correlación magnetoestratigráfica obtenida por este trabajo (fig. 2.8). No obstante, en un principio la significación de las fallas utilizadas en la delimitación de los bloques vino dada por la información bioestratigráfica. Una estimación de la importancia relativa de estos desplazamientos pudo obtenerse a partir los saltos y/o repeticiones observados en la secuencia faunística entre labios de falla opuestos. Además de las fallas que delimitan los bloques el esquema geológico incluye información de

fallas cartografiadas que dislocan la secuencia estratigráfica en el interior de cada bloque. La magnitud del salto atribuible a estas fallas, en principio de menor rango, no ha podido ser estimado a partir de la sola información bioestratigráfica. La idea de "bloque" que se utiliza en este trabajo, pues, no significa necesariamente continuidad estratigráfica entre los perfiles agrupados dentro de un bloque. Más exactamente implica que dentro de cada bloque se dispone de la información bio, lito y magnetoestratigráfica suficiente para correlacionar todos sus perfiles de manera que todos los datos pueden expresarse en forma de un única secuencia combinada continua. Con este criterio los resultados magnetoestratigráficos se presentan a continuación agrupados en cuatro bloques: Bloque de Les Fonts, Bloque de Montagut, Bloque de Viladecavalls y Bloque de Terrassa. Los perfiles que representan el sector más meridional no se han reunido bajo la misma denominación para remarcar la imposibilidad de correlación entre unas secuencias y otras. Estos se han agrupado bajo el nombre de Sector de Rubí en base a su proximidad geográfica. Por último, el perfil de Can Llobateres, a pesar de su distanciamiento geográfico del resto de perfiles, se ha incluido en un apartado al final de esta sección debido a su especial significación bioestratigráfica como localidad tipo del Vallesiense.



**Figura 6.28:** Perfil de Can Santjoan. A) Tramo I (facies aluviales distales laminadas) y B) Tramo II (facies aluviales distales bioturbadas por organismos marinos). Proyección estereográfica equiareal de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias estimadas. Estratificación, Tramo I: 012/16; Tramo II: 290/06.

### 6.3.1. SECTOR DE RUBÍ.

Lo que denominamos como Sector de Rubí comprende más concretamente el área al E y NE de esta localidad, comprendida entre la autopista A-7 y la carretera C-1413 de Rubí a Sabadell. Esta región se encuentra segmentada por una familia de fallas normales de orientación NE-SW y sintéticas respecto a las fracturas mayores que limitan en subsuelo el margen suroriental de la cuenca. La localización y orientación de estas fallas coincide con bastante aproximación con la traza de una serie de lineaciones geológicas que cruzan este sector y que han sido identificadas a partir de datos procedentes de imágenes *Landsat-1* (Solé, 1979), análisis de anomalías de la red fluvial (Massana, 1994) y datos geomorfológicos (De Mas, 1984).

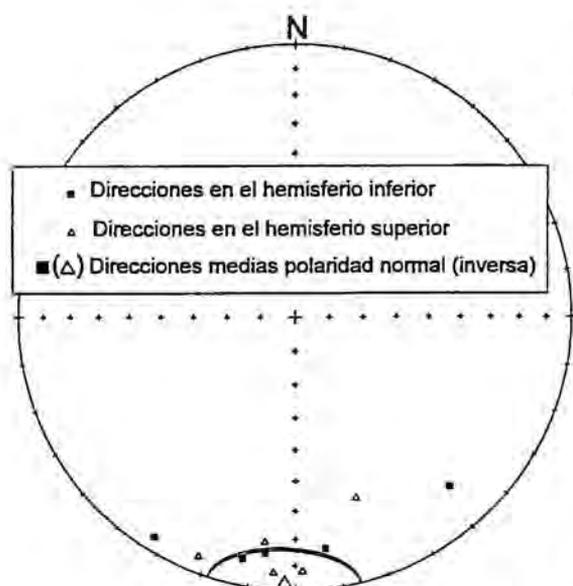
En el sector de Rubí afloran los materiales más antiguos estudiados en este trabajo, de edad Aragoniense en su mayor parte. De más antiguo a más moderno afloran: 1) los sedimentos más altos del Complejo Continental Inferior de edad Aragoniense; 2) los sedimentos del Complejo Marino y de Transición, tradicionalmente atribuidos al Langhiense en base a su probable correlación con los niveles marinos más altos del área de Gelida (Alt Penedés); y 3) los sedimentos del Complejo Continental Superior de edad Aragoniense y Vallesiense. La disposición de los estratos es subhorizontal, con suaves buzamientos, en general inferior a 10°, de componente dominante NE.

La información obtenida en este sector se agrupa en un total de cuatro perfiles estratigráficos. El contacto entre uno y otro es siempre mediante falla normal y no existe posibilidad de correlación bio o litoestratigráfica entre ninguno de ellos.

Por la fragmentación del registro estratigráfico y la escasa información paleontológica disponible, el análisis magnetoestratigráfico de estos perfiles no permite abordar cuestiones de orden biocronológico sobre las faunas de vertebrados aragonienses. Los objetivos en este sector se han limitado a precisar en lo posible la geocronología de las diferentes unidades litoestratigráficas y aportar información útil para la elaboración de un corte transversal de la cuenca en el Vallès Occidental.

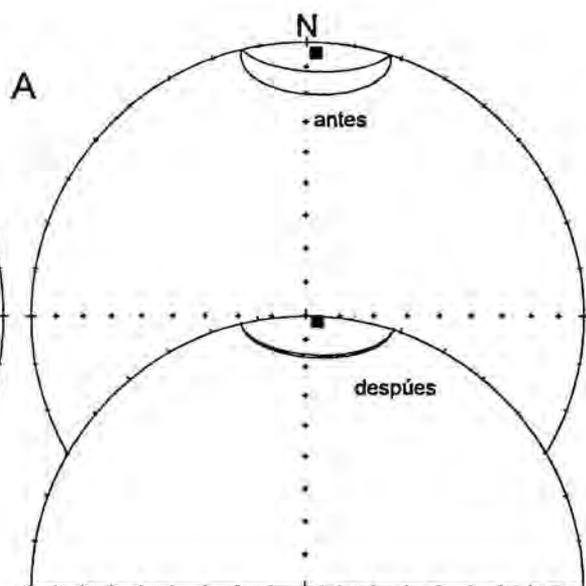
#### 6.3.1.1. Perfil de Can Santjoan.

El perfil estratigráfico de Can Santjoan consta de un total de 220 metros de potencia de sedimentos entre los que se incluyen diversos tramos sin afloramiento. Está levantado en su totalidad en los taludes de las autopistas A-7 en su enlace con la autopista BV-1462 (E-9) de Rubí a Terrassa y en ésta última entre los kms 1.0 y 1.7. Se localiza entre las coordenadas UTM (en hectómetros) 4201-45927 (base) y 4210-45941 (techo) (fig. 2.5).



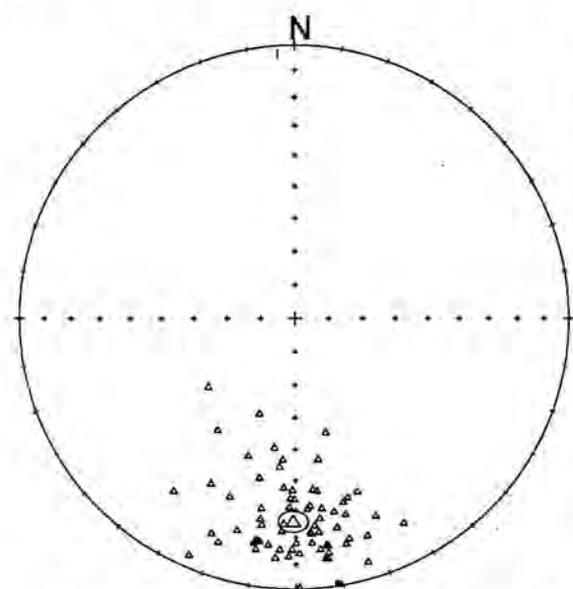
Tramo III  
Direcciones características  
con corrección tectónica

	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
inversa	10	182	-1	10	16



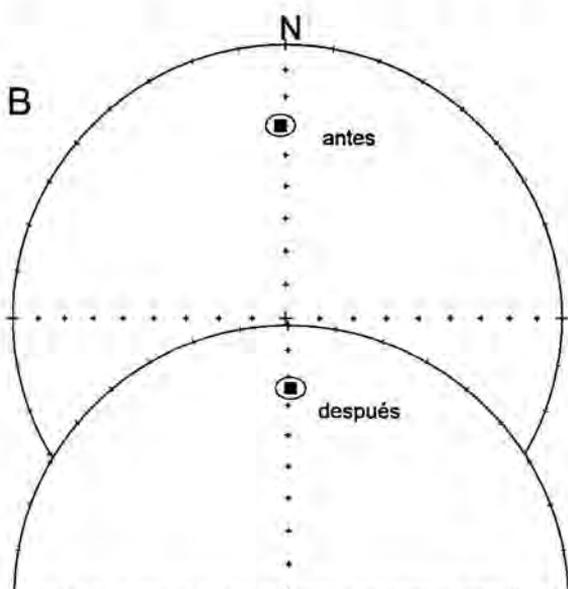
Dirección característica media antes y después  
de la corrección tectónica

	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
antes	10	2	4	10	16
después	10	2	1	10	16



Tramo IV  
Direcciones características con corrección  
tectónica

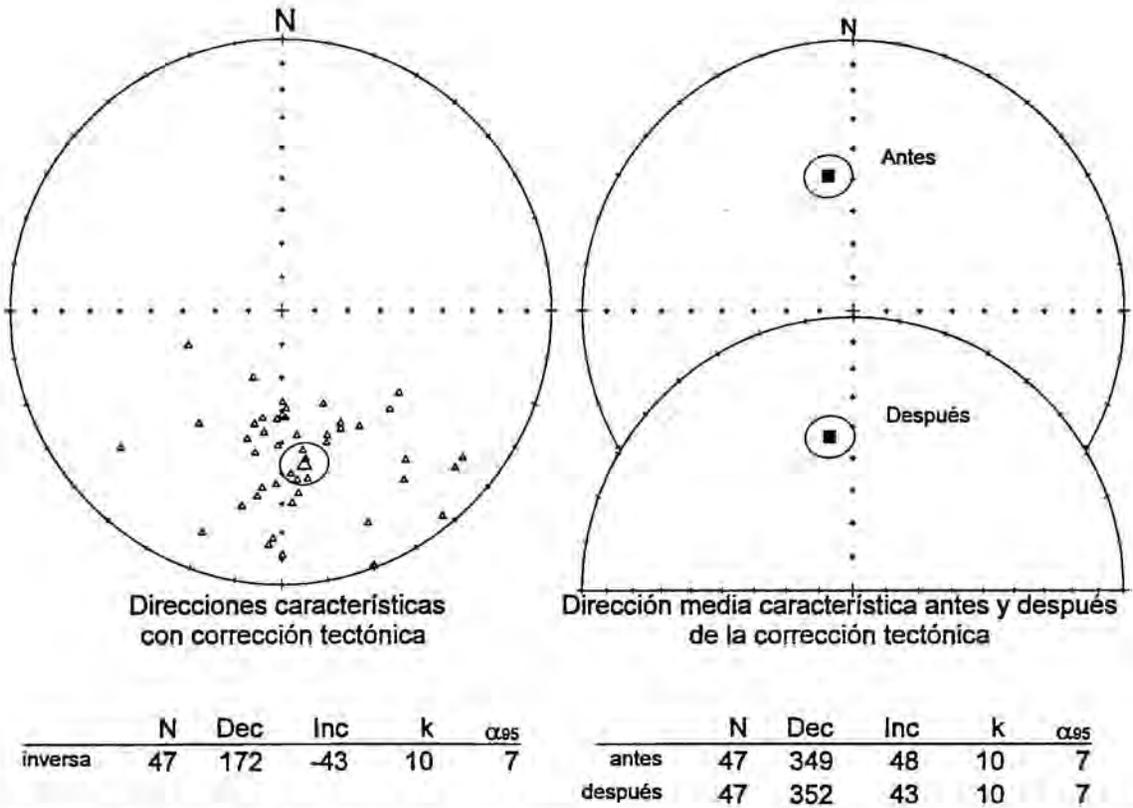
	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
inversa	70	181	-26	21	4



Dirección característica media antes y después  
de la corrección tectónica

	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
antes	70	358	30	21	4
después	70	1	26	21	4

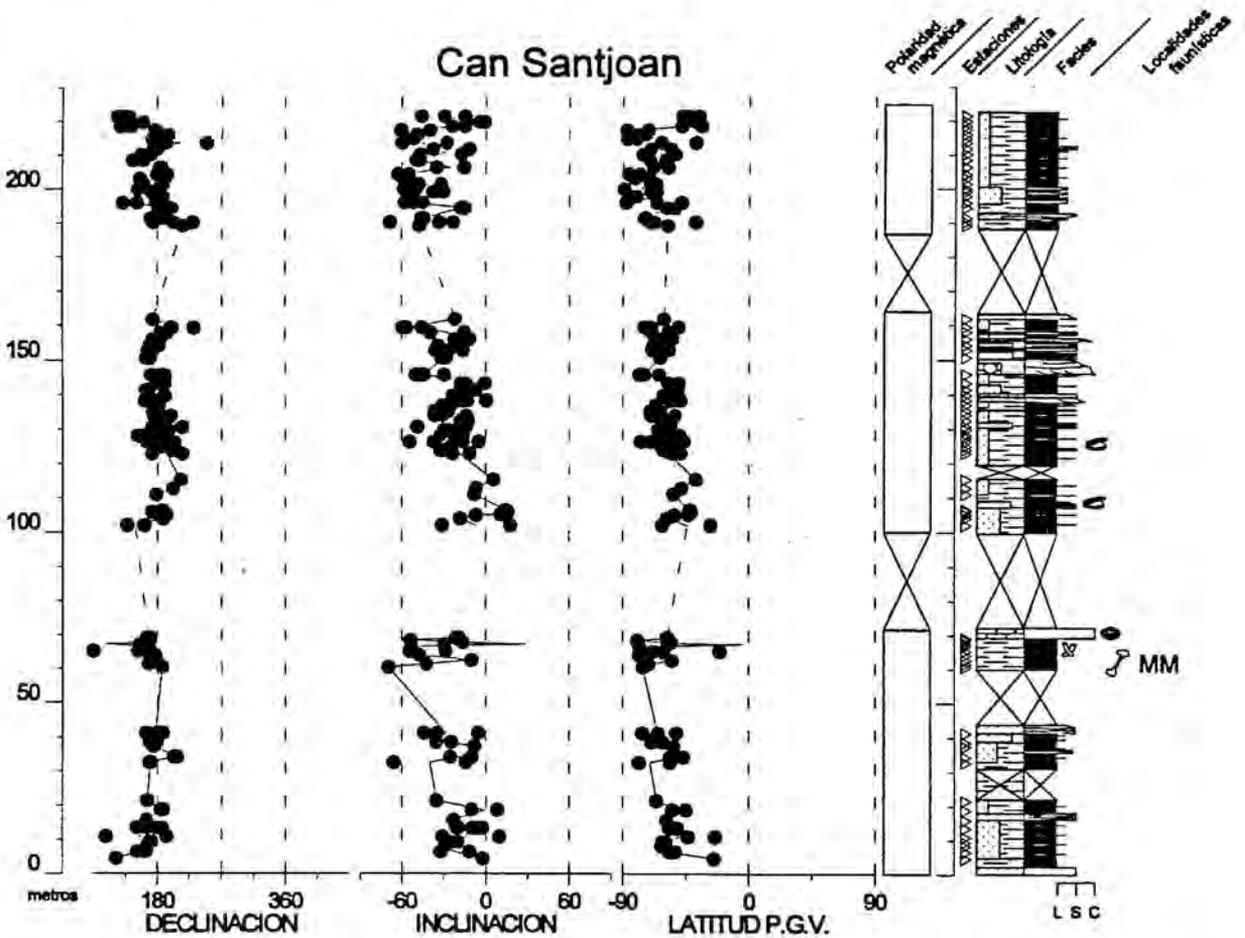
**Figura 6.29:** Perfil de Can Santjoan. **A)** Tramo III (facies marinas/transicionales laminadas); **B)** Tramo IV (facies aluviales distales laminadas). Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias estimadas. Estratificación, Tramo III: 340/10; Tramo IV: 314/06.



**Figura 6.30:** Perfil de Can Santjoan, Tramo V (facies aluviales distales laminadas). Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de la dirección media estimada. Estratificación media: 280/08.

En base a sus características sedimentológicas y localización de los afloramientos se ha dividido el perfil en cinco tramos. El tramo I, de 40 metros de potencia, representa a las facies aluviales distales del Complejo Continental Inferior y consiste en limos rojos y arenas finas muy laminados (Lámina 1). La magnetización característica reside en hematites y presenta una dirección media en coordenadas de capa de 352/21 (dec/inc) (en adelante las direcciones medias de los perfiles se presentan siempre convertidas a polaridad normal) (fig. 6.28). Considerando que la inclinación paleomagnética de referencia para el Mioceno en el Vallès es de alrededor de  $60^\circ$  (Carracedo et al, 1988; Calvo *et al*, 1994), resulta evidente que la adquisición de magnetización de estos sedimentos refleja un error en inclinación muy importante, mostrando el carácter detrítico de la magnetización en estas facies.

El tramo II consta de poco más de 10 metros y está representado por sedimentos intensamente bioturbados que se encuentran por debajo del nivel de biocalcarentas transgresivas del Complejo Marino y de Transición. En una localidad próxima lateralmente equivalente se sitúa el yacimiento de vertebrados de Sant Mamet (MM en la fig. 2.5) que ha



**Figura 6.31:** Magnetoestratigrafía del Perfil de Can Santjoan (Sector de Rubí). MM: localidad de Sant Mamet (Biozona de *Megacricetodon primitivus*)

dato un contenido faunístico correspondiente a la Zona de *Megacricetodon primitivus*. Como se expone en el capítulo anterior la magnetización presenta características muy peculiares como consecuencia del cambio de condiciones ambientales impuestas por la transgresión marina. La señal magnética en estas facies se caracteriza por la baja intensidad de la componente característica, especialmente en los niveles de limos grises donde la concentración de la fracción magnética es particularmente pobre. La dirección media en coordenadas de capa para este tramo es 348/37 (fig. 6.28), mostrando una inclinación notablemente más alta que la que se registra en el tramo I.

El tramo III está representado por una sucesión de limos grises muy laminados con niveles de acumulación de ostreidos y pectínidos, lo que refleja la persistencia de la influencia marina en los sedimentos de este tramo. Las temperaturas de desbloqueo de la MRN de 675°

indican la presencia de hematites como fracción portadora de magnetización. La intensidad de la magnetización, es marcadamente menor que la observada normalmente en los sedimentos continentales rojos infra y suprayacentes. La dirección media de 002/01 (fig. 6.29) presenta una inclinación extraordinariamente anómala (ver también diagramas ortogonales de desmagnetización en fig. 6.10). Aquí el error de la inclinación puede ser originado en parte por una separación incompleta de las componentes secundarias y como consecuencia de la baja intensidad de la magnetización característica. No obstante, el factor gravitacional inherente en el proceso de bloqueo de la magnetización detrítica debe influir de manera más determinante.

Los tramos IV y V del perfil de Can Santjoan estan constituidos por sedimentos rojos atribuidos a la base del Complejo Continental Superior. Representan a las facies distales del sistema aluvial Olesa-Les Fonts, caracterizadas por alternancias de limos y arenas finamente laminados con intercalaciones de pequeños cuerpos canalizados de arenas y microconglomerados de composición cuarcítica y metamórfica. La laminación es más penetrativa hacia la base del tramo IV mientras que en el tramo V ésta se hace progresivamente menos dominante. Como es habitual, la MRN reside básicamente en hematites, y presenta componentes características estables, de intensidad alta y direcciones rectilíneas perfectamente orientadas al origen. La dirección media en el Tramo IV es de 001/26 (fig. 6.29) mientras que en el tramo V ésta es de 352/43 (fig. 6.30), observándose una diferencia sustancial en el valor de la inclinación entre una y otra.

El error de inclinación de variable magnitud observado en los diferentes tramos del perfil de Can Santjoan es, como ya se ha discutido, un fenómeno observado en mayor o menor medida en todos los perfiles estudiados en este trabajo. Este es un defecto de la magnetización que dificulta el análisis de la consistencia de las direcciones de magnetización. A causa del predominio general de buzamientos con componente Norte, las direcciones en coordenadas geográficas tienden a compensar parcialmente el error de la inclinación dando a veces la falsa impresión de que la magnetización puede ser posterior al basculamiento.

Los datos magnetoestratigráficos obtenidos en el perfil de Can Santjoan no han registrado ninguna inversión de polaridad, resultando una secuencia de polaridad magnética inversa de 220 metros (fig. 6.31).

#### 6.3.1.2. Perfil de Can Oriol.

El perfil de Can Oriol se localiza en las coordenadas UTM 4208-45944, y ha sido levantado en los alrededores del punto kilométrico 2.2 de la autopista BV-1462 (fig. 2.5). No se dispone de información bioestratigráfica atribuible a los sedimentos de este perfil,

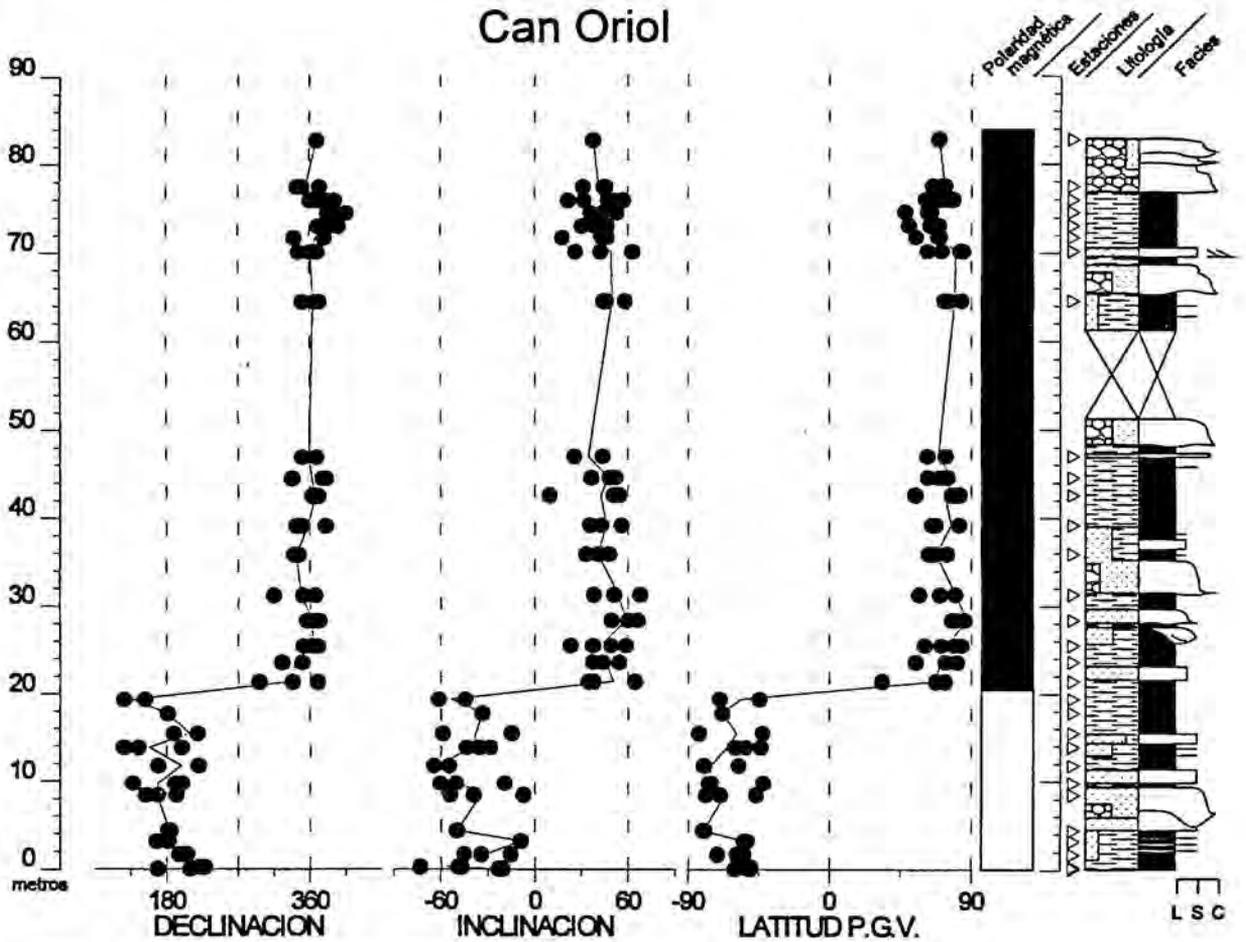
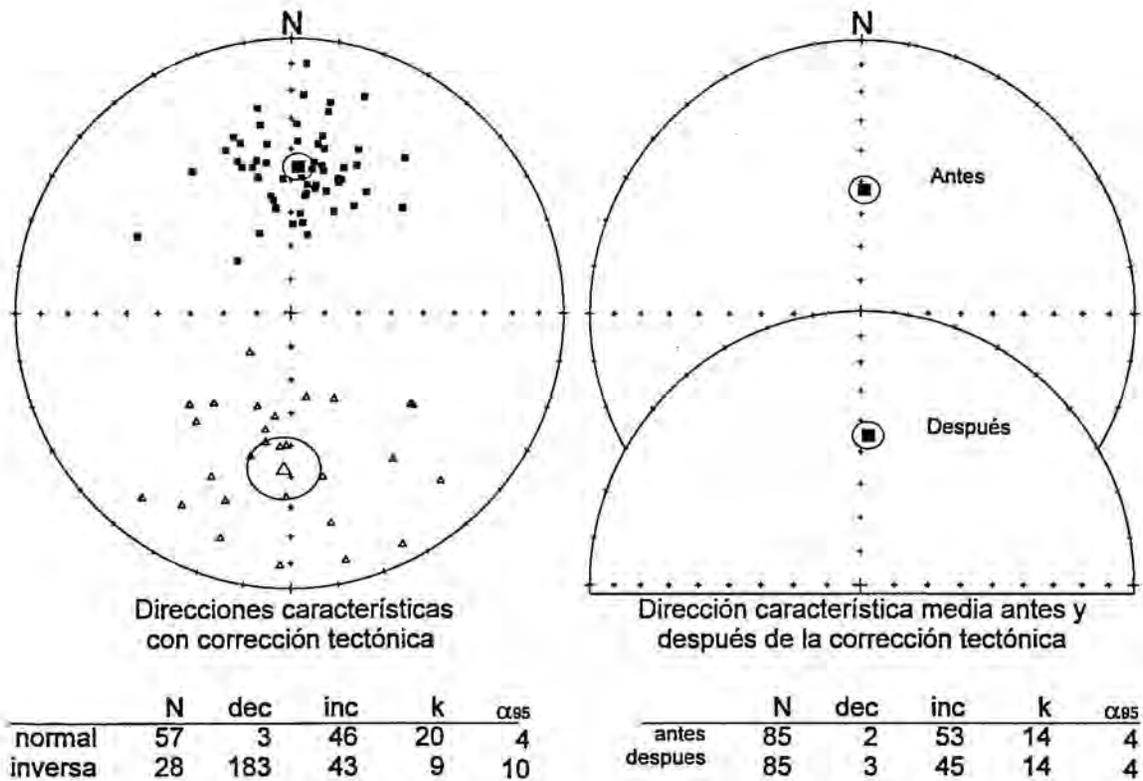


Figura 6.32: Magnetoestratigrafía del Perfil de Can Oriol (sector de Rubí).

correspondientes a las asociaciones de facies distales canalizadas del sistema aluvial Olesa-Les Fonts. Estratigráficamente se sitúa por encima del perfil de Can Santjoan y separado de éste por una falla normal que discurre en parte por el barranco del Torrent de Alous (PK. 2.0 de la autopista BV-1462). Las evidencias de la existencia de esta falla consisten en la presencia de numerosos planos de fractura de dirección 250 afectando un afloramiento de lutitas situado entre este perfil y el anterior de Can Santjoan. Por otro lado, la presencia de una falla en esta posición es necesaria para resolver la traza cartográfica hacia el Oeste de los niveles marinos que afloran más al Sur en el Perfil de Can Santjoan. Atribuyendo a la falla una dirección de 250°, ésta vendría a coincidir con una zona de fractura de igual sentido de desplazamiento que aflora en la carretera BP-1503 a su paso por la localidad de Rubí.

Las capas presentan buzamientos muy suaves de menos de 10° hacia el Norte y consisten en una alternancia de sedimentos finos poco laminados o masivos alternando con facies



**Figura 6.33:** Perfil de Can Oriol. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación 280/08.

canalizadas de arenas y conglomerados. La potencia del perfil es de unos 80 metros en los cuales se han muestreado 30 niveles estratigráficos. La secuencia de polaridad magnética obtenida está compuesta por un tramo inferior de 20 metros de polaridad inversa y un tramo superior de polaridad normal de unos 60 metros (fig. 6.32). Las direcciones medias de polaridad normal e inversa han sido sometidas al test de inversión de las direcciones de McFadden y McElhinny (1990). El ángulo entre las dos direcciones medias es de tan solo  $3^\circ$ , mientras que el ángulo crítico por encima del cual puede rechazarse la hipótesis nula de una dirección común es de  $10.4^\circ$ , lo que significa un test positivo de clase C (fig. 6.20). Este resultado es una prueba de que el lavado de las componentes secundarias ha sido efectivo y que la dirección calculada representa correctamente la de la magnetización característica presente en las rocas.

La dirección media de todo el perfil después de la corrección tectónica es de 003/45 (fig. 6.33). La inclinación media, aunque menor que la esperada, es la más alta registrada entre

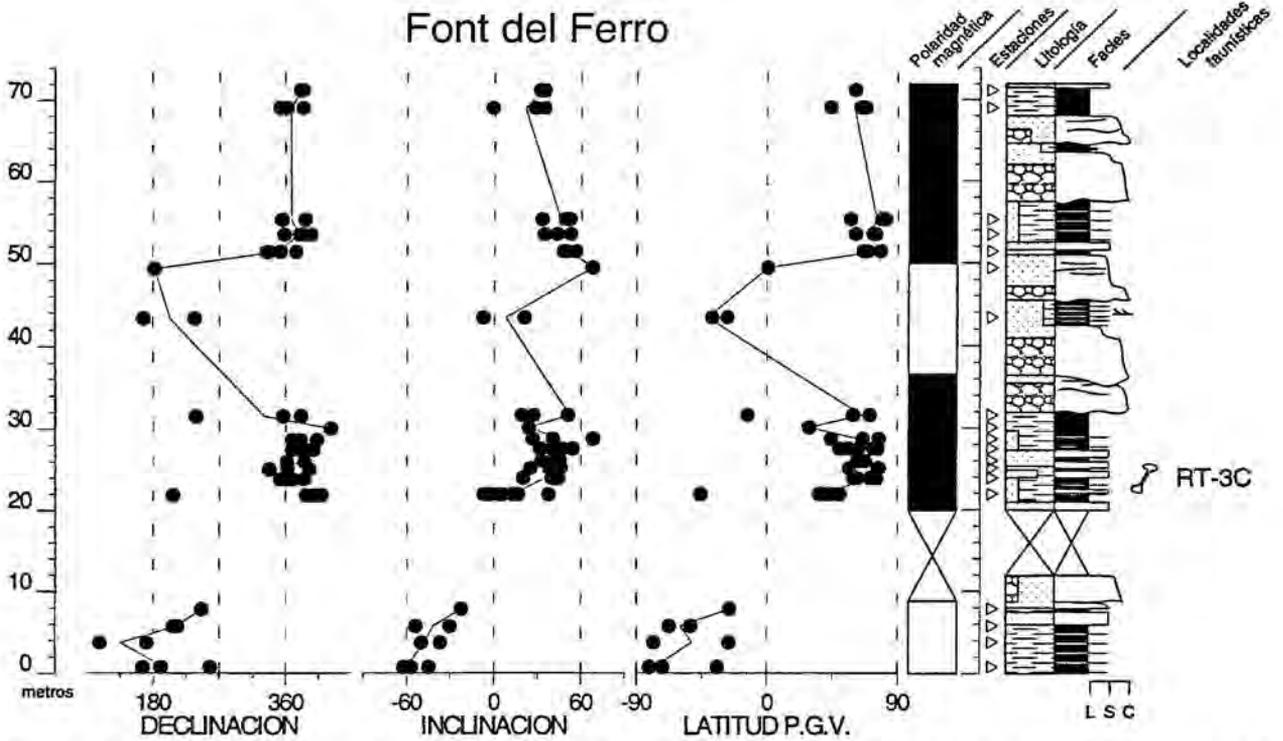


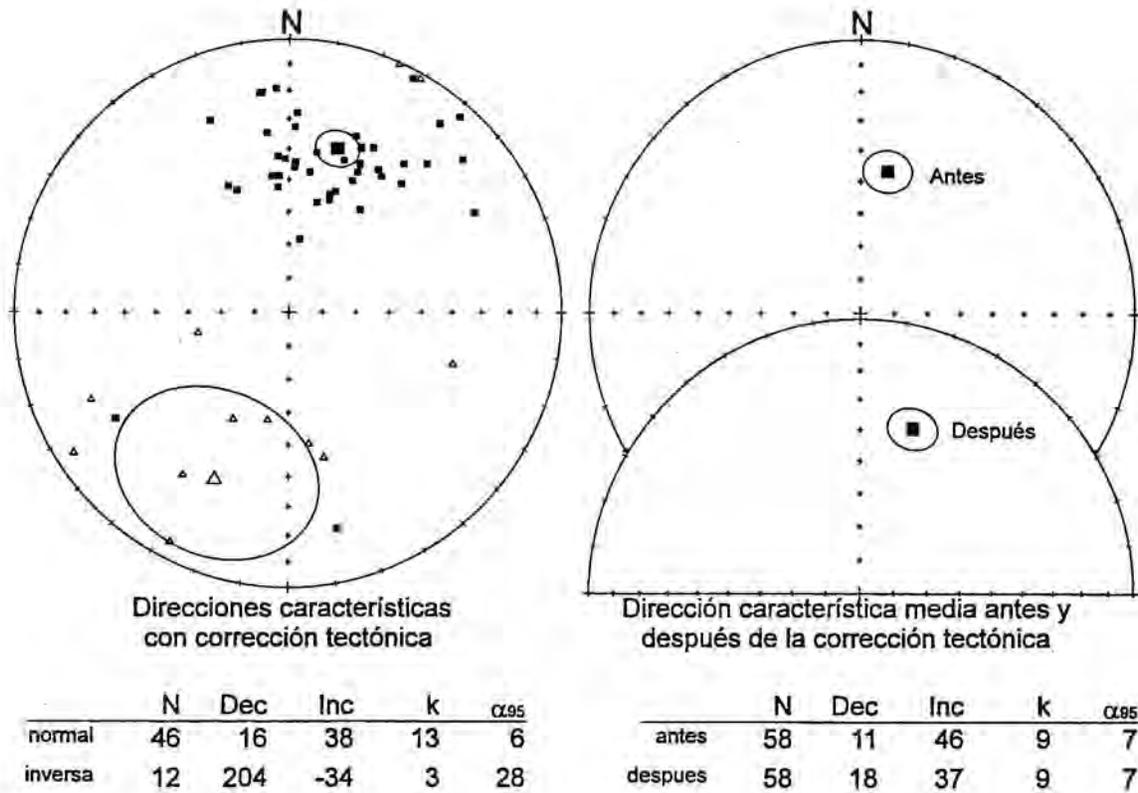
Figura 6.34: Magnetoestratigrafía del perfil de la Font del Ferro, Sector de Rubí (facies de abanico aluvial medio-distal). Localidad de vertebrados RT-3C: Zona de *Megacricetodon crusafonti*.

los perfiles integrados dentro del Sector de Rubí.

### 6.3.1.3. Perfil de la Font del Ferro.

El perfil de la Font del Ferro se localiza en el PK: 3.0 de la autopista BV-1462 (E-9), en coordenadas UTM 4210-45951. Se encuentra estratigráficamente por encima del perfil de Can Oriol, y separado de este por una falla normal de dirección NE-SW. Litológicamente presenta una diferencia notable con respecto a los sedimentos de las facies distales laminadas infrayacentes, con una proporción de cuerpos canalizados de arenas y conglomerados del 50%, lo que permitiría atribuirlo ya a una asociación de facies de abanico medio-distal a distal. Las facies de limos y arenas finas muestran una textura laminada predominante y con bioturbación poco abundante. El perfil consta de cerca de 80 metros de potencia de sedimentos en los que se han establecido un total de 22 estaciones de muestreo. En la mitad inferior del perfil se encuentra la localidad RT-3C, que ha aportado una asociación faunística correspondiente a la Zona de *Megacricetodon crusafonti* (Aragoniense Superior, biozona MN-7 según acepción de Agustí y Moyà, 1991) (fig. 6.34).

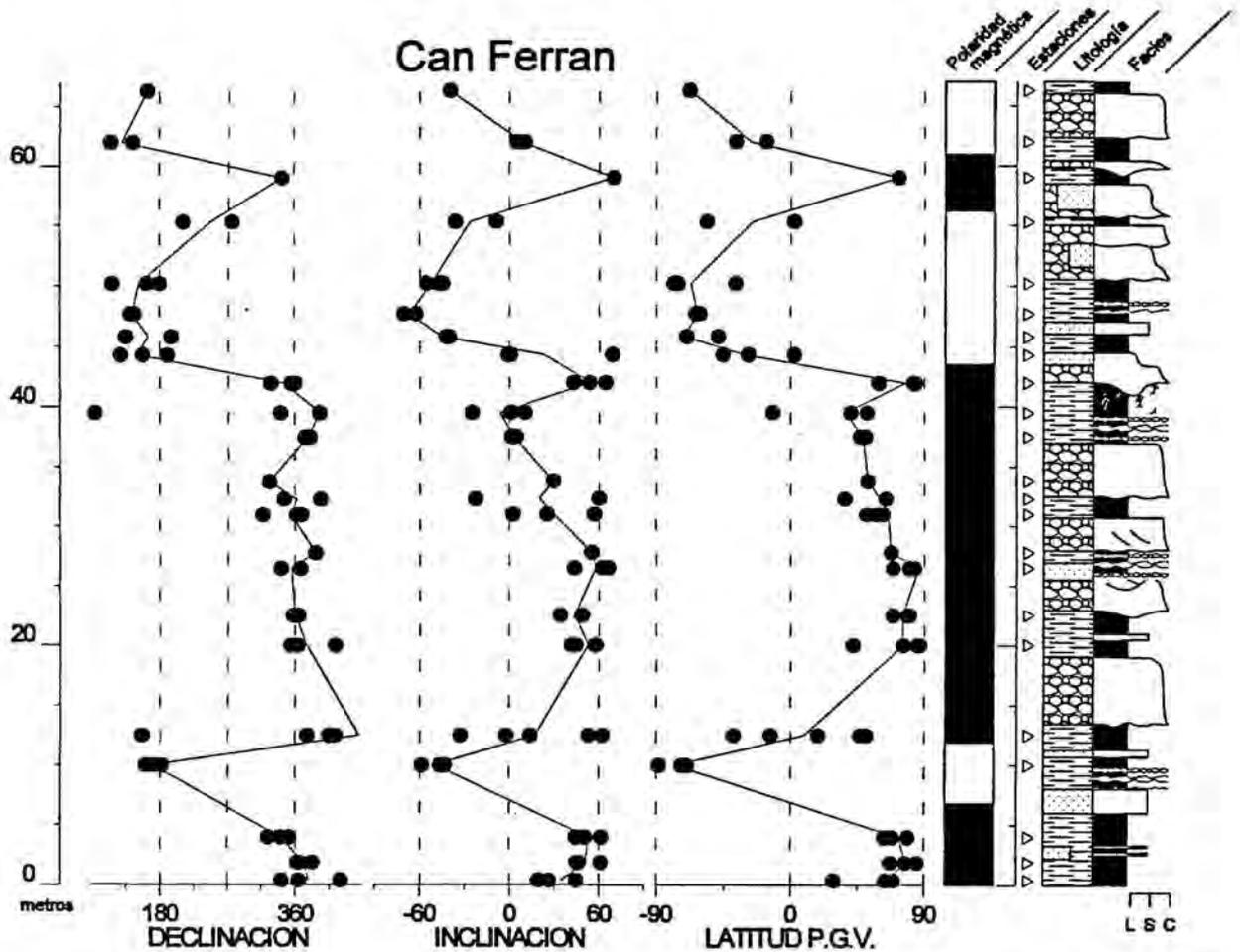
La secuencia de polaridad magnética consta de cuatro magnetozonas, dos de polaridad inversa



**Figura 6.35:** Perfil de la Font del Ferro (facies aluviales medias distales parcialmente edafizadas). Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación 326/12.

y dos de polaridad normal. Condicionados por la frecuencia y distribución de sedimentos apropiados para el análisis magnetoestratigráfico, los límites entre las magnetozonas reconocidas presentan una notable indefinición, especialmente en lo que respecta a la inversión magnética localizada en la parte inferior de la secuencia.

La dirección media estimada después de la corrección tectónica es de 018/37 y  $\alpha=7$ , indicando una notable rotación en sentido dextrógiro de la declinación media (fig. 6.35). La alta dispersión de los datos paleomagnéticos obtenidos en este perfil, sin embargo, no ofrecen un alto grado de certidumbre sobre la dirección media estimada. A pesar de que el ángulo entre las direcciones medias de polaridad normal e inversa es de tan solo  $7^\circ$ , el test de la inversión de las direcciones ha resultado indeterminado. Esto indica que los datos contrastados son insuficientes para evaluar el test, resultando entonces difícil calificar la significación de la dirección media estimada. Por otra parte, no se han hallado en el campo evidencias estructurales que confirmen o contradigan la posibilidad de pequeñas rotaciones



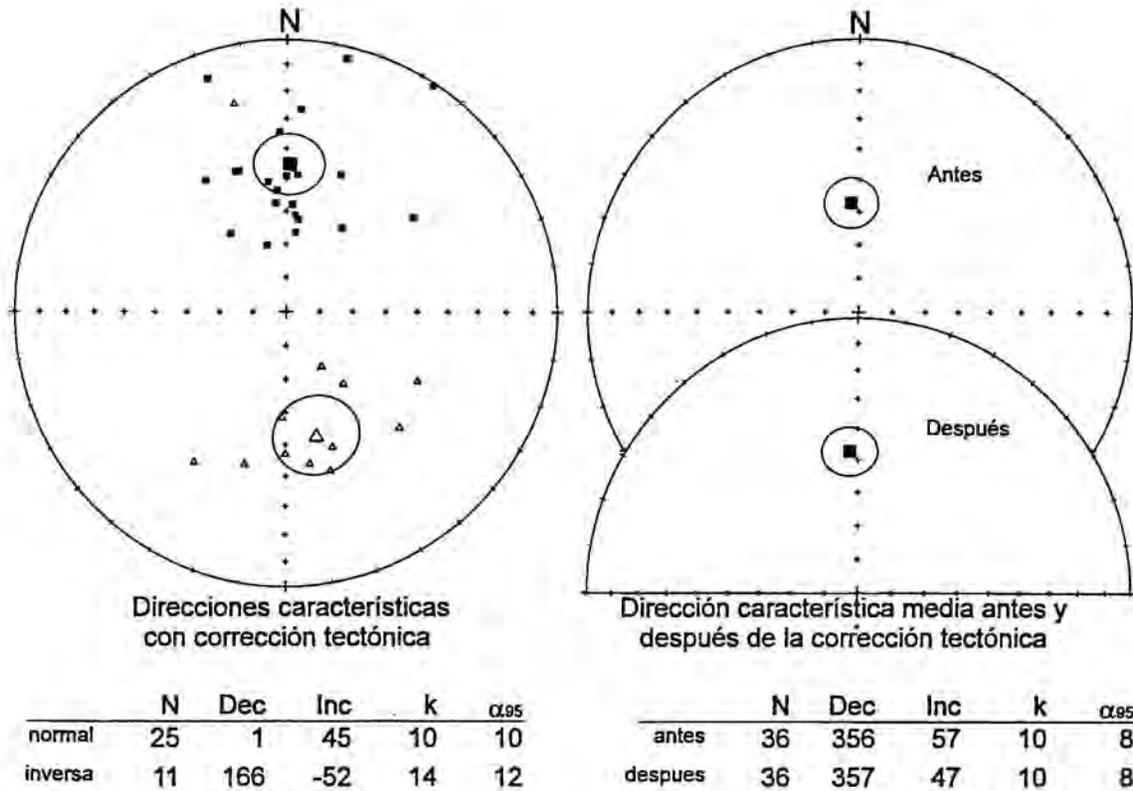
**Figura 6.36:** Magnetoestratigrafía del Perfil de Can Ferran (Sector de Rubí). La localidad de vertebrados RT3-B (Zona de *Cricetulodon*) se sitúa a pocos metros de la base del perfil.

en los bloques que componen el relleno de la cuenca. Esta es una hipótesis que queda abierta y que no puede ser desarrollada sin el soporte de más datos paleomagnéticos y estructurales.

#### 6.3.1.4. Perfil de Can Ferran.

El perfil de Can Ferran se sitúa en el PK: 4.0 de la autopista BV-1462, en las coordenadas UTM 4206-45962. Consiste en una secuencia de 70 metros de sedimentos en facies de abanico aluvial medio-distal lutítico-conglomeráticas con una gran profusión de paleosuelos carbonatados en los niveles limosos. Entre éste y el perfil vecino de la Font del Ferro pasa una falla normal de dirección NE-SW, que pone en contacto la localidad RT-3C (Aragoniense Superior) con la localidad RT3-B (Vallesiense Inferior, Zona de *Cricetulodon*).

Las capas presentan una estructura monoclinial 10° basculada hacia el Norte que se mantiene

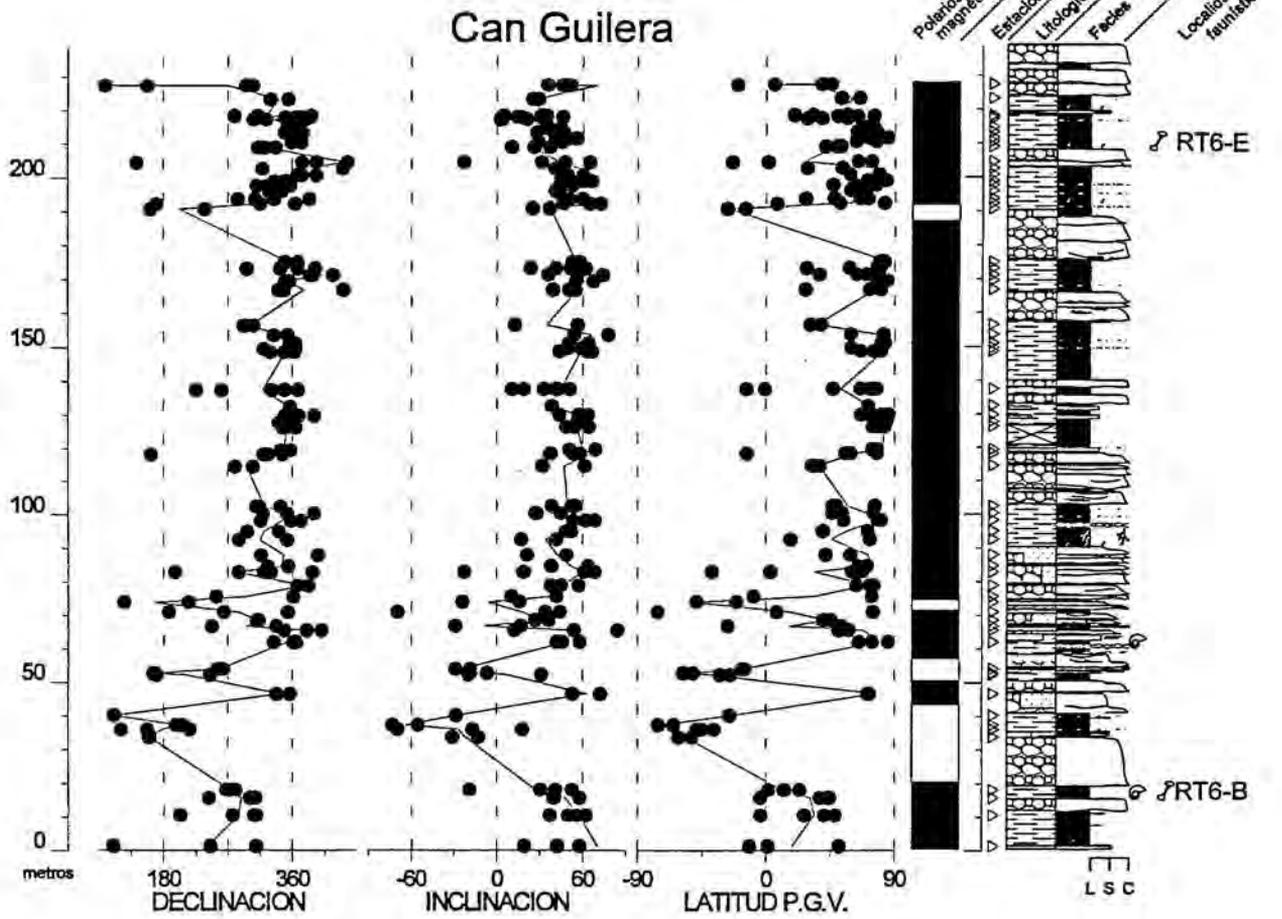


**Figura 6.37:** Perfil de Can Ferran. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación 270/10.

aparentemente constante hasta alcanzar la Riera de Rubí en los alrededores de la localidad de Les Fonts. Por la Riera de Rubí discurre el accidente que separa los dominios del Sector de Rubí al Oeste y Bloque de Les Fonts al Este. La secuencia escalonada de las fracturas en el Sector de Rubí, con un progresivo hundimiento de los bloques situados hacia el NW, hace que en la unidad donde se localiza el perfil de Can Ferran afloren los depósitos más modernos del sector, tal como lo indica la fauna vallesiense de la localidad RT-3B, localizada a pocos metros por debajo la base del perfil de Can Ferran.

La secuencia de polaridad magnética del perfil de Can Ferran, obtenida a partir de 23 niveles magnetoestratigráficos, está compuesta por seis magnetozonas: tres normales y tres inversas (fig. 6.36).

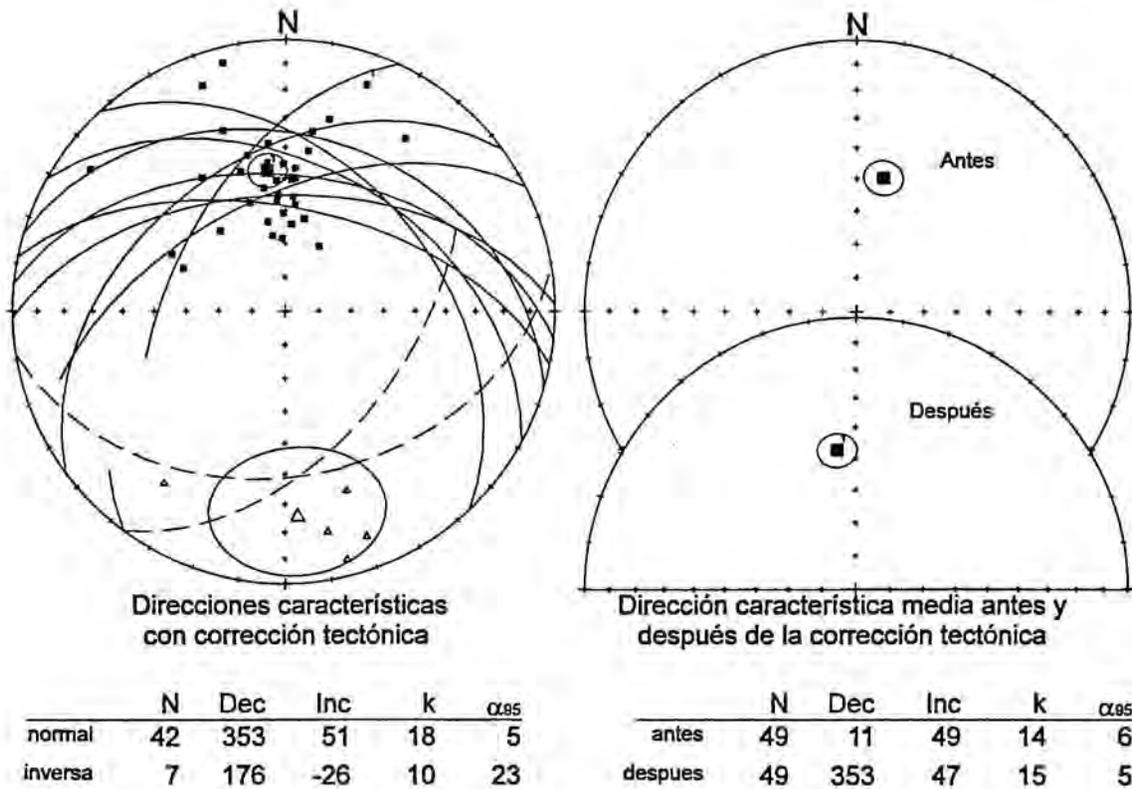
El test de inversión de las direcciones, con un ángulo entre la media normal e inversa de  $12^\circ$  y un ángulo crítico de  $16^\circ$  resulta positivo de clase C. La dirección media del perfil en coordenadas de capa es de 357/47 (fig. 6.37).



**Figura 6.38:** Magnetoestratigrafía del perfil de Can Guilera (Bloque de Les Fonts). Localidades de vertebrados: RT6-E: Zona de *Cricetulodon*; RT6-B: indeterminado.

### 6.3.2. BLOQUE DE LES FONTS.

El Bloque de Les Fonts está representado por los sedimentos que afloran al SW y W de la localidad de Les Fonts, a lo largo de los taludes de la autopista BV-1462 entre los kilómetros 5.5 a 7.8. Está limitado al Este por una falla normal de rumbo  $348^\circ$  y buzamiento hacia el Este que aflora justo en el cauce de la Riera de Rubí a su salida de Les Fonts. Al Oeste está limitado por otra falla normal de rumbo  $020^\circ$  que aflora en la gravera contigua a la autopista en el PK:7.5. Estas fallas se integran dentro de una familia de fracturas reconocida en este sector y que se caracteriza por presentar rumbos oblicuos a las alineaciones principales de la fosa, de dirección NE-SW. Las capas buzán entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$  hacia el W o WNW en sentido perpendicular al rumbo de las fallas; disposición que es consistente con el basculamiento de los bloques inducido por la tectónica extensional.



**Figura 6.39:** Perfil de Can Guilera. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y círculos de desmagnetización. Parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación media 188/16.

El registro estratigráfico del Bloque de Les Fonts consiste en una secuencia continua de alrededor de 400 metros de sedimentos, en asociaciones de facies de abanico aluvial medio-distal y medio-distal en tránsito a distal-marginal pertenecientes al sistema de Olesa-Les Fonts. En base a los hallazgos paleontológicos, la edad de estos materiales se ha atribuido al Vallesiense en su totalidad.

La secuencia estratigráfica completa del Bloque de Les Fonts está representado por los perfiles de Can Guilera y Creu de Conill, que se relevan el uno al otro en continuidad estratigráfica. Se presenta además un tercer perfil estratigráfico, que denominamos Can Fonollet, de 100 metros de potencia y separado de los anteriores por una falla normal de dirección  $038^\circ$ . No se dispone de información bioestratigráfica significativa para este último perfil.

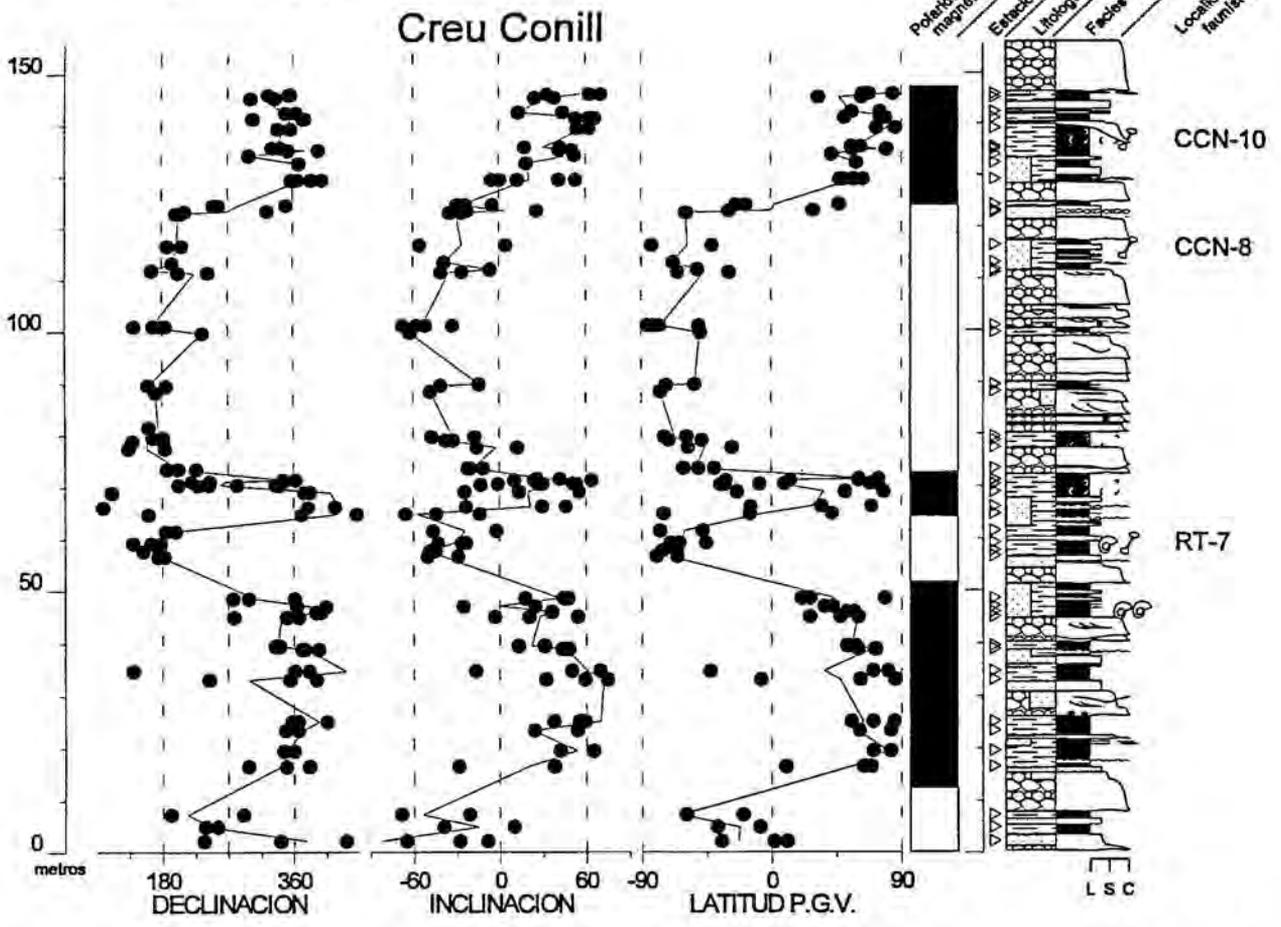
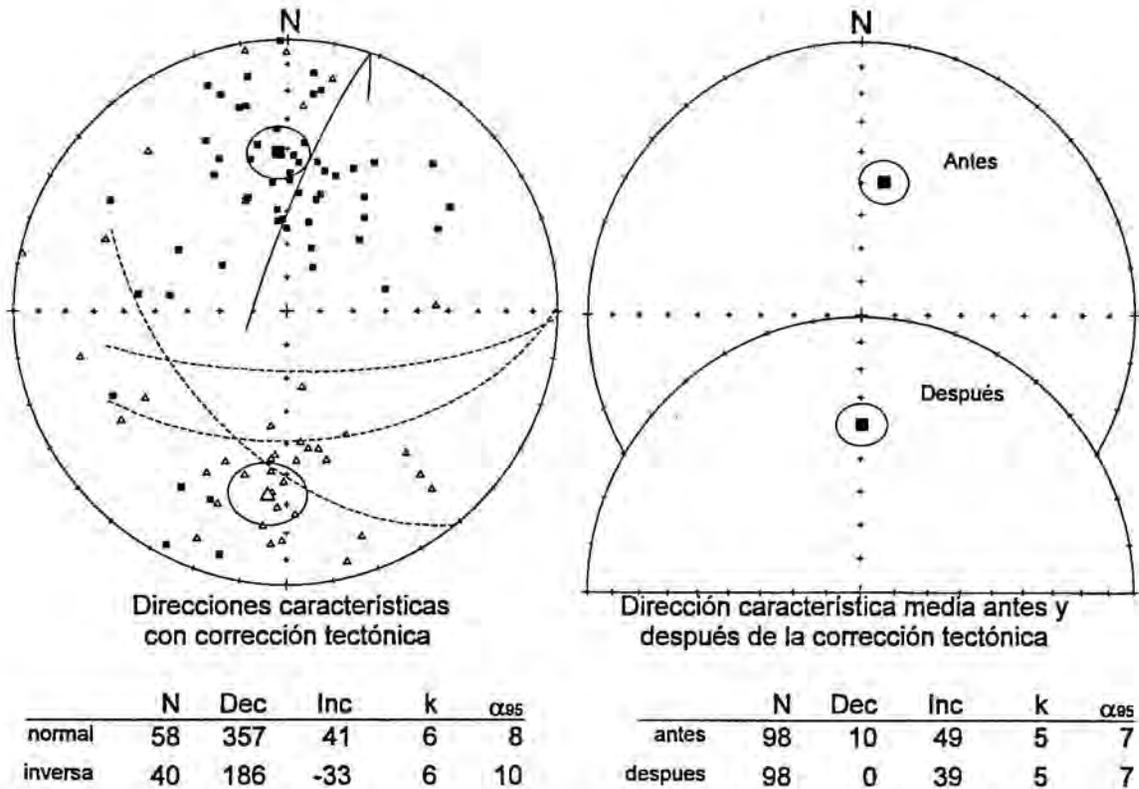


Figura 6.40: Magnetoestratigrafía del perfil de Creu de Conill. Localidades de vertebrados fósiles: RT-7: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*; CCN-10: Zona de *Rotundomys bressanus*; CCN-8: no determinado.

6.3.2.1. Perfil de Can Guilera.

El perfil de Can Guilera está localizado entre los PK: 6.1 y 7.0 de la autopista BV-1462, entre las coordenadas UTM 4189-45972 (base) y 4186-45980 (techo). Consta de una secuencia de 240 metros de alternancia de lutitas y conglomerados. Los conglomerados están organizados en paquetes de cuerpos lenticulares amalgamados de 1 a 15 metros de potencia. Éstos son más abundantes en la parte inferior (asociación de abanico medio-distal), mientras que hacia la parte media y superior del perfil los niveles lutíticos alcanzan un desarrollo más importante, encontrándose paquetes de hasta 20 metros de lutitas (asociaciones de abanico medio-distal en tránsito a marginal y distal). Los niveles de lutitas muestran un predominio de facies de masivas y abigarradas, con marcas de bioturbación tales como rastros de raíces y radículas y nódulos carbonatados. Ocasionalmente también presentan evidencias de retrabajamiento en forma de niveles de acumulaciones de cantos blandos o cantos blandos armados. Los horizontes con nódulos carbonatados pueden alcanzar también a formar niveles de costra tipo caliche de hasta un metro de espesor.



**Figura 6.41:** Perfil de la Cru Conill. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y círculos de desmagnetización. Parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación media 232/14.

En todo el perfil se dispone únicamente de una localidad con interés bioestratigráfico situada cerca del techo de la serie (RT6-E) y que a dado una edad Vallesiense inferior en Zona de *Cricetulodon* (fig. 6.38).

Se han analizado un total de 67 niveles magnetoestratigráficos. Los resultados de desmagnetización progresiva indican que las direcciones de magnetización característica presentan un importante solapamiento con las componentes secundarias de baja temperatura. El test de inversión de las direcciones resulta negativo indicando también una falta de eficacia en el lavado de las direcciones, si bien ello no impide el reconocimiento de la polaridad magnética de los sedimentos. La dirección media del perfil ha tenido que ser estimada a partir del análisis conjunto de direcciones y círculos de desmagnetización (fig. 6.39). La dirección media una vez restituida la estratificación es 353/47, mostrando una vez más la presencia de inclinaciones anómalas, si bien no tan bajas como las que habitualmente encontramos en los sedimentos laminados de los perfiles del Sector de Rubí.

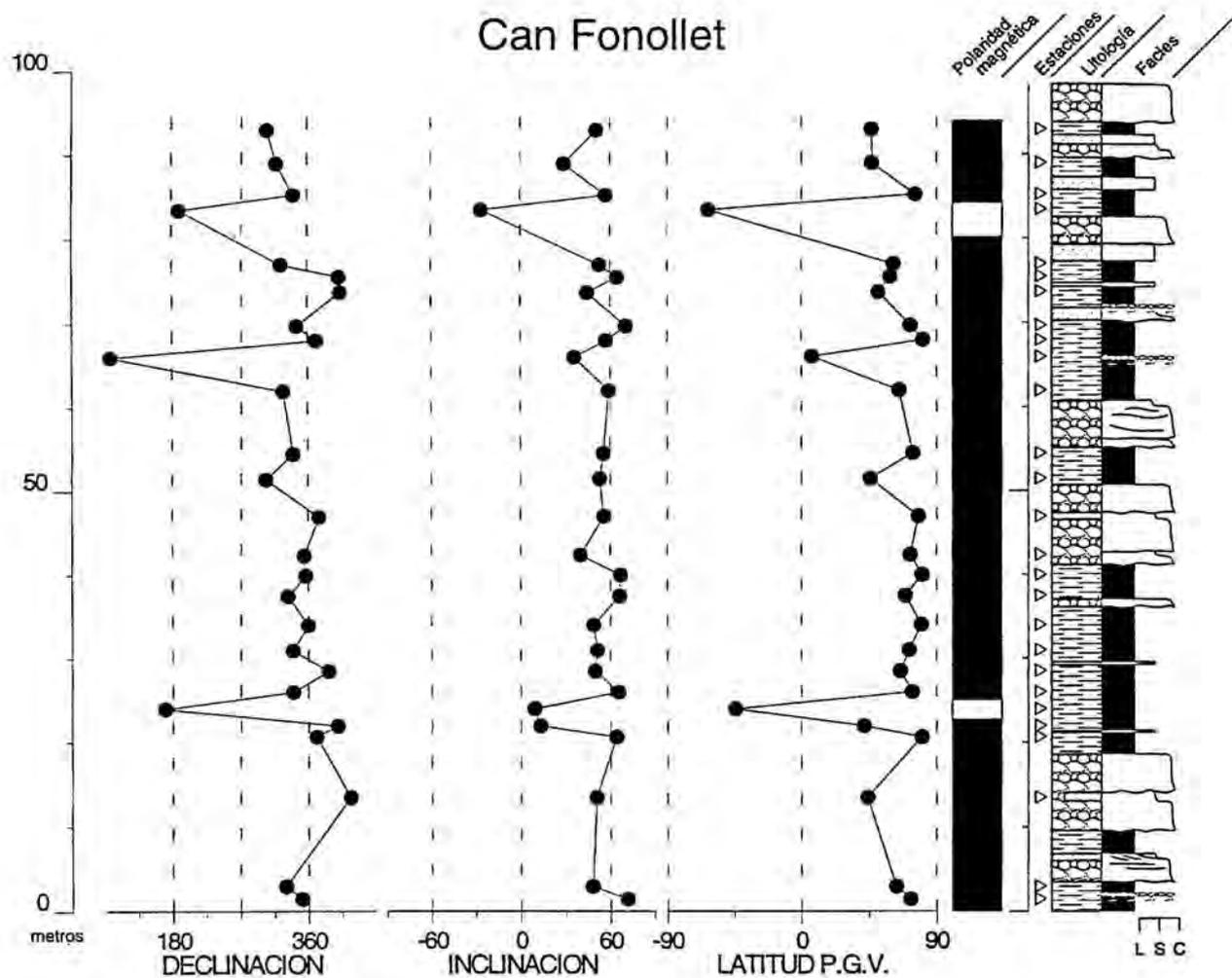
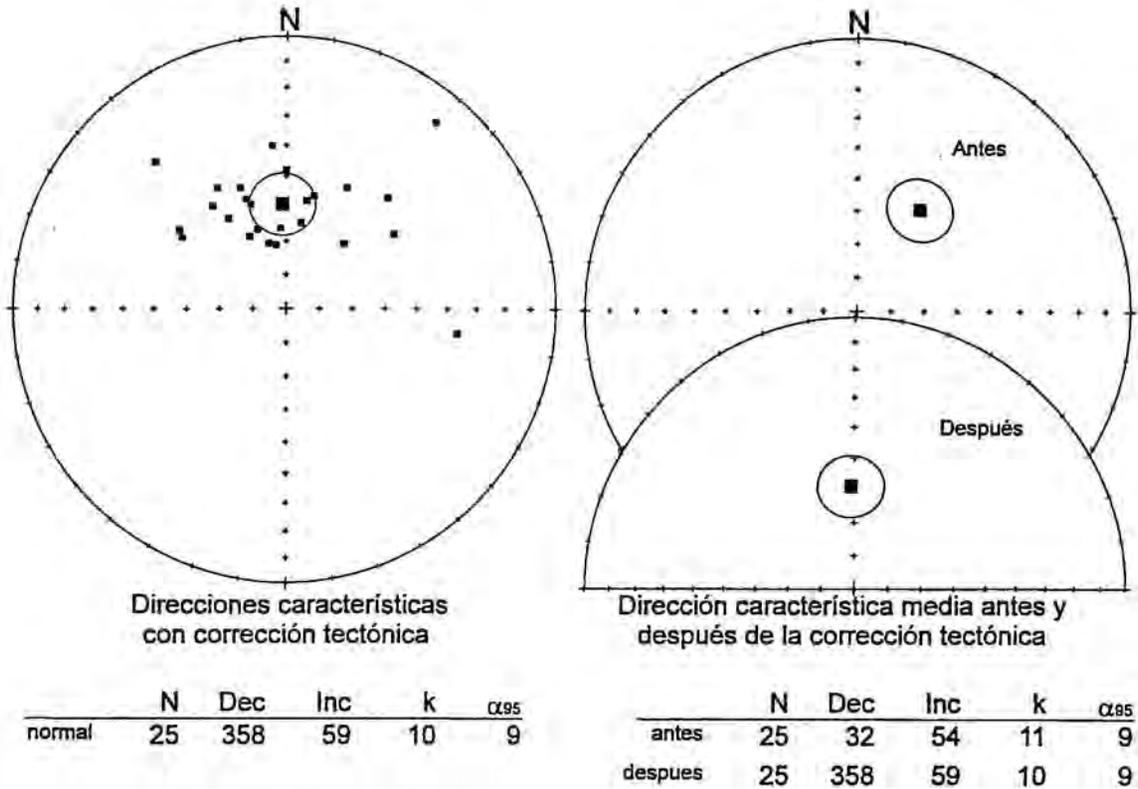


Figura 6.42: Magnetoestratigrafía del perfil de Can Fonollet (Bloque de Les Fonts).

Los resultados magnetoestratigráficos representados en la Figura 6.38 se caracterizan por la existencia dos magnetozonas cortas normal e inversa en la base del perfil seguidas de una extensa magnetozona de polaridad normal de alrededor de 170 metros de potencia. Dentro de esta magnetozona se identifican dos eventos de polaridad inversa (mt: 72 y 190) que están representados cada uno por un solo nivel estratigráfico. Igualmente dentro de la banda de polaridad inversa próxima a la base del perfil también se identifica un evento normal marcado por un solo nivel estratigráfico. Debido a la escasez de datos sobre los que se soportan estos eventos de menor magnitud, su significación ha sido considerada secundaria en este trabajo, de manera que las correlaciones magnetoestratigráficas y sus implicaciones han sido fundamentadas sobre los rasgos más característicos y mejor contrastados de la secuencia de polaridad magnética.



**Figura 6.43:** Perfil de Can Fonollet. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación media 184/22.

### 6.3.2.2. Perfil de Creu de Conill.

El perfil de la Creu de Conill está levantado en el frente de la gravera que se encuentra a la altura del PK:7.0 de la autopista BV-1462, en coordenadas UTM 4181-45989. La potencia total del perfil es de 150 metros, compuestos por una alternancia de lutitas y conglomerados en una relación que va de 1:1 en la mitad inferior (asociación de abanico medio-distal en tránsito a distal-marginal) a una relación máxima de 1:4 en la mitad superior (abanico medio-distal) (Lámina 2). Los muestreos bioestratigráficos han permitido localizar dos niveles con fauna del Vallesiense superior: el primero (RT-7) con una asociación atribuida a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon* y el segundo (CCN-10) con fauna de la Zona de *Rotundomys bressanus* (CCN-10) (fig. 6. 40).

A partir del análisis de 56 niveles estratigráficos se ha determinado una secuencia de polaridad magnética que consiste en 3 zonas de polaridad inversa y 3 de polaridad normal. Las direcciones de magnetización característica se presentan notablemente dispersas con un

valor medio de 000/39 después de la corrección tectónica (fig. 6.41). El valor anómalo de la inclinación es atribuible, como en los casos precedentes, a un error de inclinación de la magnetización. No obstante, en este caso como en el perfil de Can Guilera parte del error puede ser debido a un el lavado magnético incompleto, como lo parece indicar la desviación de 12° entre las direcciones de polaridad normal e inversa. El test de inversión de las direcciones, no obstante, da un resultado positivo de clase C con un ángulo crítico de 14°.

Se ha llevado a cabo el muestreo en diversos niveles con cantos intraformacionales con el objeto de realizar el test del conglomerado. Los resultados del mismo han sido discutidos conjuntamente con los resultados de otros perfiles en el apartado dedicado a los tests de campo de estabilidad de la magnetización (Aptdo. 6.2.1.3).

### 6.3.2.3. Perfil de Can Fonollet.

El perfil de Can Fonollet está hundido respecto a los dos anteriores por una falla normal de dirección 038, casi paralela a la falla de la Riera de Rubí. La potencia total es de 100 metros, y está constituido básicamente por lutitas y conglomerados en una relación de 3:2 (asociación de abanico medio-distal en tránsito a distal-marginal) (fig. 6.42). En los niveles finos se observa una relativa abundancia de niveles con paleosuelos carbonatados. A pesar de no haber información bioestratigráfica disponible para este perfil, se ha incluido igualmente en este trabajo porque aporta información útil para completar el corte transversal de la cuenca. Se localiza en el talud del PK:5.8 de la autopista BV-1462, junto al peaje de Les Fonts, donde también aflora la fractura que separa a este perfil de los dos anteriores.

El perfil de Can Fonollet presenta un buzamiento de las capas anormalmente elevado con inclinaciones que alcanzan los 30°. El ángulo de buzamiento se incrementa con la proximidad al plano de falla vecino. Esta peculiaridad estructural permite estudiar en este perfil la consistencia de las direcciones de magnetización característica con menor incertidumbre de lo acostumbrado en el resto de perfiles. La dirección media en coordenadas geográficas es de 032/54 y en coordenadas de capa 358/59 (fig. 6.43), indicando una mayor coherencia con la dirección esperada una vez desplegadas las capas, y confirmando una edad de la magnetización característica anterior al basculamiento.

Dentro de un contexto en el que lo más frecuente es registrar valores de la inclinación por debajo de lo esperado, el Perfil de Can Fonollet es una excepción presentando una inclinación de la magnetización consistente con la esperada. Coincidiendo con las conclusiones del apartado 6.2.3., en el que se demuestra la correlación entre MRN y ASM, el registro más correcto de la magnetización se da en los los sedimentos con grados de anisotropía mínimos: en el Perfil de Can Fonollet el valor medio de **P** es 1.01, el más bajo

reconocido entre todos los perfiles estudiados en este trabajo.

Debido a la escasa información bioestratigráfica que ofrecía este perfil, el análisis de las direcciones de magnetización se detuvo con la desmagnetización de una sola muestra por estación. Los resultados magnetoestratigráficos, por otro lado, determinaron la presencia de una monótona secuencia de polaridad normal a lo largo de todo el perfil, con la excepción de dos estaciones aisladas en donde se obtuvieron direcciones de magnetización inversas (fig. 6.42).

#### 6.3.2.4. Sucesión magnetoestratigráfica combinada de Les Fonts.

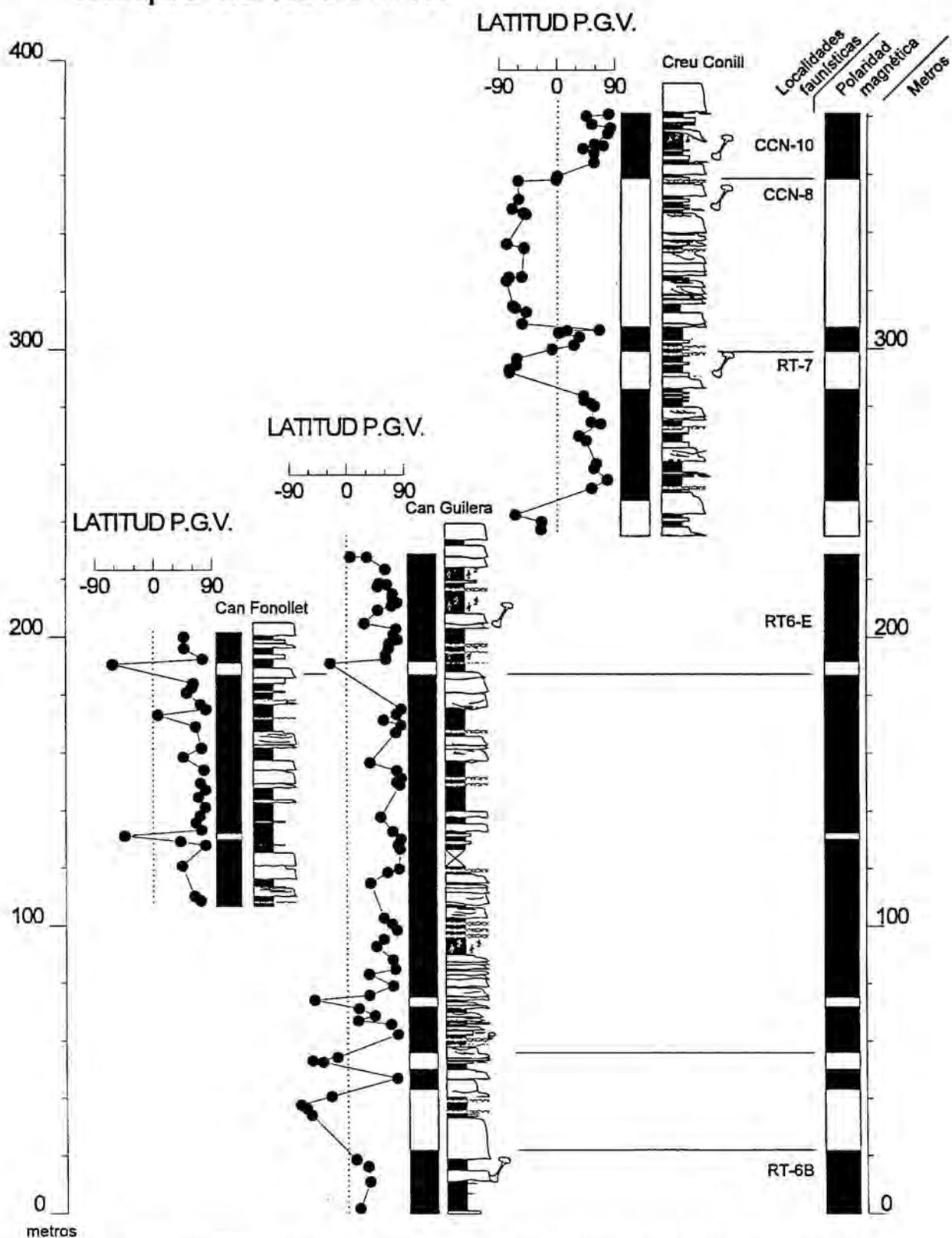
La sucesión magnetoestratigráfica conjunta de los perfiles del Bloque de Les Fonts se ilustra en la Figura 6.44. La correlación entre los perfiles de Can Guilera y Creu de Conill, entre los que media una distancia en planta de unos 200 metros, se ha estimado cartográfica y geoméricamente. Dada la ausencia de niveles de referencia claros entre ambos perfiles, la correlación propuesta guarda una incertidumbre de unos pocos metros (inferior a 10).

Desde el punto de vista magnetoestratigráfico, la sucesión magnetoestratigráfica del Bloque de Les Fonts es la más completa obtenida en este trabajo. Aparte, representa la sucesión de estratos en la que se tiene mayor certeza de la continuidad estratigráfica a lo largo de sus casi 400 metros de potencia. Desde el punto de vista bioestratigráfico, la mitad superior del perfil ha dado una cantidad de información importante, habiéndose reconocido las asociaciones de faunas que caracterizan el Vallesiense inferior alto y Vallesiense superior. La mitad inferior del bloque no ha aportado información bioestratigráfica significativa.

La información reunida en el Bloque de Les Fonts será utilizada en próximos apartados como referencia biomagnetoestratigráfica donde anclar los datos procedentes de los bloques de Montagut, Viladecavalls y Terrassa. La información paleontológica aportada por éstos a su vez contribuirá a completar los vacíos bioestratigráficos que presenta el Bloque de Les Fonts.

Pese a la falta de datos bioestratigráficos en el perfil de Can Fonollet, su correlación con la mitad superior del perfil de Can Guilera resulta la más razonable en base a los resultados magnetoestratigráficos y a las características litoestratigráficas de ambos perfiles. Asumida esta correlación, el desplazamiento de la falla que se interpone entre ambos perfiles se estima en unos 250 metros de hundimiento del labio oriental. Esta información, como todas las extraídas de la correlación entre los demás perfiles ha sido tenida en consideración en la interpretación del corte transversal de la cuenca que se presenta en el capítulo 10).

# Bloque de Les Fonts



**Figura 6.44:** Secuencia de polaridad magnética compuesta para el Bloque de Les Fonts con indicación de las localidades faunísticas integradas en los perfiles estratigráficos.

### 6.3.3. BLOQUE DE MONTAGUT.

El bloque de Montagut se localiza justo al SW de la localidad de Terrassa, en el sector conocido como la Serra de Les Martines. Hacia el SE está limitado por la falla normal que aflora en la gravera contigua a la autopista BV-1462 a la altura del PK:7.5. El límite noroccidental del mismo bloque es bastante incierto y puede estar representado por una fractura no detectada en el campo y cuya existencia está fundamentada en la presencia de fauna fósil de edad Aragoniense superior al norte de este sector en el yacimiento de Can Missert (fig. 2.5).

Los sedimentos dominantes en el Bloque de Montagut corresponden a facies lutítico conglomeráticas del sistema aluvial de Olesa-Les Fonts. En los niveles superiores del perfil de Les Martines, no obstante, hay evidencias de aportes de sedimento de procedencia claramente distinta. Estas evidencias consisten en la presencia de depósitos masivos de arcillas con niveles de brechas monogénicas de composición cuarcítica, metamórfica y riolítica. Textural y composicionalmente, estos depósitos son característicos del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls, que drena fundamentalmente el sector del macizo de Les Pedritxes, al Norte de Terrassa. Las paleocorrientes deducidas a partir de la orientación de la fábrica magnética confirman una dirección coherente con dicha procedencia.

El Bloque de Montagut agrupa cuatro perfiles estratigráficos, tres de los cuales (Can Guitart 1, 2 y 3) se disponen en aparente continuidad estratigráfica, mientras que el cuarto (Les Martines) está separado por una falla normal de dirección aproximada NE-SW, sintética a la falla principal del margen noroccidental de la fosa. Las capas en todo el dominio del Bloque de Montagut buzcan entre 10° y 12° en sentido WNW

Desde el punto de visto bioestratigráfico, el Bloque de Montagut es el que aporta un volumen de información más completo sobre las faunas vallesienses. Se han reconocido un total de siete localidades nuevas de vertebrados. Las faunas fósiles identificadas representan una secuencia continua definida por la Zona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*, Zona de *Cricetulodon* y Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*. La Zona de *Rotundomys bressanus*, que define la parte alta del Vallesiense y ha sido reconocida en el bloque de Les Fonts, no llega a encontrarse en el Bloque de Montagut.

#### 6.3.3.1. Perfil de Can Guitart 1.

El Perfil de Can Guitart 1 está localizado en la misma gravera donde se levanta el perfil de Creu de Conill, pero en el labio opuesto de la falla que separa los bloques de Les Fonts y

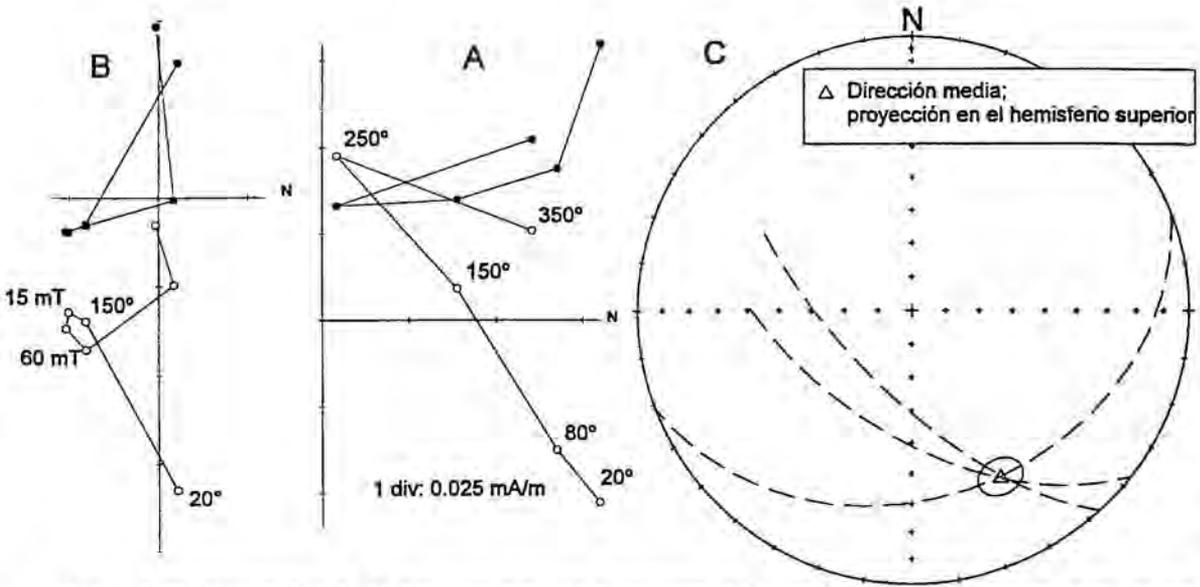


Figura 6.45: Resultados de la desmagnetización progresiva de la MRN en muestras de un nivel de lutitas abigarradas del perfil Can Guitart 1. Diagramas ortogonales de desmagnetización térmica (A) y por campos alternos (B). C: Proyección estereográfica de los círculos de desmagnetización. Todos los diagramas en coordenadas de capa.

Montagut, en coordenadas UTM 4180-45990.

La potencia del perfil no alcanza los 50 metros y consiste en depósitos predominantemente conglomeráticos alternando con algunos niveles de lutitas marrones y lutitas abigarradas gris-verdosas. A pesar de su corta potencia, este perfil tiene importancia por la presencia de dos niveles fosilíferos (CCN-22 y CCN-20) con un contenido faunístico atribuido a la Zona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion* que caracteriza la base del Vallesense.

La intensidad de magnetización de los niveles de lutitas abigarradas es relativamente débil, y una buena proporción corresponde a magnetización secundaria viscosa. La desmagnetización progresiva no se ha mostrado capaz de aislar completamente la magnetización característica, de manera que para estimar o confirmar la polaridad de algún nivel se ha recurrido al análisis de círculos de desmagnetización (fig. 6.45).

La secuencia de polaridad magnética del perfil está compuesta por una banda de polaridad normal limitada a base y techo por dos niveles de polaridad inversa (fig. 6.46). A causa de las dificultades en la desmagnetización la dirección media de polaridad inversa ha sido calculada a partir únicamente del análisis de círculos de desmagnetización. La dirección media de todas las muestras en coordenadas de capa es de 352/44 (fig. 6.47).

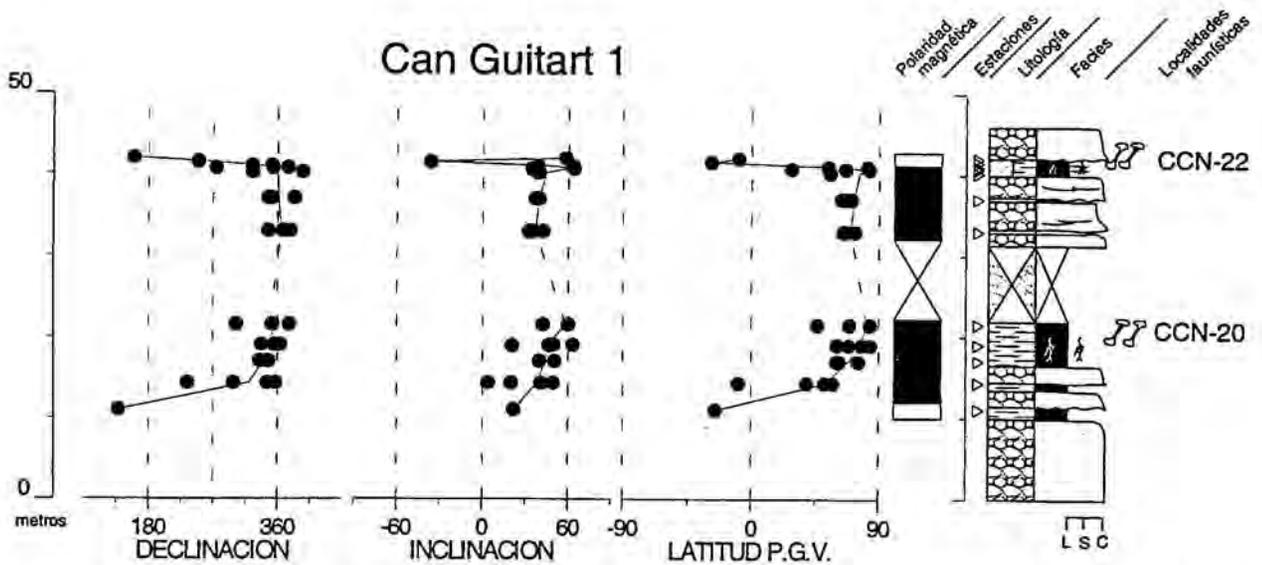


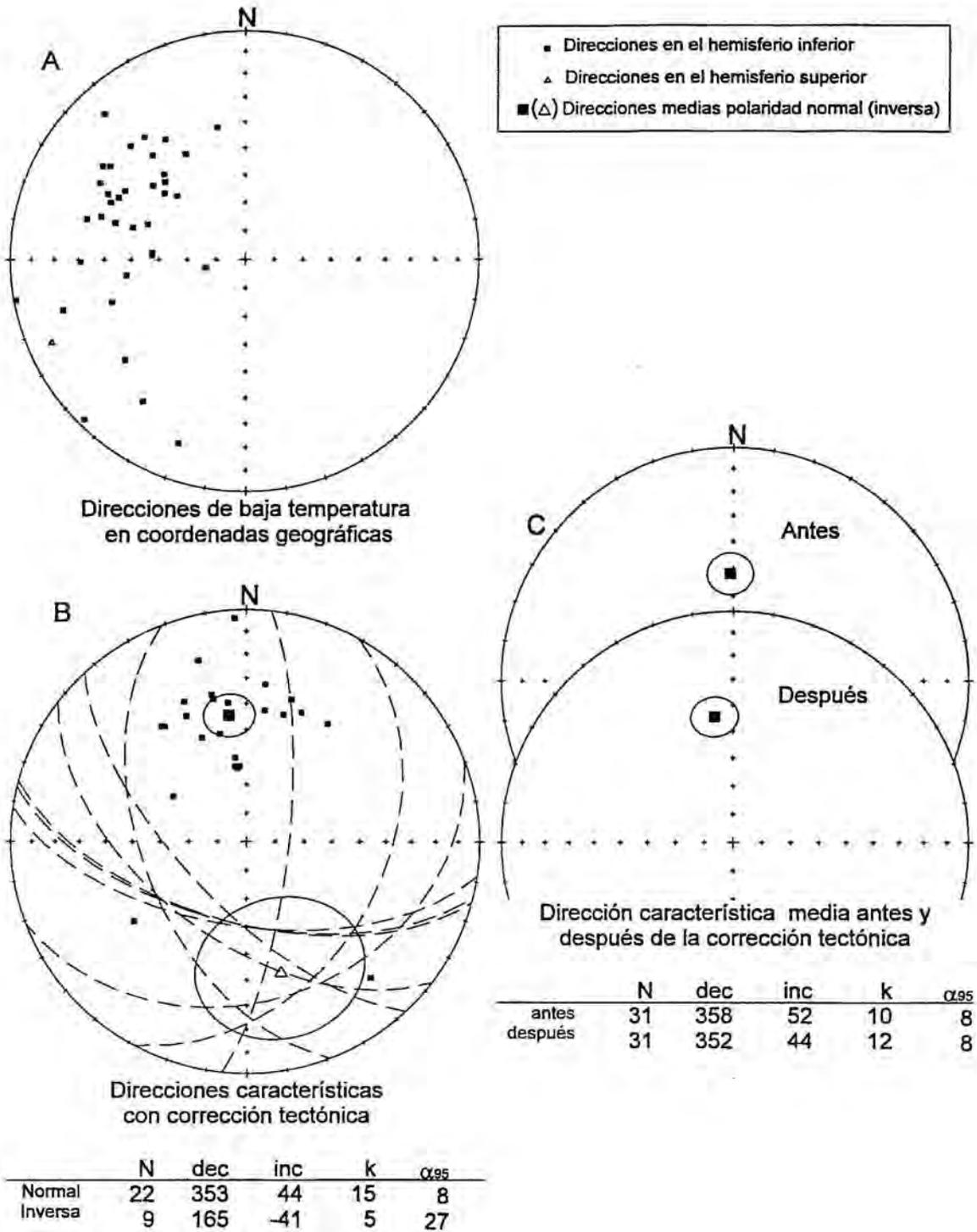
Figura 6.46: Magnetoestratigrafía del perfil de Can Guitart 1 (Bloque de Montagut). Localidades de vertebrados fósiles, CCN-20 y CCN-22: Zona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*.

### 6.3.3.2. Perfil de Can Guitart 2.

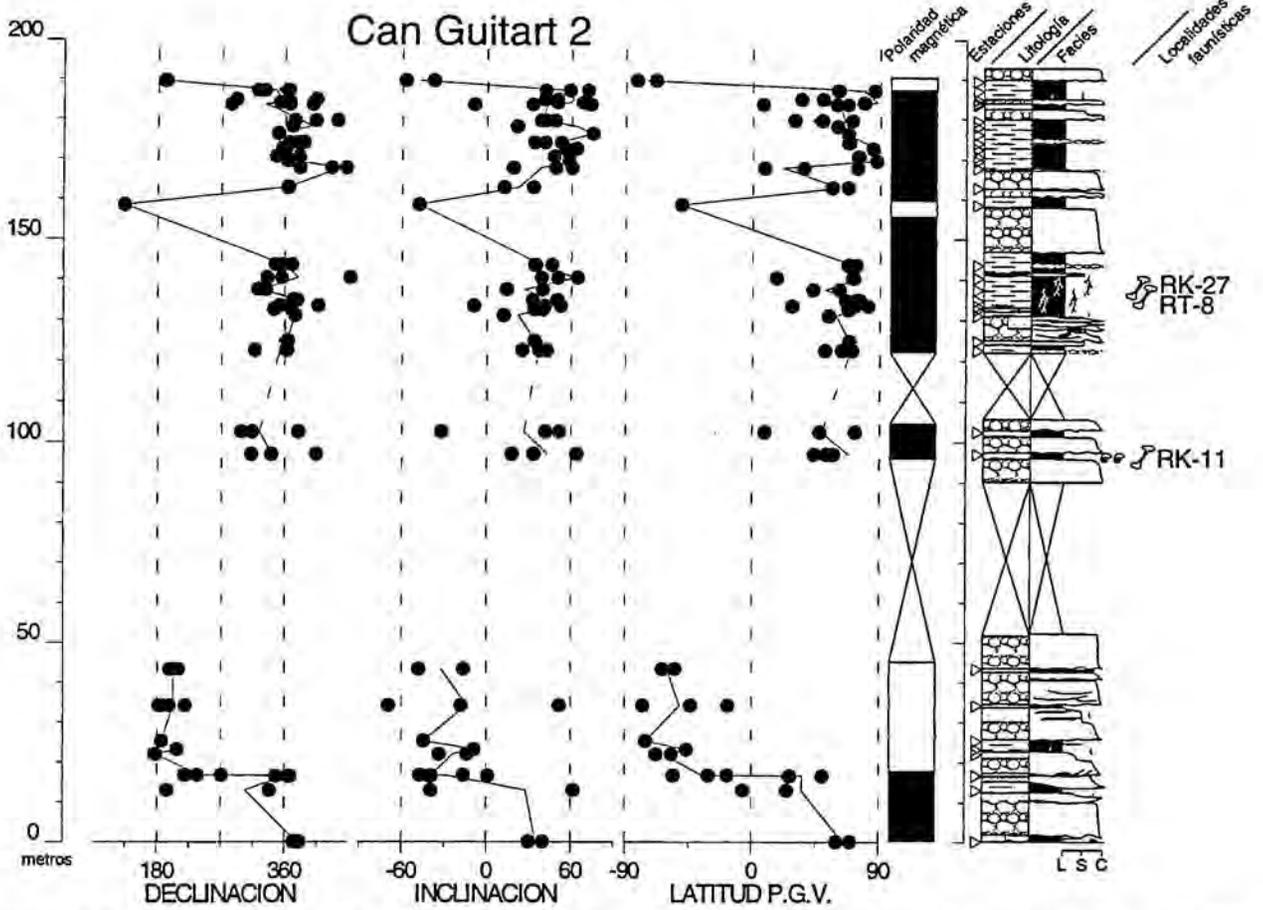
El Perfil de Can Guitart 2 está localizado en los taludes vecinos a la autopista BV-1462 entre los PK:7.8 y 8.6, entre las coordenadas UTM 4182-45993 (base) y 4179-45996 (techo). La base del perfil está indicada por la traza de la misma falla que separa los Bloques de Les Fonts y Montagut y aflora contigua al perfil de Can Guitart 1, unos 300 metros al SW. La potencia total es de casi 200 metros en facies lutítico conglomeráticas de abanico medio-distal, presentando un importante tramo cubierto de unos 40 metros en su parte central. En base a su situación cartográfica, una porción de la base del perfil de Can Guitart 2 debe ser equivalente al perfil de Can Guitart 1, situado a unos 300 metros en dirección SW.

En el perfil de Can Guitart 2 se han localizado tres niveles fosilíferos que han aportado fauna fósil del Vallesiense inferior. La localidad inferior RK-11 ha sido atribuida a la Zona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*, mientras que las localidades superiores RT-8 y RK-27 han sido atribuidas a la Zona de *Cricetulodon*.

La secuencia de polaridad magnética ha sido determinada a partir de 44 estaciones magnetoestratigráficas (fig. 6.48). Se caracteriza por una amplia zona de polaridad normal de 100 metros de potencia representada por la mitad superior del perfil e incluyendo a las localidades RK-11, RT-8 y RK-27. El límite inferior de esta magnetozona normal permanece incierto por la presencia de un potente tramo cubierto de 40 metros. La parte inferior de la



**Figura 6.47:** Perfil de Can Guitart 1. **A:** Proyección estereográfica equiareal de las direcciones de magnetización de baja temperatura. **B:** Direcciones de magnetización característica y círculos de desmagnetización. **C:** Parámetros estadísticos de las direcciones medias calculada. Estratificación media 220/12.



**Figura 6.48:** Magnetoestratigrafía del perfil de Can Guitart 2 (Bloque de Montagut). Localidades de vertebrados fósiles: RK-11: Zona de *Megacricetodon ibericus* + *Hipparion*; RK-27 y RT-8: Zona de *Cricetulodon*.

secuencia está compuesta por dos magnetozonas: una normal y una inversa. La existencia de una magnetozona normal en la base del perfil permite precisar la equivalencia entre estos niveles y el perfil de Can Guitart 1.

Las direcciones medias de polaridad normal e inversa forman un ángulo de  $13^\circ$ . La distribución de las direcciones determinan un ángulo crítico para el test de la inversión de las direcciones de  $16^\circ$ , resultando un test positivo y de clase C. La dirección media de todo el perfil es de 006/44 (fig. 6.49).

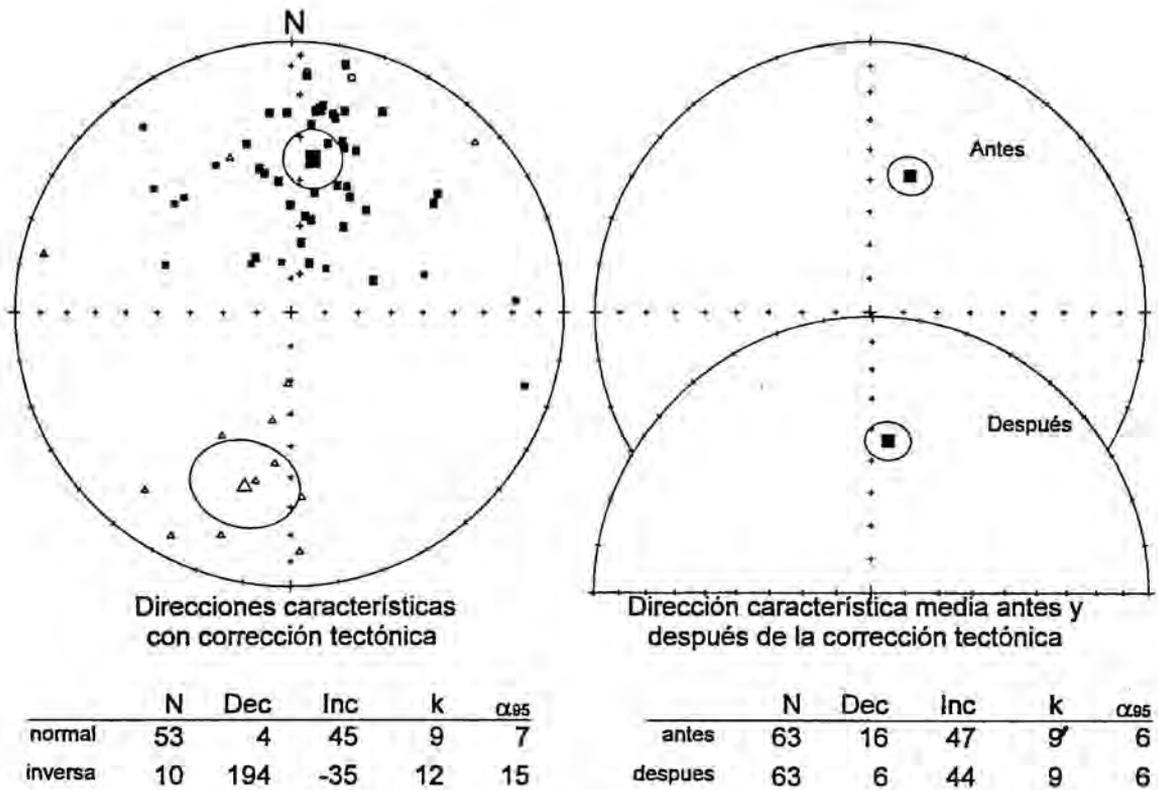
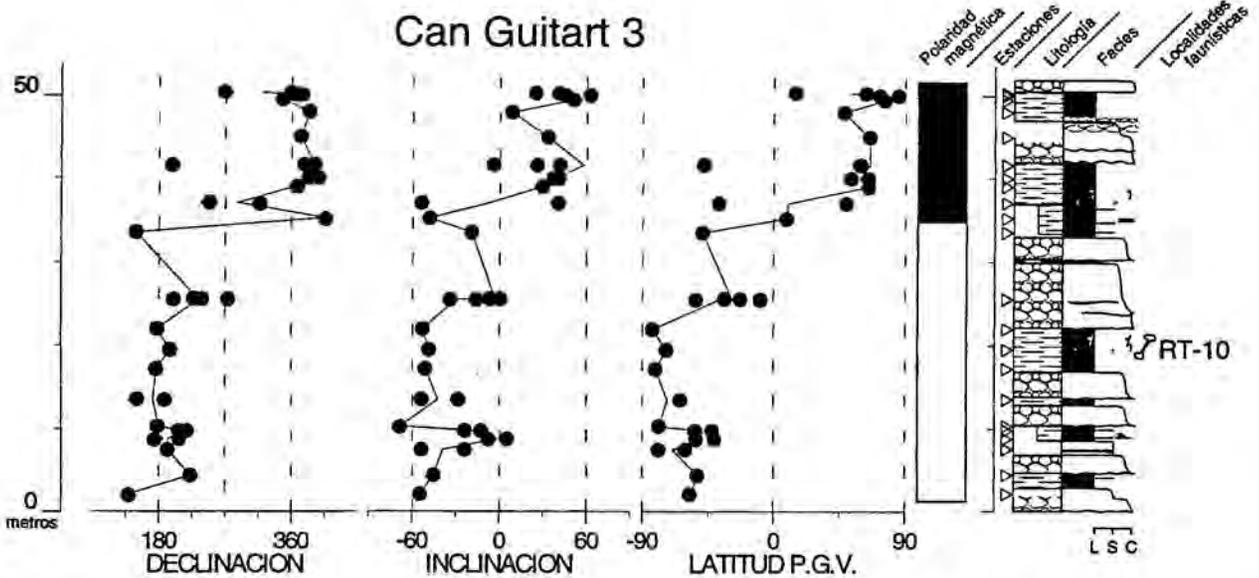


Figura 6.49: Perfil de Can Guitart 2. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica y círculos de desmagnetización. Parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas. Estratificación media 210/10.

### 6.3.3.3. Perfil de Can Guitart 3.

El perfil de Can Guitart 3 está localizado en el talud junto al enlace entre las autopistas A-18 y BV-1462, en las coordenadas UTM 4177-45999. La potencia total del perfil es de 50 metros, cosntituidos por facies lutítico conglomeráticas de abanico medio-distal del sistema de Olesa-Les Fonts. Se halla en supuesta continuidad estratigráfica sobre el perfil de Can Guitart 2 y separado de éste por un tramo cubierto cuya potencia se ha estimado en unos 50 metros. La posición estratigráfica atribuida al perfil de Can Guitart 3 es consistente con la asociación faunística reconocida en la localidad RT-10 y atribuida a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

Se han analizado 23 niveles estratigráficos que han proporcionado una secuencia de polaridad magnética constituida por dos magnetozonas, una inversa y una normal (fig. 6.50). Las medias de las direcciones normal e inversas forman un ángulo de 9°, y el ángulo crítico para el test de la inversión de las direcciones se ha estimado en 19° (Aptdo. 6.2.1.1.). El



**Figura 6.50:** Magnetoestratigrafía del perfil de Can Guitart 3 (Bloque de Montagut). Localidad de vertebrados RT-10: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

resultado positivo del test se sitúa en el límite de la indeterminación, evidenciando la notable dispersión que presentan las direcciones. La dirección media calculada para todo el perfil después de la corrección tectónica es de 014/35 (Fig. 6.51), mostrando una sensible desviación de la magnetización en sentido horario, también observada en menor medida en el perfil de Can Guitart 2. La posibilidad de que estos resultados representen pequeñas rotaciones entre los bloques, como se ha señalado anteriormente, es una cuestión que no puede ser determinada sin la contrastación con más datos. Dada la alta dispersión de las direcciones paleomagnéticas, la desviación observada de la declinación es un dato poco significativo.

#### 6.3.3.4. Perfil de Les Martines.

El perfil de Les Martines se sitúa en el nudo de acceso a las autopistas A-18 y E-9 a la salida de Terrassa, en las coordenadas UTM 4175-46002. Está separado del perfil de Can Guitart 3 por una falla normal de dirección aproximada NE-SW.

La potencia total del perfil es de 110 metros, y está compuesto básicamente por una alternancia de conglomerados y lutitas correspondientes a las facies medias-proximales a medias-distales del sistema de Olesa-Les Fonts. Un tramo de lutitas y brechas pertenecientes al sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls se interdigita lateralmente con las facies conglomeráticas en la parte superior de la sucesión (fig. 6.52).

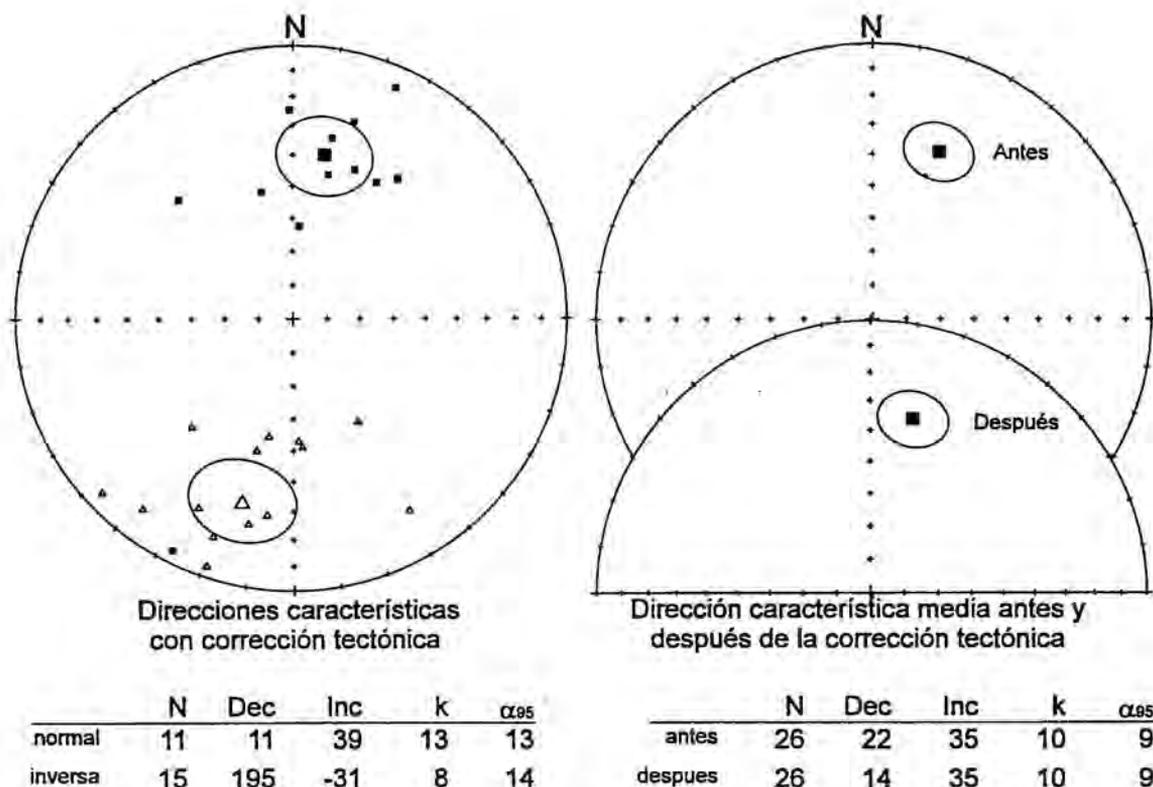
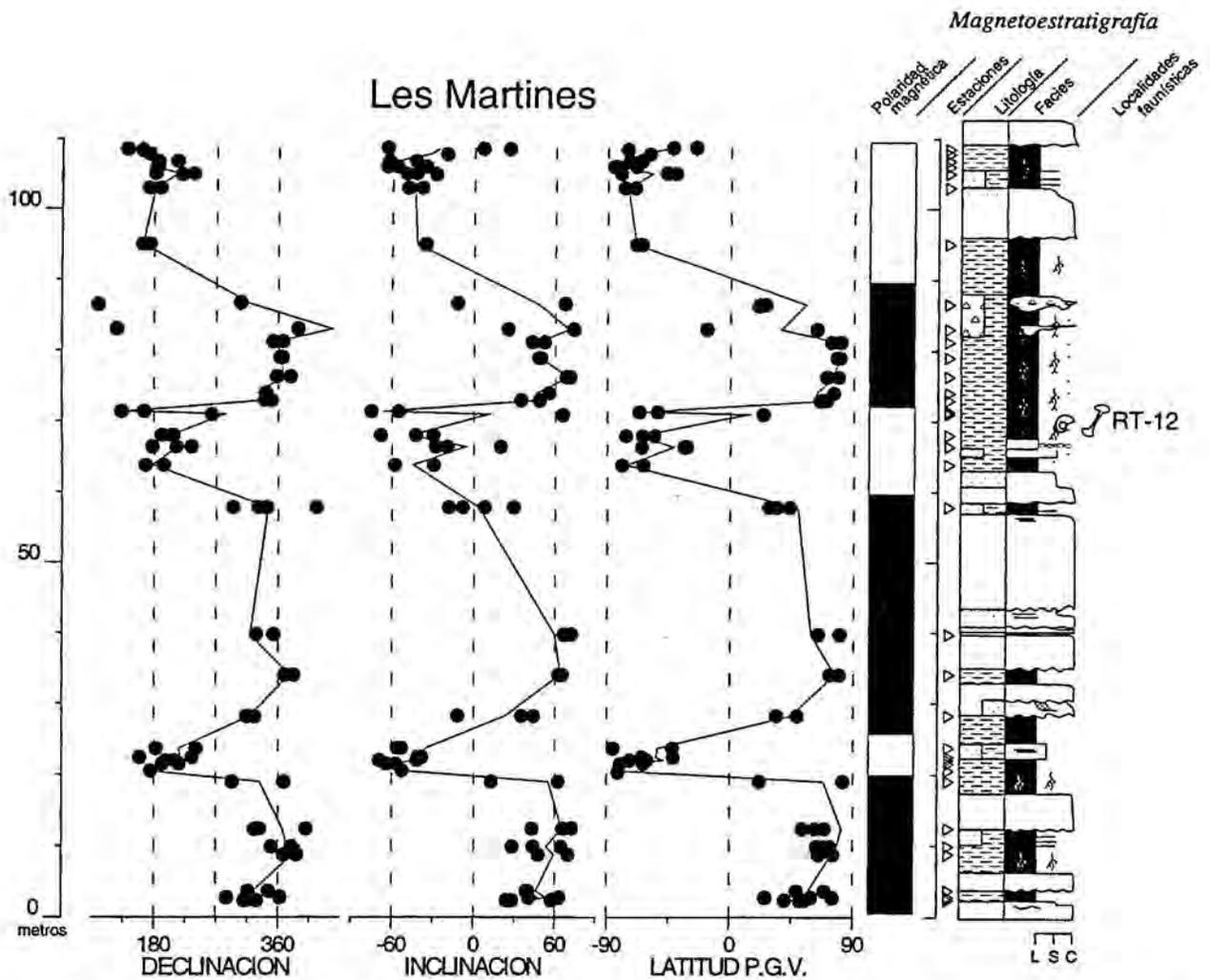


Figura 6.51: Perfil de Can Guitart 3. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica, direcciones medias y parámetros estadísticos calculados. Estratificación media 201/11.

Se han analizado 40 niveles estratigráficos que definen una secuencia de polaridad magnética compuesta por 6 magnetozonas, tres de polaridad normal y tres inversas. También se dispone de información bioestratigráfica en una localidad (RT-12) que permite su atribución a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon* (Vallesiense superior).

La magnetización en el perfil de Les Martines muestra una dispersión relativamente alta de las direcciones tal como lo evidencia el valor de  $k=7$  (fig. 6.53), rasgo que es común a los perfiles donde hay un predominio de facies abigarradas con altos niveles de edafización. Si bien el test de la inversión de las direcciones ha resultado positivo, resulta obvio que el elevado ángulo entre las direcciones medias normal e inversa ( $15^\circ$ ) pone de manifiesto una cierta ineficacia en el lavado completo de las magnetizaciones secundarias, si bien no imposibilita la determinación inequívoca de la polaridad.



**Figura 6.52:** Magnetoestratigrafía del perfil de Les Martines (Bloque de Montagut). Localidad de vertebrados RT-12: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

### 6.3.3.5. Correlación magnetoestratigráfica local.

A partir de la información bio, lito y magnetoestratigráfica disponible en el bloque de Montagut se puede establecer una correlación entre la sucesión continua de perfiles de Can Guitart 1,2 y 3 y el perfil de Les Martines (fig. 6.54). Considerando el sentido de movimiento de la falla normal que los separa y la secuencia de polaridad magnética observada a ambos lados de la misma, la correlación más razonable es la que identifica la magnetozona inversa de la base de Can Guitart 3 con la magnetozona inversa del techo de Les Martines. Esta correlación es la que implica un salto vertical de falla menor y que se estima en unos 100 metros. Desde el punto de vista bioestratigráfico, esta solución es también la más apropiada ya que sitúa a muy corta distancia estratigráfica las localidades RT-10 y RT-12, que han aportado un contenido faunístico similar.

Solo en base a los datos disponibles en el bloque de Montagut existe una incertidumbre

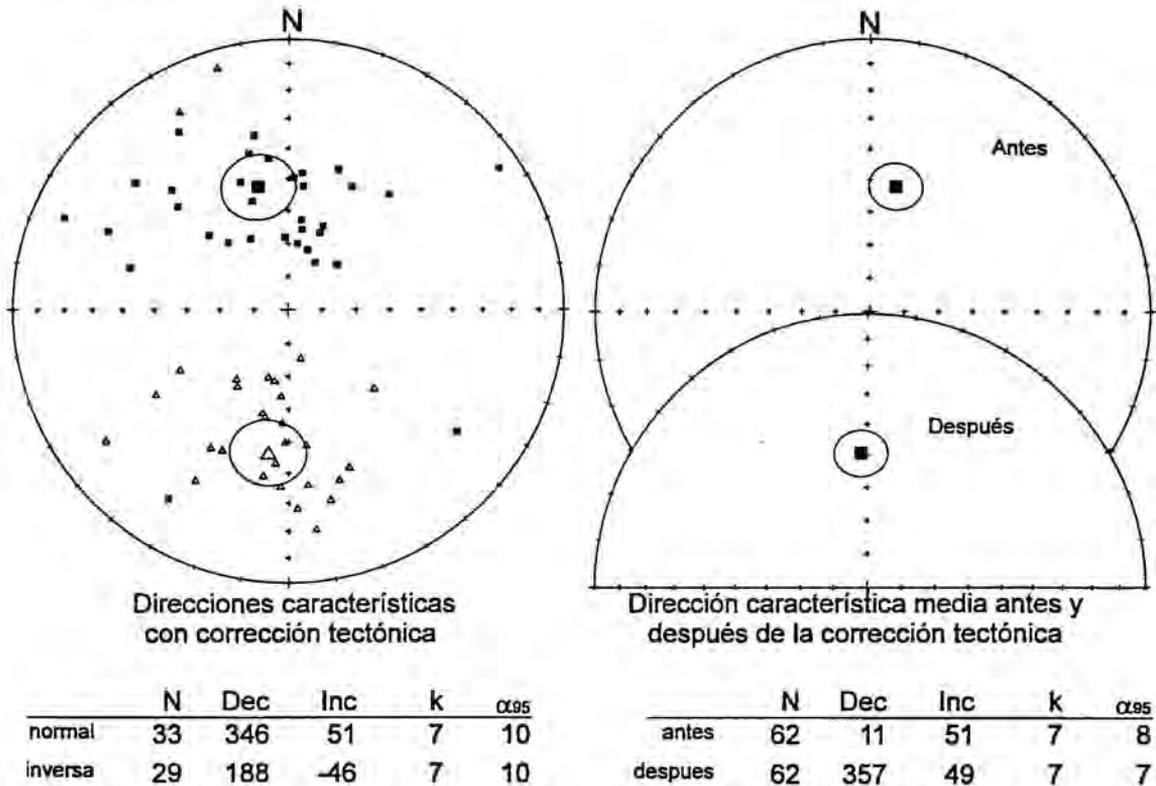
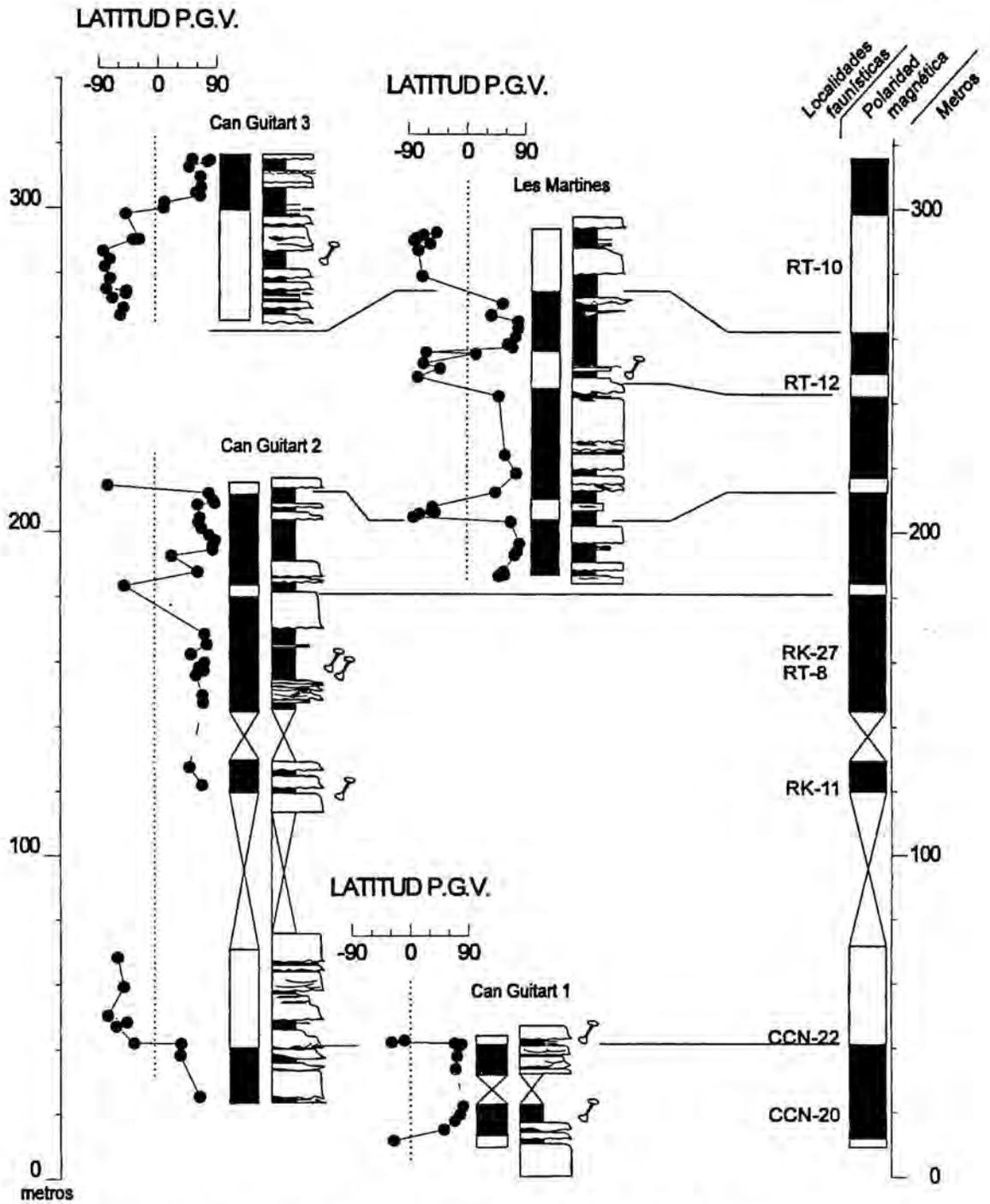


Figura 6.53: Perfil de Les Martines. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica, direcciones medias y parámetros estadísticos calculados. Estratificación media 194/12.

respecto a la posible correlación entre el perfil de Can Guitart 2 y el perfil de Les Martines. La correlación optada en la figura 6.54 es, sin embargo, la más plausible una vez confrontada con los datos bio-magnetoestratigráficos del bloque de Les Fonts. Se fundamenta en la evidencia de que en el bloque de Les Fonts las faunas atribuidas al Vallesiense inferior persisten por lo menos hasta el nivel de la localidad RT6-E, es decir, hasta la parte más alta de la extensa magnetozona normal que caracteriza a la secuencia de polaridad magnética. Esta magnetozona, por su extensión y registro bioestratigráfico, puede ser correlacionada sin lugar a errores con la magnetozona normal que domina la mitad superior del perfil de Can Guitart 2. Por tanto, el nivel RT-12 del perfil de Les Martines, de edad Vallesiense Superior, debe ser más moderno que los niveles más altos de Can Guitart 2 (fig. 6.54).

Del resultado de la correlación propuesta se ha elaborado una secuencia de polaridad magnética combinada para el bloque de Montagut con un total de 7 puntos de control bioestratigráfico. Las edades cubiertas por la secuencia van desde la Zona de *Megacricetodon* ibéricus + *Hipparion* (Vallesiense basal) hasta la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon* (Vallesiense superior-bajo).

# Bloque de Montagut



**Figura 6.54:** Sucesión magnetoestratigráfica compuesta del Bloque de Montagut. Indicación de las localidades de vertebrados fósiles integradas en los perfiles.

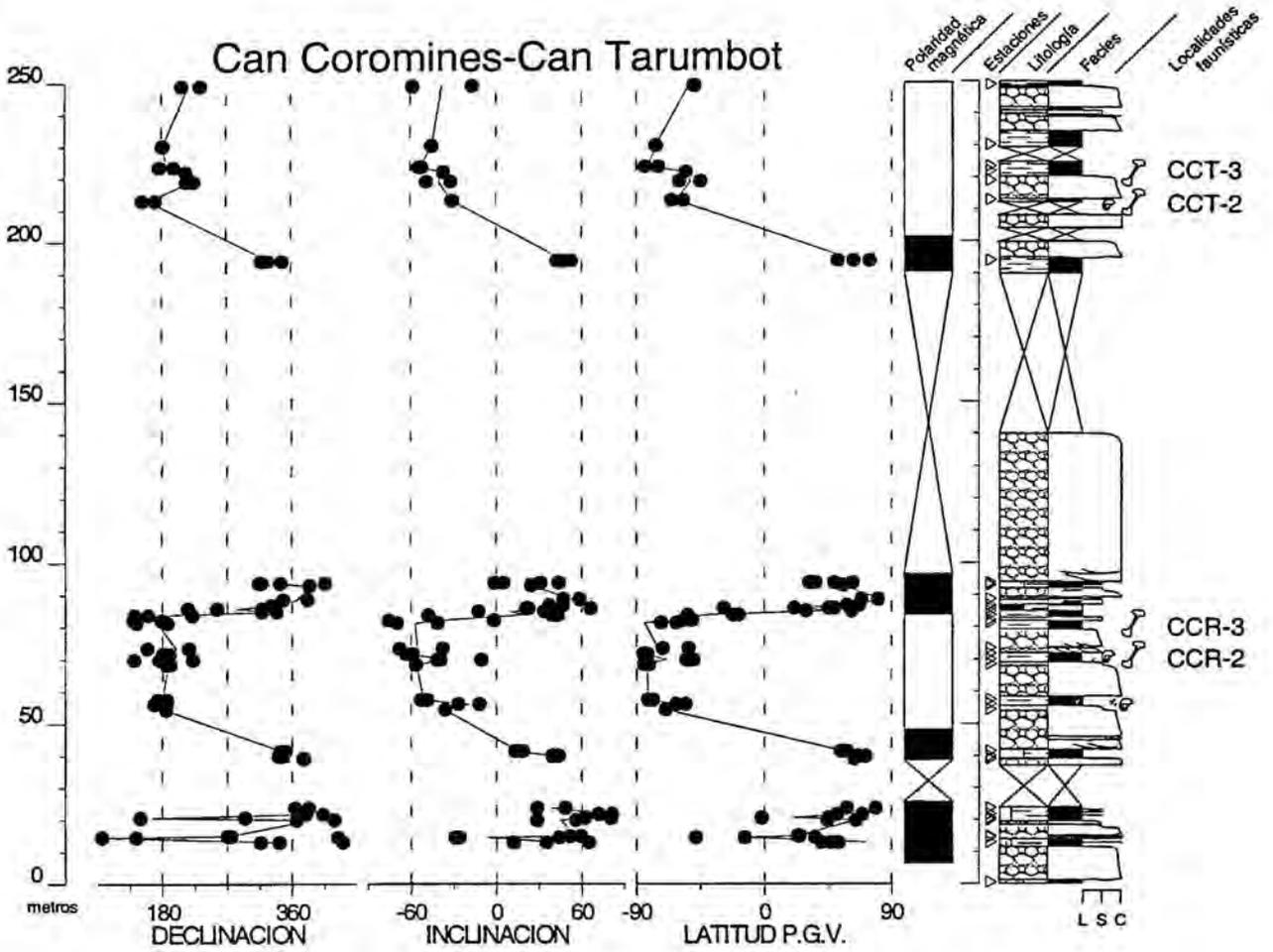
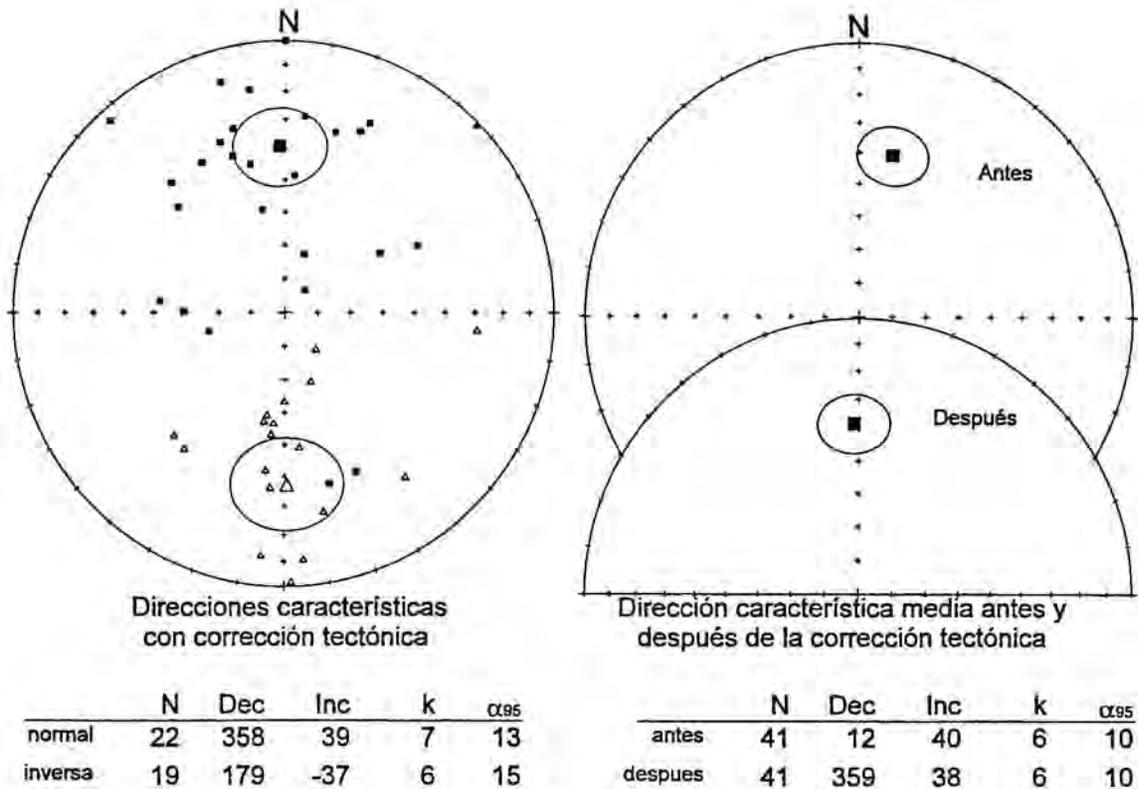


Figura 6.55: Magnetoestratigrafía del perfil de Can Coromines- Can Tarumbot (Bloque de Viladecavalls). Localidades de vertebrados fósiles. CCR-2 y CCR-3: Zona de *Cricetulodon*; CCT-2 y CCT-3: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

#### 6.3.4. BLOQUE DE VILADCAVALLS.

Entendemos por Bloque de Viladecavalls el pequeño sector centrado en la localidad del mismo nombre donde se localizan los perfiles estudiados en este apartado. Está limitado al Norte por la fractura del borde de cuenca y al SE por la falla de dirección NE-SW que discurre en parte por la Riera de Gaià. No se han reconocido estructuras que permitan limitar las dimensiones del bloque por el Este y por el Oeste.

Litológicamente el sector puede dividirse en dos dominios: el dominio de las facies de brechas proximales del sistema de Terrassa-Viladecavalls y el dominio de las facies de conglomerados proximales del sistema de Olesa-Les Fonts. El primero aflora extensamente al Norte de la localidad de Viladecavalls mientras que el segundo ocupa el área al Sur.

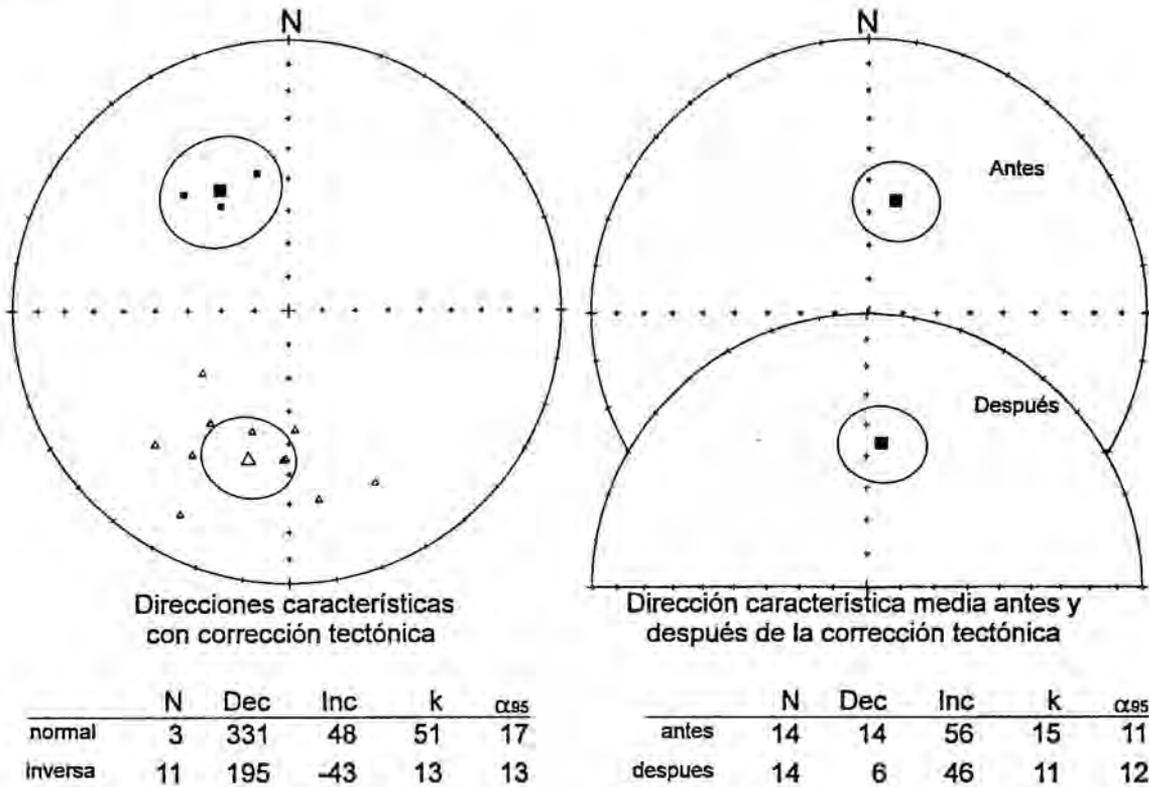


**Figura 6.56:** Perfil de Can Coromines. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica, direcciones medias y parámetros estadísticos calculados. Estratificación media 192/16.

Desde el punto bioestratigráfico, el bloque de Viladecavalls aporta un volumen importante de datos sobre las faunas del Vallesiense superior. Los perfiles estudiados incorporan las localidades clásicas de Cerámicas Viladecavalls (CV) y La Tarumba (LTR-1); y otras localidades nuevas (Can Turu, CCR-2, CCR-3, CCT-2, CCT-3).

Todos los perfiles están levantados en un área pequeña de unos 3 km<sup>2</sup> al sur de la localidad de Viladecavalls. El sector ha sido cartografiado en detalle con objeto de contrastar la correlación magnetoestratigráfica con toda la información geológica y geométrica posible. No se han hallado fallas que disloquen la estructura y las capas presentan una disposición monoclinas con buzamientos aproximadamente constantes entre 12° y 16° hacia el NW. Al Norte de la localidad de Viladecavalls, en dirección al margen de la cuenca, los buzamientos tienden a acentuarse hasta alcanzar ángulos de 30°.

La potencia de la unidad de brechas que estratigráficamente se dispone por encima de los perfiles estratigráficos estudiados, y que representa la culminación de la sedimentación en la



**Figura 6.57:** Perfil de Camí de Can Tarumbot. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica, direcciones medias y parámetros estadísticos calculados. Estratificación media 248/11.

fosa, se ha estimado geoméricamente a partir de los datos cartográficos disponibles. Así, la potencia máxima de sedimentos entre el techo del Perfil de Cerámicas Viladecavalls y el margen de la cuenca se ha calculado en 400 metros. Dicha potencia, no obstante, puede estar sobreestimada debido a posibles repeticiones de la sucesión estratigráfica debidas a la presencia de fracturas sintéticas a la falla principal en las proximidades al margen de la fosa.

La información magnetoestratigráfica en el bloque de Viladecavalls está recogida en cuatro perfiles, tres de los cuales (Can Coromines, Can Tarumbot y Ceràmicas Viladecavalls/Can Turu) pueden integrarse en una sola sucesión estratigráfica continua y compuesta básicamente por materiales del sistema conglomerático de Olesa-Les Fonts (fig. 4.2). El perfil de La Tarumba, algo más retirado hacia el margen de cuenca, representa el tránsito de las facies conglomeráticas a las facies de brechas del sistema de Terrassa-Viladecavalls (fig.4.2).

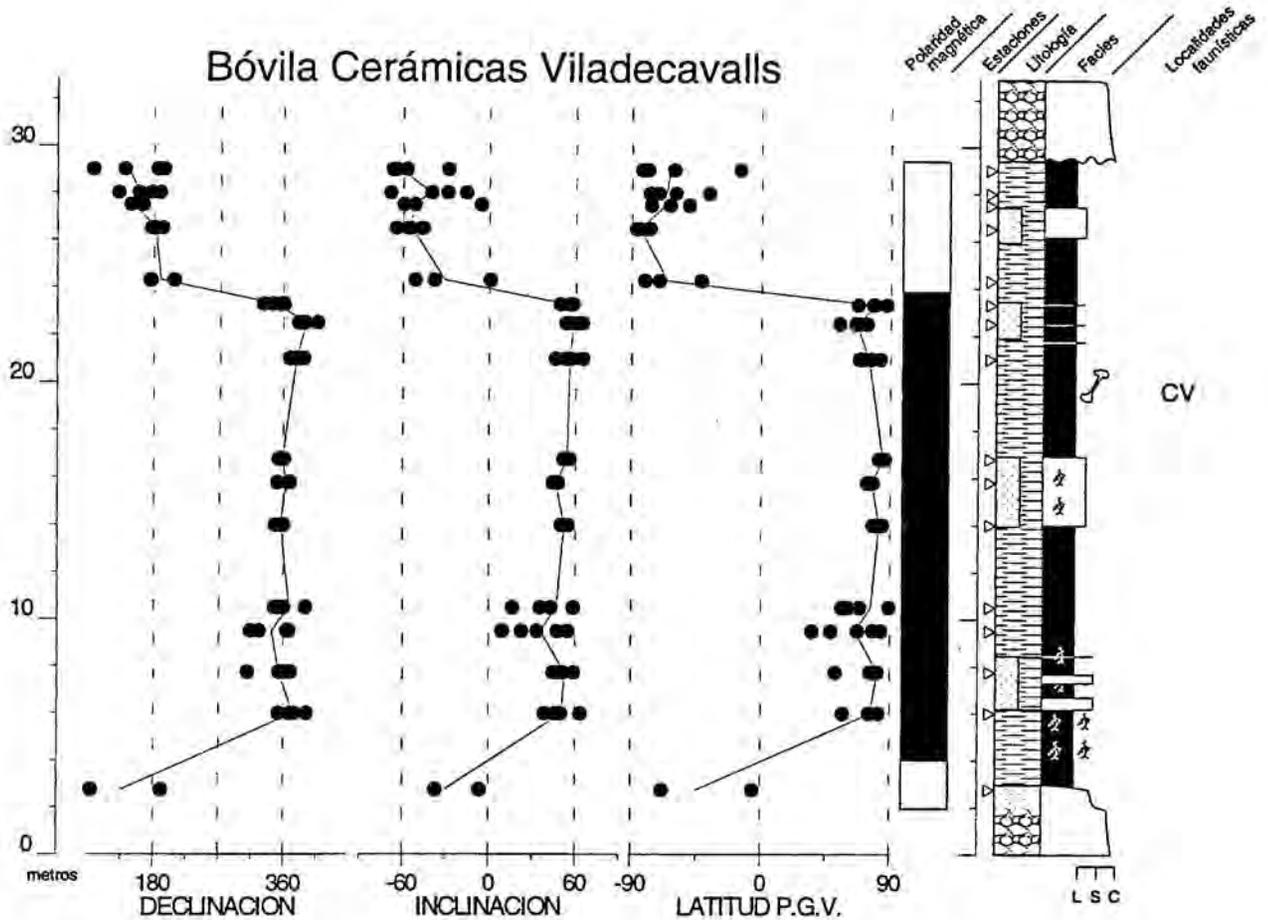
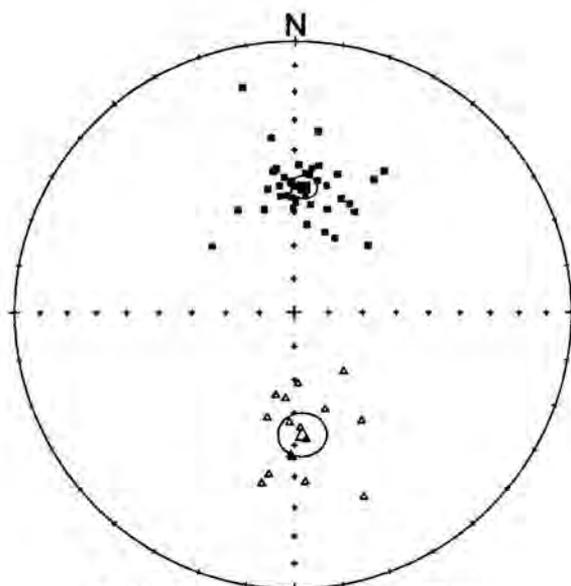


Figura 6.58: Magnetoestratigrafía del perfil de Cerámicas Viladecavalls (Bloque de Viladecavalls). Localidad de vertebrados CV: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

#### 6.3.4.1. Perfil de Can Coromines-Can Tarumot.

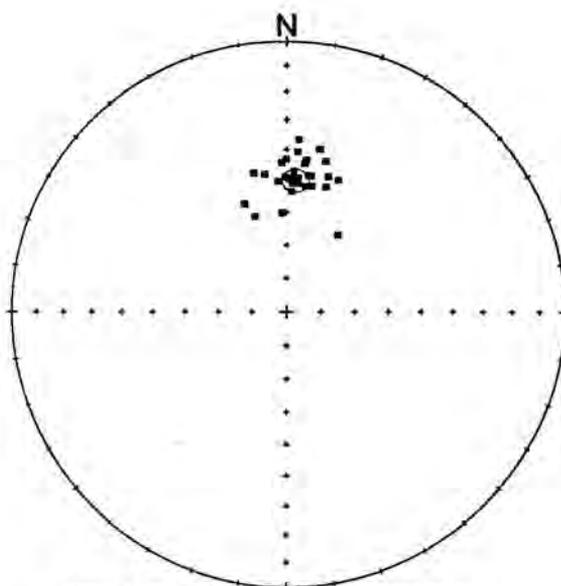
El Perfil Can Coromines-Can Tarumot está compuesto por dos sucesiones estratigráficas distanciadas en planta alrededor de medio kilómetro. Cartográfica y geoméricamente se ha estimado una distancia estratigráfica entre ambas sucesiones de unos 50 metros.

La sucesión inferior de Can Coromines consiste en depósitos predominantemente conglomeráticos con alternancia de lutitas rojas y algunos niveles de limos oscuros carbonosos de escasa potencia y continuidad lateral. El perfil está levantado en el camino viejo de Ullastrell en las proximidades de la masía de Can Coromines, en coordenadas UTM 4128-45995. La secuencia de polaridad magnética se ha estimado a partir de un total de 29 niveles magnetoestratigráficos repartidos en una sucesión de 100 metros de potencia, y consta



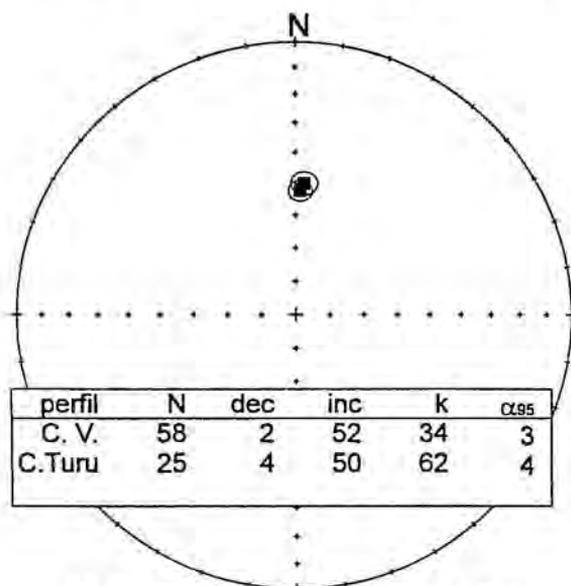
C. V. Direcciones características con corrección tectónica

	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
normal	42	4	52	37	4
inversa	16	176	-53	30	7



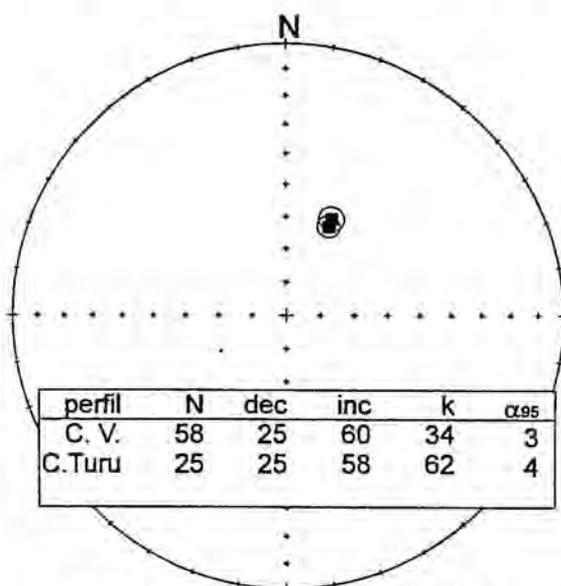
Can Turu. Direcciones características con corrección tectónica

	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
normal	25	4	50	62	4



C. V. y Can Turu. Direcciones medias con corrección tectónica

perfil	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
C. V.	58	2	52	34	3
C.Turu	25	4	50	62	4

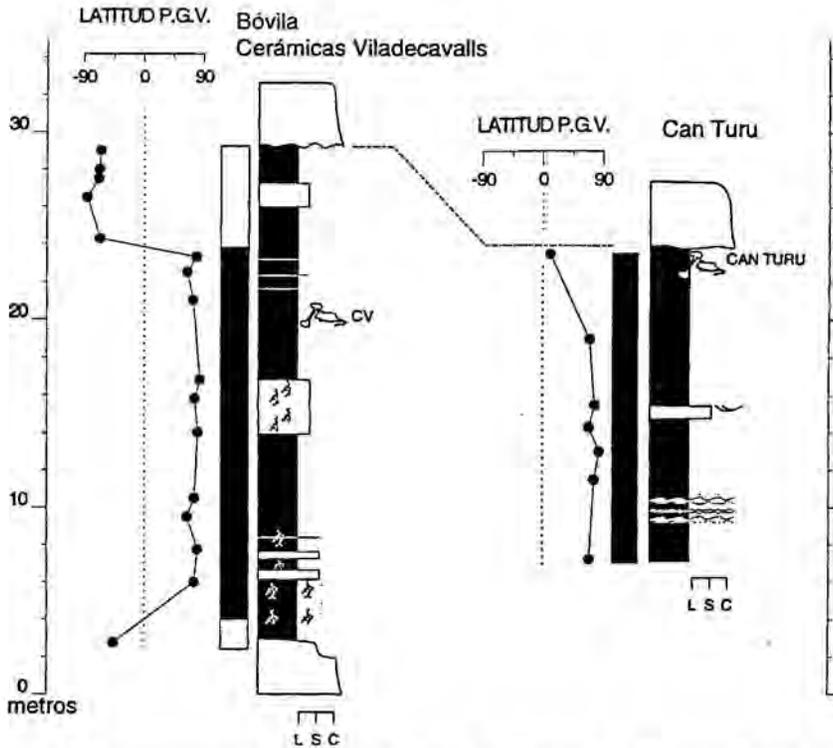


C. V. y Can Turu Direcciones medias sin corrección tectónica

perfil	N	dec	inc	k	$\alpha_{95}$
C. V.	58	25	60	34	3
C.Turu	25	25	58	62	4

- Direcciones en el hemisferio inferior
- ▲ Direcciones en el hemisferio superior
- (▲) Direcciones medias polaridad normal (inversa)

Figura 6.59: Proyección estereográfica equiareal de las direcciones de magnetización característica y parámetros estadísticos de las direcciones medias calculadas en los perfiles de Cerámicas Viladecavalls (C.V.) y Can Turu. Estratificación en ambos perfiles: 221/17.

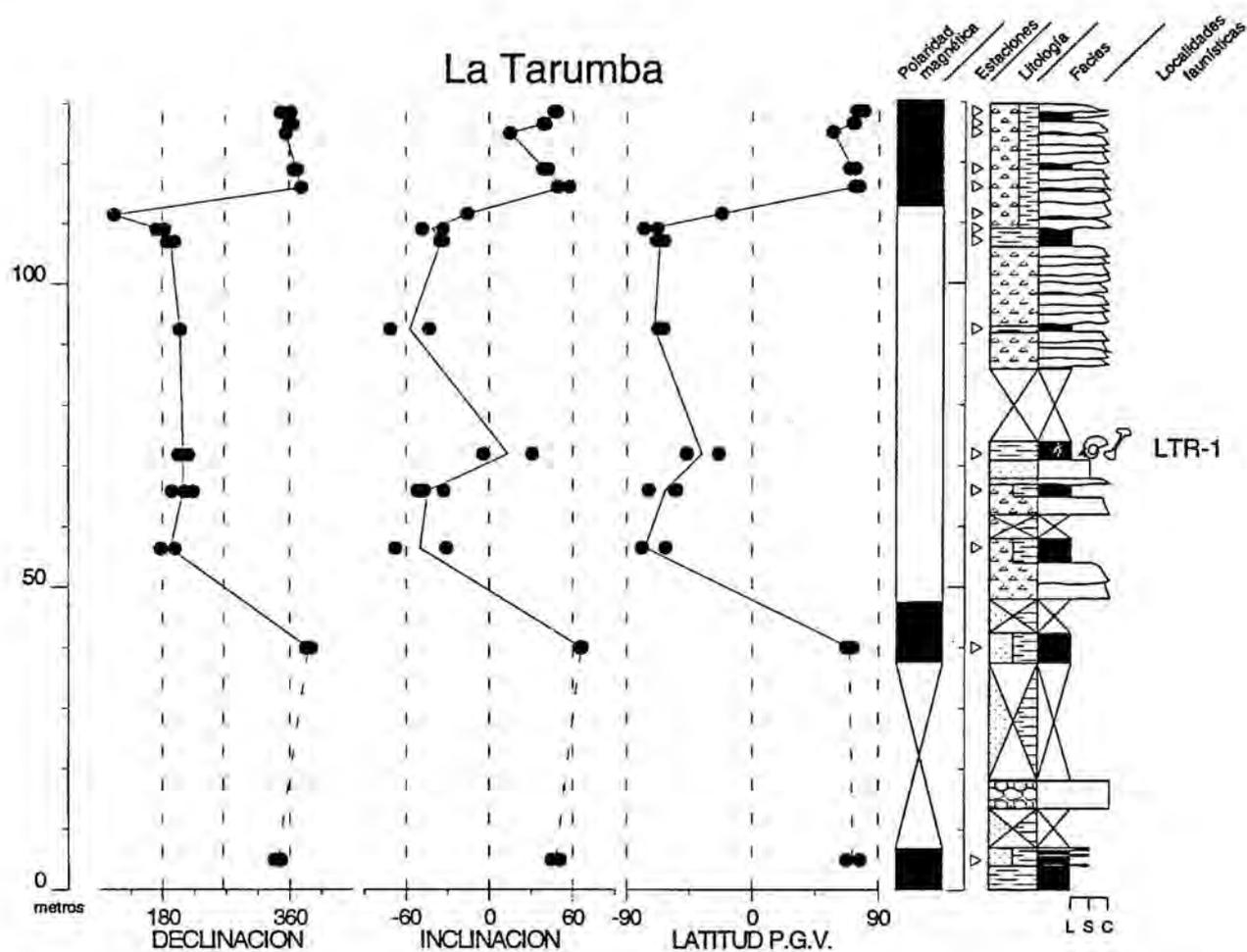


**Figura 6.60:** Correlación magnetoestratigráfica entre los perfiles vecinos de Cerámicas Viladecavalls y Can Turu. Ambas sucesiones acaban en la misma capa de conglomerados separadas una de la otra unos 200 metros. Localidades de vertebrados: CV: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*; CAN TURU: Zona de *Rotundomys bressanus*.

de tres zonas de polaridad: dos normales y una inversa (fig. 6.55). El perfil incorpora también dos niveles con fauna fósil atribuida a la Zona de *Cricetulodon* (Vallesiense inferior). El ángulo entre las direcciones medias de polaridad normal e inversa es de  $4^\circ$ , aunque el test de la inversión de las direcciones carece de significación por la elevada dispersión que muestran los datos, con un ángulo crítico de  $22^\circ$ . La dirección media después de la corrección tectónica para el tramo considerado es de  $359/38$  (fig. 6.56).

La sucesión superior de Can Tarumbot consta de unos 60 metros de potencia de depósitos lutítico-conglomeráticos que afloran a lo largo del Camí de Can Tarumbot en las afueras de Viladecavalls, en las coordenadas UTM 4125-46003. Se han analizado 7 niveles estratigráficos de los que resulta una secuencia magnetoestratigráfica predominantemente inversa con un solo nivel de polaridad normal en la misma base del perfil (fig. 6.55). La dirección media estimada para este tramo es  $006/46$  (fig. 6.57). No se ha analizado la antipodalidad de las direcciones debido a la poca significación estadística de la dirección media de polaridad normal, representadas por un solo nivel estratigráfico.

Dentro de la sucesión de Can Tarumbot se dispone de dos niveles con restos de



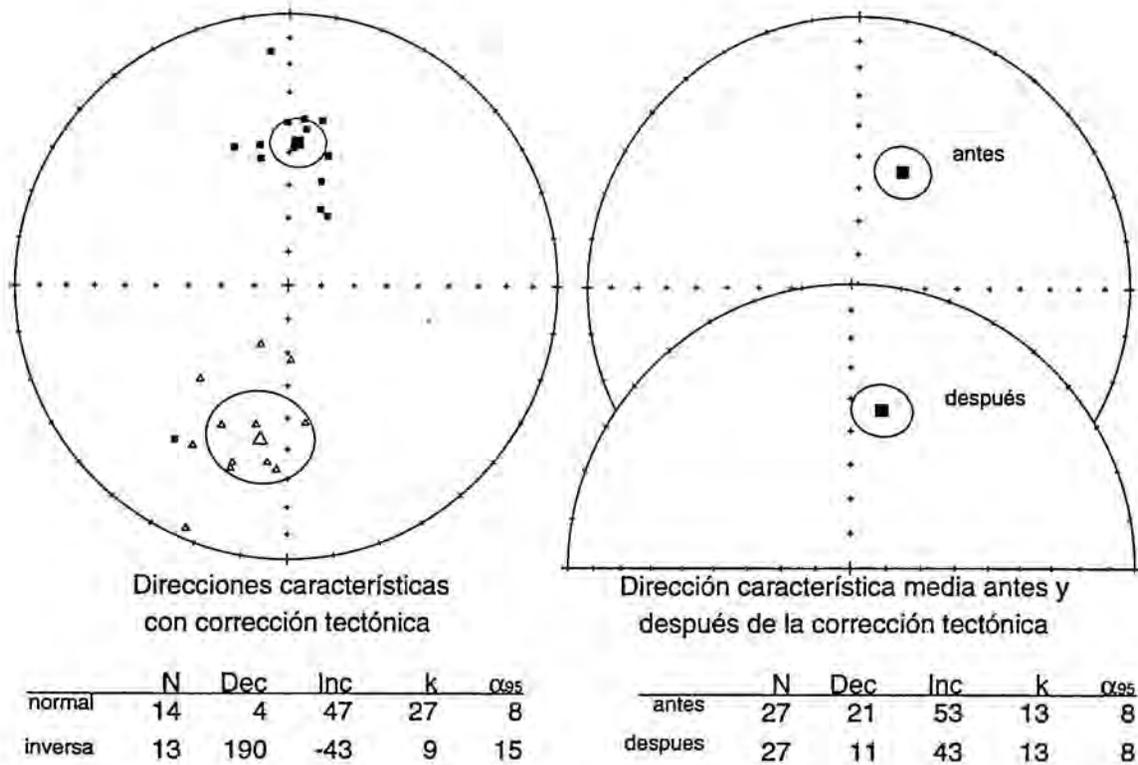
**Figura 6.61:** Magnetoestratigrafía del perfil de La Tarumba (Bloque de Viladecavalls). Localidades faunísticas: LTR-1: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

micromamíferos fósiles atribuidos a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

#### 6.3.4.2. Perfil de Cerámicas Viladecavalls.

El perfil estratigráfico analizado en este apartado está levantado en el afloramiento de la bóvila de la empresa Cerámicas Viladecavalls, situada en el kilómetro 6.0 de la carretera de Terrassa a Olesa, en las coordenadas UTM 4123-46008. Está compuesto por un característico tramo de 30 metros de potencia de arcillas rojas, atribuidas en el esquema geológico adjunto a las facies de abanico marginal del sistema Olesa-Les Fonts. El perfil integra la localidad faunística CV, con una fauna atribuida a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

El perfil de Cerámicas Viladecavalls se encuentra estratigráficamente por encima del perfil de Can Tarumot. La distancia estratigráfica estimada entre ambos perfiles es de unos 20



**Figura 6.62:** Perfil de La Tarumba (facies aluviales proximales de lutitas y brechas masivas). Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica, direcciones medias y parámetros estadísticos calculados.. Estratificación media 248/11.

metros.

A partir del análisis de 16 niveles estratigráficos se ha determinado una secuencia de polaridad magnética consistente en tres magnetozonas, dos inversas y una normal (fig. 6.58). Las direcciones presentan una concentración inusualmente alta, con un valor del parámetro  $k$  de 37 para las direcciones de polaridad normal y de 30 para las direcciones de polaridad inversa (fig. 6.59). El ángulo entre las direcciones medias normal e inversa es de  $5^\circ$  y el ángulo crítico en el test de la inversión de las direcciones de  $7^\circ$ , por lo que éste resulta positivo y de clase B.

La alta precisión en el cálculo de la dirección característica media nos permite analizar la consistencia de las direcciones antes y después de la corrección tectónica, aún a pesar del escaso ángulo de buzamiento de las capas. Los resultados, una vez restituida la estratificación, presentan una buena consistencia de la declinación media con una dirección paleomagnética de referencia miocena hacia el Norte. En coordenadas geográficas, por el

contrario, la declinación media manifiesta una fuerte desviación de 25° en sentido horario, reforzando la hipótesis de una edad relativa de la magnetización anterior al basculamiento.

La misma secuencia arcillosa reconocida en el perfil de Cerámicas Viladecavalls ha sido muestreada y analizada en un perfil alejado unos pocos centenares de metros al SW, en cuyo techo se encuentra la localidad faunística de Can Turu (CT), que ha aportado un contenido fósil más reciente y atribuido a la Zona de *Rotundomys bressanus*. Los resultados magnetoestratigráficos de Can Turu únicamente marcan la presencia de la característica zona de polaridad normal reconocida en el perfil de la bóvila. Sólo las direcciones anómalas del nivel más alto muestreado, que coincide con el yacimiento paleontológico de Can Turu, pueden indicar el tránsito hacia una magnetozona inversa inmediatamente por encima a este nivel (fig. 6.60). La correlación magnetoestratigráfica entre Can Turu y Cerámicas Viladecavalls evidencia el carácter erosivo del potente paquete conglomerático que culmina ambos perfiles y que ocasiona una falta de registro sedimentario en Can Turu estimado en al menos unos 6 metros.

Otra localidad clásica no integrada en el perfil de Cerámicas Viladecavalls es la situada en el kilómetro 7 de la carretera de Terrassa a Olesa (VK7), y que ha aportado fauna fósil atribuida a la Zona de *Rotundomys bressanus*. VK7 está contenida dentro del mismo tramo de arcillas rojas del perfil de Cerámicas Viladecavalls. Según estudios previos (Parés y Roca, en prensa), se determinó una polaridad magnética inversa para esta localidad (dec=183, inc=-54,  $\alpha=7$ ), lo que implica una correlación con la magnetozona inversa identificada a techo del perfil de Cerámicas Viladecavalls, por encima por tanto de las localidades CV y CT.

#### 6.3.4.3. Perfil de La Tarumba.

El perfil de La Tarumba está localizado entre los kilómetros 4 y 5 de la carretera de Terrassa a Olesa, a la entrada de la localidad de Viladecavalls, entre las coordenadas UTM 4135-46006 (base) y 4129-46009 (techo). Consta de una sucesión de 130 m de sedimentos de los cuales los 40 metros inferiores corresponden a facies lutítico-conglomeráticas del sistema de Olesa-Les Fonts. Los 90 metros restantes están representados por depósitos masivos de lutitas y brechas monogénicas característicos del sistema de Terrassa-Viladecavalls. Contiene una localidad de vertebrados en su parte media (LTR-2) que ha aportado una edad vallesiense superior (Zona de *Progonomys*+*Cricetulodon*).

La mitad inferior del perfil aflora intermitentemente de manera que no ha permitido un muestreo de los sedimentos apropiado. En el tramo de facies masivas de brechas, a pesar de la granulometría gruesa del depósito, la abundancia de matriz arcillosa ha permitido un

muestreo suficientemente denso. Se han establecido un total de 14 niveles magnetoestratigráficos que determinan una secuencia de polaridad magnética compuesta por tres magnetozonas: dos normales y una inversa (fig. 6.61).

Las medias de las direcciones de polaridad normal e inversa forman un ángulo de  $8^\circ$  y sus distribuciones determinan un ángulo crítico de  $13^\circ$ , valor para el cual el test de inversión de las direcciones resulta positivo y de clase C. La dirección media después de la corrección tectónica es de 011/43 (Fig. 6.62).

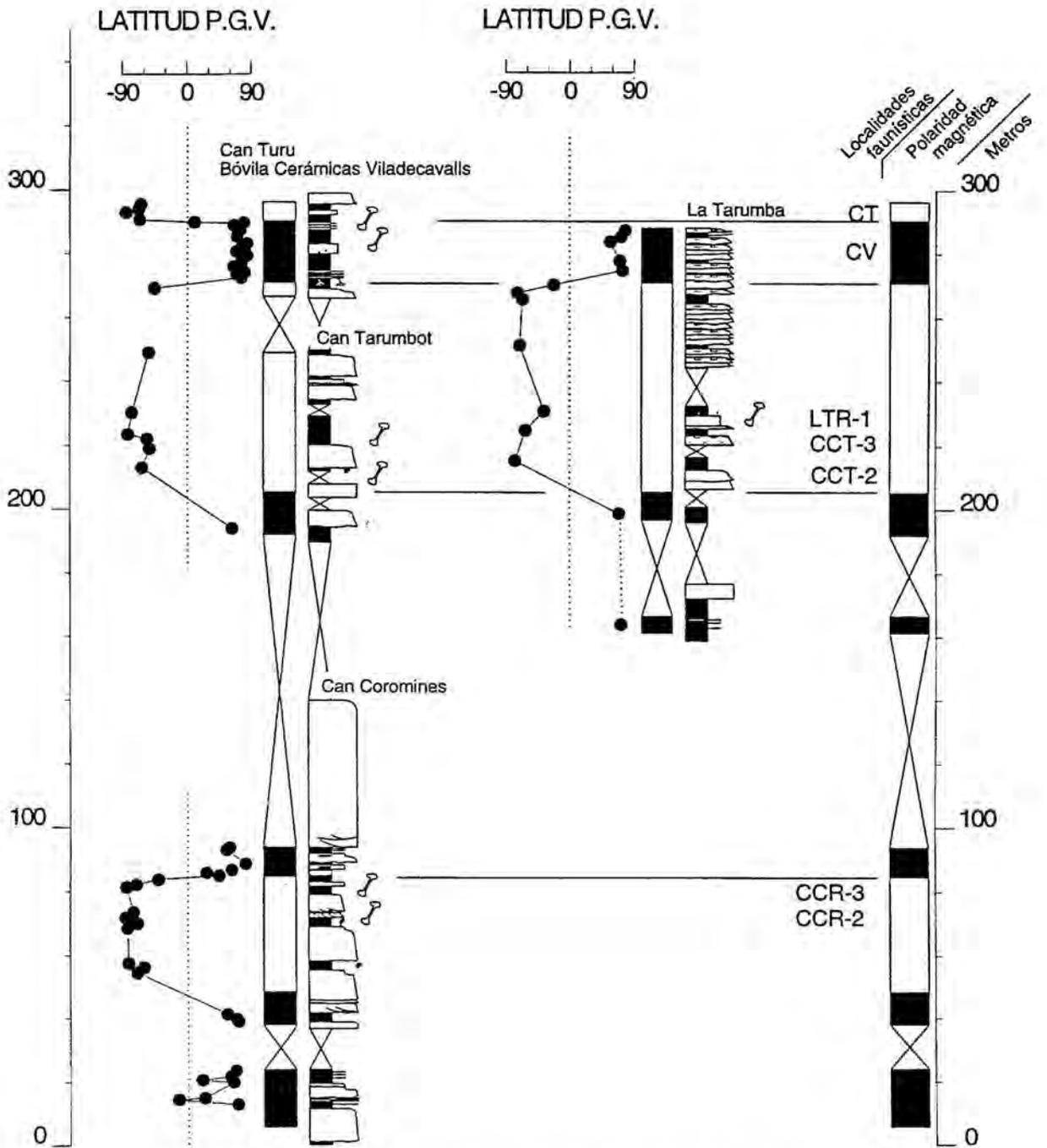
#### 6.3.4.4. Correlación magnetoestratigráfica local.

Con los datos cartográficos y bio, lito y magnetoestratigráficos recopilados en el Bloque de Viladecavalls es posible presentar una secuencia magnetoestratigráfica combinada de todos los perfiles. La perfecta correspondencia entre todos los datos permite correlacionar la secuencia de polaridad magnética observada en el perfil de La Tarumba con la observada en el perfil de Cerámicas Viladecavalls-Can Turu (Fig. 6.63). Esta correlación es coherente con la equivalencia bioestratigráfica entre la localidad LTR-1 de La Tarumba y las localidades CCT-2 y CCT-3 de Can Tarumbot, atribuidas todas a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*. La correlación entre la magnetozona inversa de La Tarumba y la magnetozona inversa de Can Tarumbot es geométrica y cartográficamente verificable, así como también la correlación de la parte alta de La Tarumba con el perfil de Viladecavalls.

En conclusión, a pesar de la ausencia de datos en un tramo central estimado de 100 metros, los resultados obtenidos en el Bloque de Viladecavalls pueden representarse mediante una sucesión magnetoestratigráfica combinada tal como se ilustra en la figura 6.63. La parte inferior de la sucesión está representada por el perfil de Can Coromines al cual se le ha atribuido una edad Vallesiense inferior en Zona *Cricetulodon*. La parte superior aporta un volumen importante de información paleontológica sobre el Vallesiense superior con una secuencia de polaridad magnética bien contrastada.

Aparte de las consecuencias bio y magnetoestratigráficas, las correlaciones establecidas ponen de relieve la coalescencia de los sistemas aluviales de Olesa-Les Fonts y Terrassa-Viladecavalls en este sector.

# Bloque de Viladecavalls



**Figura 6.63:** Secuencia de polaridad magnética compuesta para el Bloque de Viladecavalls con indicación de las localidades de vertebrados integradas en los perfiles..

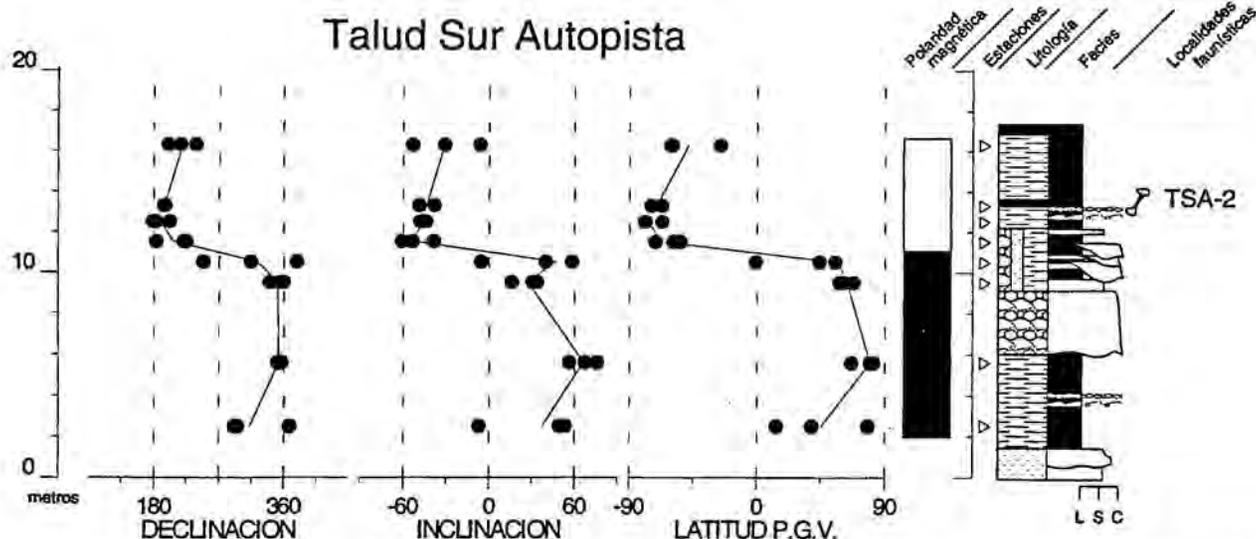


Figura 6.64: Magnetoestratigrafía del perfil de Talud Sur Autopista. Localidad de vertebrados TSA-2: Zona de *Rotundomys bressanus*.

### 6.3.5. BLOQUE DE TERRASSA.

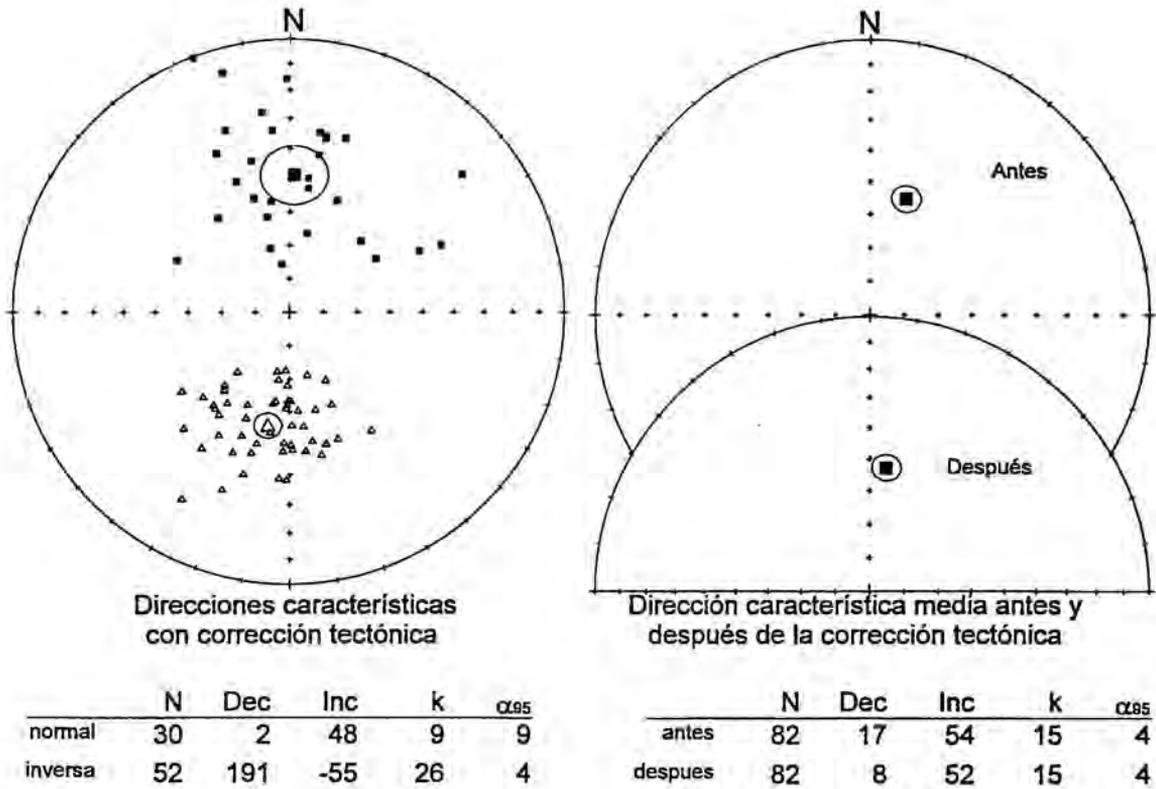
Este bloque representa el sector situado justo al Sur del casco urbano de Terrassa que agrupa las localidades clásicas de Torrent de Febrines (TF), Talud Norte Autopista (TNA) y Talud Sur Autopista (TSA). La localidad fosilífera próxima de Can Parellada está excluida de este bloque por la presencia de una falla que la separa de los perfiles estudiados en este apartado.

Los sedimentos que afloran en el Bloque de Terrassa son básicamente depósitos lutíticos y brechosos en facies distales del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls. Hacia el Sur estos depósitos pasan lateralmente a las facies conglomeráticas del sistema Olesa-Les Fonts. El tránsito lateral entre ambas facies tiene lugar en distancias muy cortas, del orden del centenar de metros, sin apenas depósitos intermedios entre ellas. Estas relaciones pueden observarse en los alrededores de la autopista A-18 a la altura del polígono industrial de Can Parellada.

El estudio magnetoestratigráfico se ha realizado en dos perfiles próximos y bioestratigráficamente equivalentes que integran a las localidades de TSA-2, TNA y TF, todas ellas representando a la Zona de *Rotundomys bressanus* del Vallesense superior.

#### 6.3.5.1. Perfil de Talud Sur Autopista.

El perfil Talud Sur Autopista está localizado en los alrededores de Can Casanova en el talud



**Figura 6.65:** Perfiles de Torrent de Febulines y Talud Sur Autopista. Proyección estereográfica de las direcciones de magnetización característica con indicación de la dirección media y parámetros estadísticos. Estratificación media 203/07.

meridional de la autopista A-18, en coordenadas UTM 4190-45995. En él se describe una secuencia de 18 metros de sedimentos lutítico-conglomeráticos pertenecientes al sistema de Olesa-Les Fonts donde se localiza el yacimiento de vertebrados TSA-2.

Se han muestreado ocho niveles magnetoestratigráficos que han permitido determinar una secuencia de polaridad magnética compuesta por dos magnetozonas, una normal y una inversa (Fig. 6.64).

### 6.3.5.2. Perfil de Torrent de Febulines.

El perfil de Torrent de Febulines está levantado en los afloramientos del polígono de Can Jofresa, entre la base del talud norte de la autopista A-18 y la esquina de las calles Colom y Avda. Sta Eulàlia, entre las coordenadas UTM 4191-45999 (base) y 4188-46009 (techo). Consiste en una secuencia predominantemente lutítica con niveles de brechas masivas pertenecientes a las facies distales del sistema aluvial de Terrassa-Viladecavalls. La base de

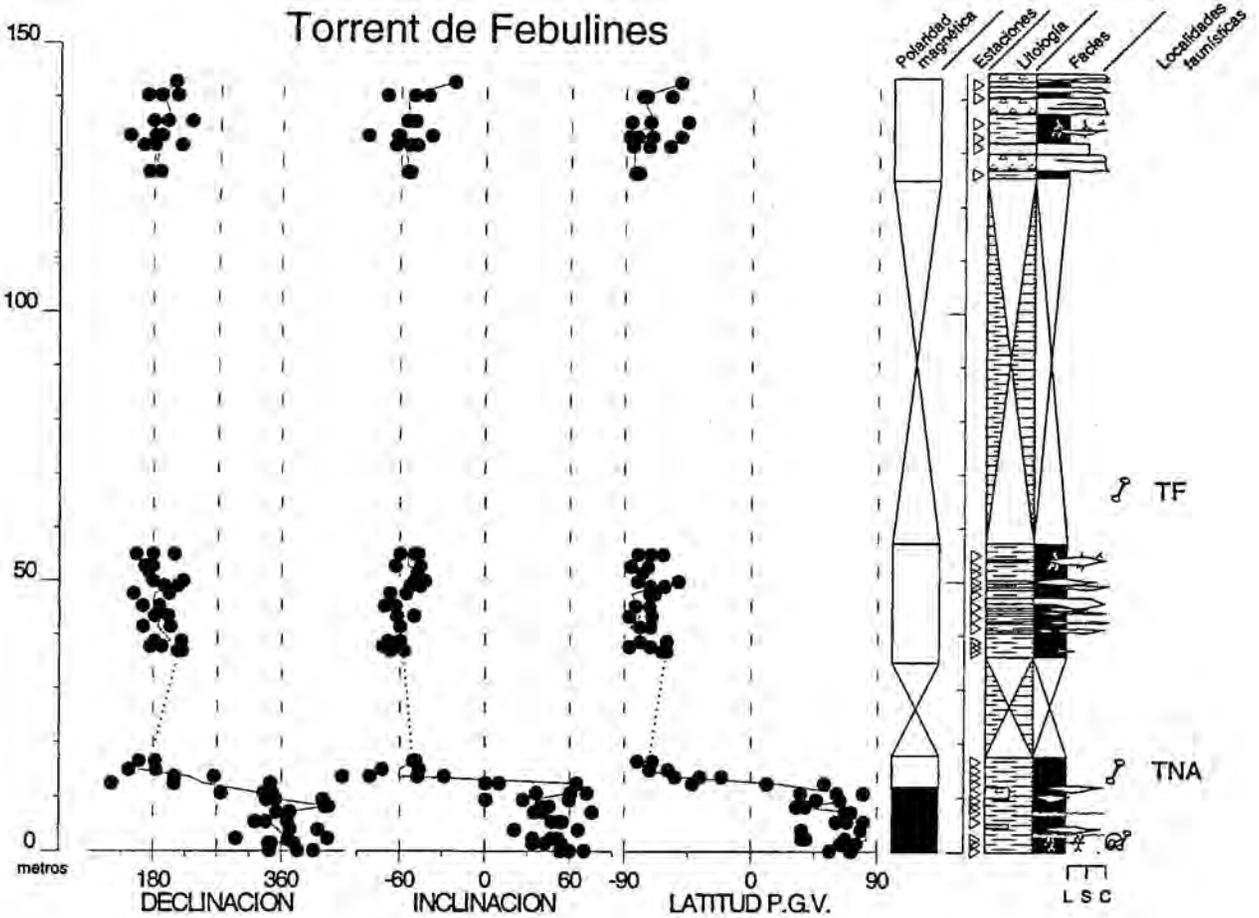


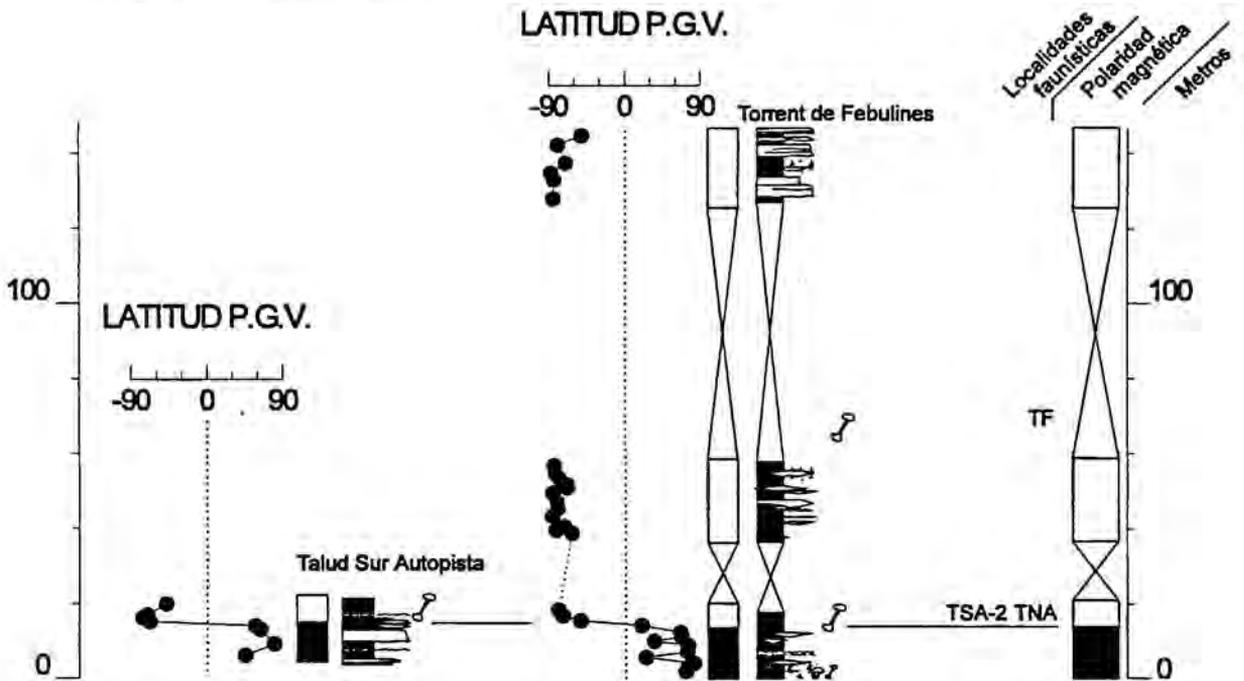
Figura 6.66: Magnetoestratigrafía del perfil de Torrent de Febulines (Bloque de Terrassa). Localidades de vertebrados TNA y TF: Zona de *Rotundomys bressanus*

la secuencia puede correlacionarse cartográficamente con la base del perfil de Talud Sur Autopista situado más al Sur.

La potencia total del perfil es de unos 150 metros, si bien tan solo algunas porciones del mismo contaban con afloramiento apropiado para el estudio magnetoestratigráfico. La necesidad de un estudio magnetoestratigráfico en este lugar está justificada por el volumen de información paleontológica aportada por los yacimientos clásicos de Talud Norte Autopista (TNA) y Torrent de Febulines (TF), que ahora han sido integrados en este perfil.

Las direcciones de magnetización presentan un agrupamiento relativamente bueno, especialmente el grupo de direcciones de polaridad inversa obtenidas de las facies de lutitas y brechas masivas de la parte superior del perfil. El ángulo entre las medias de polaridad

## Bloque de Terrassa



**Figura 6.67:** Sucesión magnetoestratigráfica compuesta del Bloque de Terrassa con indicación de las localidades de vertebrados fósiles integradas en los perfiles.

normal e inversa es de  $9^\circ$  y el ángulo crítico de  $10^\circ$ , obteniéndose un resultado positivo de clase C en el test de inversión de las direcciones. La dirección media de todo el perfil después de la corrección tectónica es 008/52, indicando una buena coherencia, tanto en declinación como en inclinación, con la dirección esperada (Fig. 6.65).

A falta de afloramientos que completen el perfil, se ha obtenido una secuencia de polaridad magnética discontinua en cuyo tramo inferior se ha reconocido una inversión de polaridad (Fig. 6.66). Los resultados magnetoestratigráficos confirman la correlación del tramo inferior de Torrent de Febulines con el perfil de Talud Sur Autopista, de manera que las localidades de TSA-2 y TNA ocupan una posición estratigráfica equivalente (Fig. 6.67). La localidad TF, por su parte, localizada estratigráficamente 50 metros por encima de las anteriores permanece en una posición magnetoestratigráfica incierta entre dos tramos de polaridad inversa.

### 6.3.6. EL PERFIL DE CAN LLOBATERES.

La localidad de Can Llobateres fue descubierta por Crusafont y colaboradores a principios de la década de los 30 y reconocida internacionalmente como la localidad tipo del Vallesiense. Las sucesivas campañas de muestreo en esta localidad han llevado a la recuperación y determinación de miles de fragmentos de restos fósiles y a la identificación de más de 60 especies de especies entre macromamíferos y micromamíferos. Entre los hallazgos, un elemento especialmente notorio es la abundancia de restos de *Dryopithecus laietanus* (Crusafont y Hürzeler, 1961; Moyà-Solà y Köhler, 1993), un hominoideo de talla pequeña adaptado a la vida en los árboles.

La localidad de Can Llobateres se sitúa en el kilómetro 2.5 de la carretera B-140 entre Sabadell y Sta Perpetua de la Moguda, en las coordenadas UTM 4281-45985. El Perfil completo de Can Llobateras consiste en poco más de 20 metros de sedimentos de facies aluviales distales con alternancia de niveles limosos palustres y niveles de arenas y conglomerados canalizados. La litología de los cantos y las paleocorrientes deducidas de la fábrica magnética indican una procedencia NW de los depósitos, desde el denominado sistema aluvial de Castellar.

Los niveles palustres, característicos de este perfil y predominantes en su tramo inferior, están constituidos por limos de color oscuro, con abundante materia orgánica, radículas, fragmentos vegetales carbonizados, y restos de gasterópodos y vertebrados fósiles. Precisamente el nivel palustre más cercano a la base corresponde al nivel fosilífero de Can Llobateres-1 (CL-1), que ha aportado una asociación faunística atribuida al Vallesiense inferior de la Zona *Cricetulodon*. Otro nivel hacia la parte superior del perfil (CL-2), ha aportado un contenido faunístico atribuido a la Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*.

Aparte de la reducida potencia del perfil, en la localidad de Can Llobateres se suman una serie de complicaciones que han dificultado el análisis magnetoestratigráfico y que hacen referencia a la intensidad de magnetización, la mineralogía magnética y las diferentes condiciones de alteración del afloramiento.

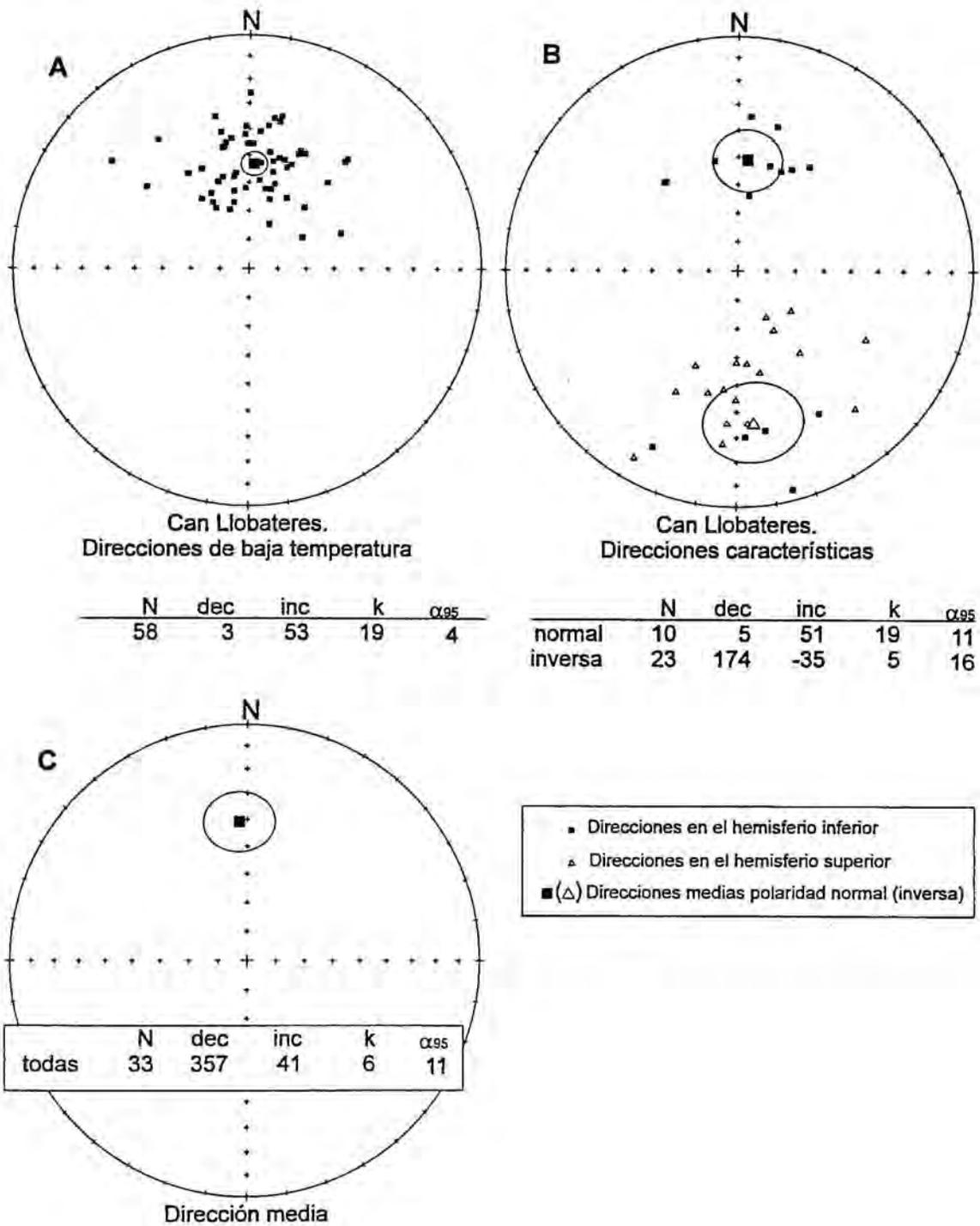
La intensidad de la magnetización media observada en Can Llobateres es menor a la de cualquier otro perfil de los estudiados en este trabajo. Esto se debe especialmente al bajo contenido de minerales magnéticos tanto en las facies de lutitas gris-verdosas que dominan en la parte inferior y media del perfil estratigráfico, como en los niveles palustres oscuros de la base. La mineralogía magnética en estos sedimentos también resulta muy particular, remarcándose la presencia de sulfuros de hierro junto con magnetita, siempre en cantidades muy pequeñas.

Diferenciándose netamente de las características expuestas se encuentran los sedimentos de limos marrones de los dos metros basales de la serie. La intensidad de la MRN es notablemente más alta y reside básicamente en hematites. La magnetización característica muestra un grado de estabilidad que no se reconoce el resto de niveles del perfil. Estas características coinciden también con unas condiciones de afloramiento especialmente favorables, debido a que las muestras fueron obtenidas en sedimentos inalterados del interior de una cata abierta en el suelo con tal propósito.

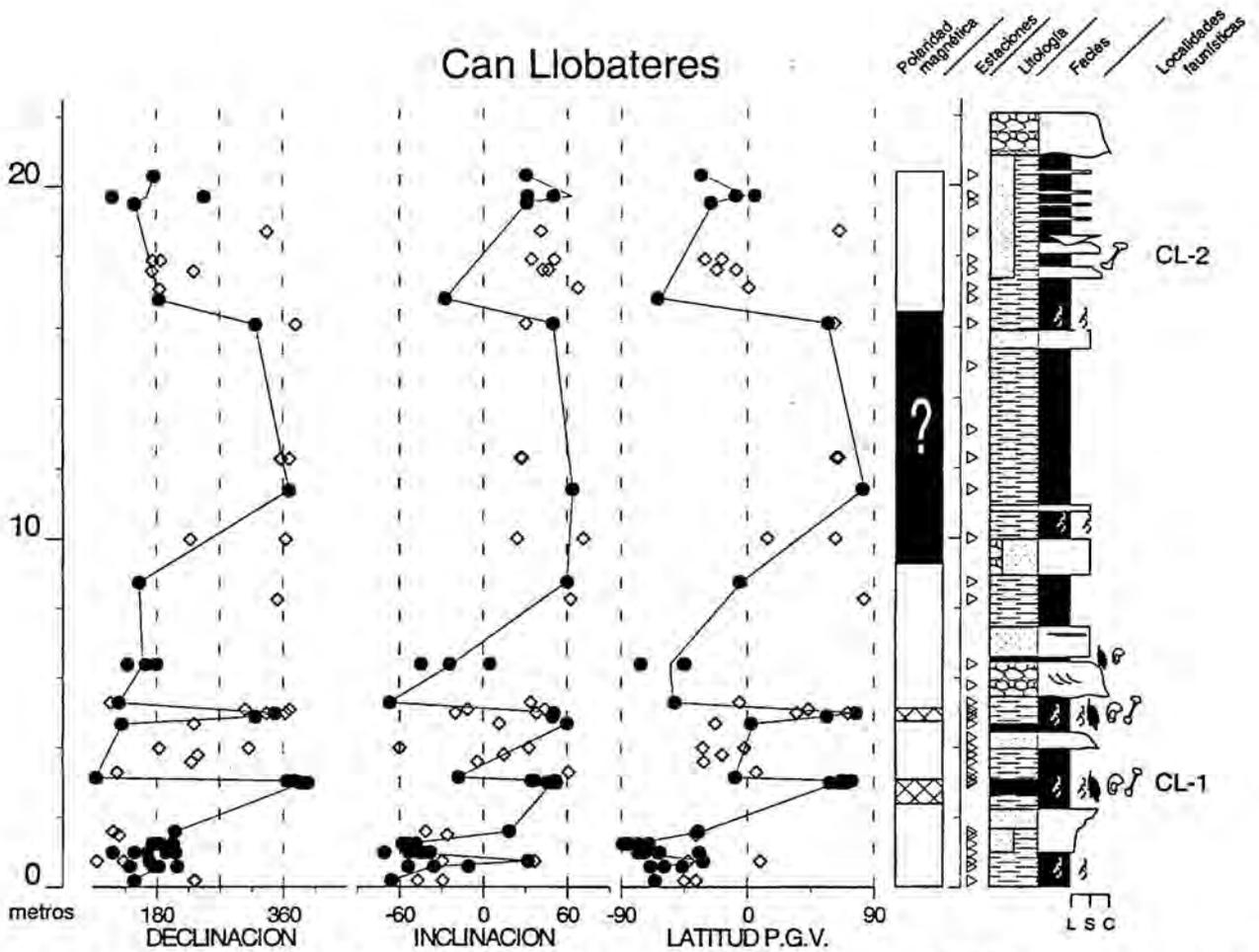
Las condiciones de alteración del afloramiento en los niveles medios y superiores del perfil de Can Llobateres están lejos de ser las más favorables para el análisis magnetoestratigráfico. La alteración cuaternaria que afecta a los depósitos miocenos infrayacentes se manifiesta con la presencia de nódulos carbonatados asociados a la superficie de alteración y penetrando en los sedimentos miocenos hasta una profundidad de varios metros. Los niveles muestreados se encuentran entre uno y dos metros por debajo de la superficie del suelo actual y están visiblemente contenidos dentro de esta aureola de alteración.

La desmagnetización progresiva de la MRN muestra la presencia de una componente secundaria de baja temperatura paralela a la dirección del campo actual (Fig. 6.68). Debido a la baja intensidad de la magnetización, la presencia de una componente secundaria de campo reciente supone una dificultad grave, ya que la disposición subhorizontal de las capas impide llevar a cabo tests de campo de estabilidad de la magnetización. La estabilidad de la magnetización característica a causa de su baja intensidad es con frecuencia muy débil, resultando un porcentaje de direcciones no resueltas bastante elevado. De un total de 39 niveles estratigráficos analizados, sólo en 21 de ellos se han obtenido direcciones paleomagnéticas. La mayor densidad de estaciones no resueltas corresponde a la parte media y superior del perfil. El análisis de círculos de desmagnetización no ha resultado tampoco útil a causa de la baja intensidad de la magnetización y la débil estabilidad de las direcciones.

Dada la ambigüedad en el reconocimiento de las componentes primaria y secundaria, en el cálculo de la secuencia de polaridad magnética del perfil de Can Llobateres solo se han considerado las direcciones de clase A. Las direcciones poco fiables de clase B se han representado con una simbología diferente en la figura 6.69 y no se han tenido en cuenta en el análisis debido a la incertidumbre en la distinción entre la componente secundaria y la primaria. La secuencia magnetoestratigráfica tal y como se deduce del análisis de las direcciones está compuesta por cuatro magnetozonas inversas y tres normales: una frecuencia de inversiones extraordinaria si consideramos que se registran en una secuencia de sedimentos que apenas supera los 20 metros de potencia. La fiabilidad de los tramos de polaridad normal obtenidos (Fig. 6.69) ofrece, sin embargo débiles garantías a la vista de las



**Figura 6.68:** Proyección estereográfica equiareal de las direcciones de magnetización de baja temperatura ( $<250^{\circ}\text{C}$ ) (A) y magnetización característica (B) en el perfil de Can Llobateres. C: Parámetros estadísticos de la dirección media estimada. La estratificación es subhorizontal.



**Figura 6.69:** Magnetoestratigrafía del perfil de Can Llobateres (facies aluviales distales y palustres del sistema de Castellar. Para establecer la secuencia de polaridad sólo se han tenido en cuenta las direcciones de clase A (círculos). Las direcciones de clase B se indican con rombos. Las magnetozonas con rayado cruzado indican estaciones de polaridad normal no creíbles. La magnetozona con interrogante indica una polaridad normal poco fiable. Localidades de vertebrados fósiles: CL-1: Zona de *Cricetulodon*; CL-2: Zona de *Progonomys* + *Cricetulodon*

circunstancias litológicas especiales en que se encuentran definidas (fig 6.69: magnetozonas ralladas) y las condiciones de alteración del afloramiento (fig. 6.69: magnetozona normal con interrogante).

En primer lugar se ha constatado que los dos eventos de polaridad normal inferiores (fig 6.69: magnetozonas ralladas) guardan una perfecta coincidencia con dos niveles de litología muy particular, consistente en limos oscuros de naturaleza palustre ricos en materia orgánica. De los análisis de MRI se deduce que estos niveles se caracterizan por una mineralogía magnética también muy particular, dominada por sulfuros de hierro y magnetita y con ausencia de hematites. Dicha coincidencia tanto litológica como en contenido ferromagnético

de los eventos de polaridad normal, lejos de ser casual, puede estar motivada por la atribución a los niveles con sulfuros de una magnetización más tardía (durante un periodo de polaridad geomagnética normal). Con los datos que tenemos no estamos en disposición de precisar el origen de la magnetización en estos niveles, pero sí calificar la posibilidad de una magnetización primaria como muy poco probable. Puede tratarse de algún tipo de magnetización tardía relacionada a la autigénesis de sulfuros que tuviera lugar preferentemente en estas facies de características reductoras con abundante materia orgánica. También puede ser relacionado con procesos de transformación o diagénesis entre distintas fases de sulfuros durante el enterramiento.

Con respecto al tramo de polaridad normal de la parte media de la secuencia, el origen de la incertidumbre reside en la misma inestabilidad de las muestras de los niveles muestreados. De los seis niveles muestreados, solo en dos se han obtenidos diagramas de desmagnetización con direcciones estables. Causa incertidumbre, por otro lado, el hecho de que este tramo coincide exactamente con las estaciones muestreadas en el afloramiento que presenta mayor proximidad a la superficie de alteración cuaternaria. Por ello no se puede descartar una muy probable remagnetización reciente de estos niveles que pudiera enmascarar la magnetización primaria.

De lo expuesto podemos concluir que la secuencia magnetoestratigráfica obtenida en Can Llobateres presenta graves problemas de interpretación en lo que respecta a los tramos de polaridad magnética normal. Solo podemos tener la certeza de que hay un predominio de la polaridad inversa a lo largo de todo el perfil; con la posibilidad, insuficientemente contrastada, de un evento normal en su parte intermedia.