

s/n

**LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA  
DE LA MITAD OCCIDENTAL  
DE LA ISLA DE MALLORCA**

Por

**Bernadí Gelabert Ferrer**

ACCN 59245

## La estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca

Memoria presentada por Bernadí Gelabert Ferrer al Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica y Paleontologia de la Universitat de Barcelona, para optar al grado de Doctor en Geología.

Director de la Tesis: Francesc Sàbat

Barcelona, abril 1997

PORTADA: Vista aérea de la Península de Formentor (Foto: B. Gelabert)

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA  
C/. Ríos Rosas, 23  
ISBN: 84-7840-340-X  
NIPO: 241-97-012-5  
Depósito Legal: M-13015-1998

---

Realiza: ITGE  
Imprime: Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - 28016 Madrid



A mis padres, Bernadí y Magdalena,  
y a mis hermanos, Margalida y Toni.

# PRESENTACIÓN

El presente estudio de la estructura geológica de la mitad occidental de la isla de Mallorca es el resultado de un notable esfuerzo a lo largo de varios años de su autor, el Dr. Bernardí Gelabert, que lo preparó como tesis doctoral bajo la experta dirección del Dr. Francesc Sàbat, de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad de Barcelona. Se trata de un notable avance en el conocimiento tectónico de una parte importante de la Isla de Mallorca y que comprende la totalidad de la compleja Serra de Tramuntana. No se había abordado el tema desde los estudios de la década de 1970 con motivo del familiarmente llamado "informe Fuster" para la ordenación de los recursos hídricos de Baleares, dirigido por el Ingeniero D. José Fuster y en el que el Instituto Geológico y Minero de España intervino decisivamente en la geología con la colaboración de D. Carlos Felgueroso.

El trabajo realizado por el Dr. Gelabert aporta notables progresos a la definición de la estructura, que además van acompañados de explicaciones que ayudan a la lectura y al encuadre regional. La cartografía de la Serra de Tramuntana se realizó en tres fases, que se corresponden con los sectores central, occidental y oriental de la misma, con una fase final de homogeneización ya que a medida que se progresaba en el trabajo y se ganaba experiencia, se manifestaban matices que valía la pena introducir en la labor previamente hecha.

Es de destacar el valor del estudio y de su cartografía para el planteamiento de mayor detalle y actualizado de la hidrogeología y para el conocimiento y racional aprovechamiento de los recursos de agua subterránea de la Serra de Tramuntana y su entorno. Los trabajos de hidrología subterránea que estaba realizando la Junta de Aguas de Baleares por sí misma y luego con el apoyo de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, vinculada al Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica de la Universidad Politécnica de Cataluña, y también coordinadamente con la Oficina de Proyectos en Baleares del Instituto Tecnológico Geominero de España, sufrían de la falta de un marco geológico general actualizado, con énfasis tectónico. Por ello el trabajo de tesis recibió un decidido apoyo económico por parte de la Junta de Aguas de Baleares y el Instituto Balear del Agua, con la colaboración en el sector occidental de la Fundació Calvià 2000, y el soporte personal técnico y científico por parte de D. Alfredo Barón, el Dr. José A. Fayas y D. Alfonso Bayó (al que desde aquí se rinde homenaje a su memoria, gran profesionalidad y espíritu innovador a los pocos días de su fallecimiento), con todos los cuales me ha cabido el honor de participar para llevar adelante el soporte al trabajo de la tesis.

La labor del Dr. Gelabert ya está dando frutos -desde antes de su defensa- pues ha sido ya la base de una tesis doctoral, de parte de un proyecto europeo ENVIRONMENT y de un trabajo práctico de postgrado en hidrogeología en el que el propio Dr. Gelabert ha participado como miembro del equipo.

Ya desde el momento de la defensa de la tesis doctoral el ITGE tuvo intención de publicar el trabajo para facilitar su difusión y puesta al alcance de los profesionales e investigadores. Así es para mí un placer el poder presentar este trabajo en el que pude participar -aunque muy modestamente- durante su preparación, como Catedrático del Departamento de Ingeniería del Terreno / UPC y coordinador de la FCIHS y que ahora puedo apoyar desde mi nueva situación de servicio al país, así como agradecer a la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE las actuaciones que han permitido llegar a culminar esta edición.

**Emilio Custodio Gimena**

*Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España*

## AGRADECIMIENTOS

No creo que nunca pueda devolver a Cesc Sàbat y a Antonio Rodríguez todo lo que han hecho por mí. Cesc ha sido un padre, un amigo, un ser cargado de paciencia y un perfecto director de tesis. Antonio ha sido un amigo que me ha sacado de apuros más de una vez, ayudándome siempre. A cambio, sólo les he recompensado con dolores de cabeza.

Gracias a todos los miembros del tribunal: Pere Santanach, Antonio Rodríguez-Perea, Víctor García-Dueñas, Carlo Doglioni y John Suppe. Ha sido un honor para mí el hecho que hayan formado parte del tribunal que ha juzgado esta tesis.

A Alfredo Barón y Concha González la paciencia que han tenido conmigo y los ánimos que en todo momento me han dado.

A John Suppe la estancia en Princeton, y también a su esposa Bárbara su hospitalidad.

A Albert Bally, por su amabilidad en mi estancia en Houston. Recuerdo también con aprecio a Joan Flinch, Gabor Tari, Anna Sommaruga y Jana da Silva.

A Luis Pomar y Joan Fornós por todos sus buenos consejos.

A Josep Antón Muñoz, Jaume Vergés y Lourdes por los buenos momentos compartidos en el Himalaya.

A Joan Guimerà, Josep Maria Casas, Eduard Roca, Bernat Ferrús y a todos los del departamento que me han animado a terminar esta tesis.

A Maurici y Jerònia, por su gran ayuda en la edición de las hojas grandes y del mapa.

A Emilio Custodio y Alfonso Bayó les quiero agradecer el empuje que dieron a la cartografía de la Serra de Tramuntana.

A Eloi i Emili, por su apoyo. Lástima que no nos veamos más a menudo.

A María quiero agradecerle su hospitalidad en su casa de Barcelona

A Rosa María Mateos por animarme a terminar la tesis.

A Toni Artigues, Jaume Binimelis y Jaume Servera por las tertulias nocturnas.

A Pep Torres por sus consejos de última hora.

A Cati por su apoyo y afecto. A Jordi, Pere y Francesca por su ayuda.

A Bel por la corrección catalana y a Chema, por la castellana.

A Suzanne, Miquel, Antònia, Alfonso, Aineta y Miquelet.

A Bob Dylan, fiel acompañante en mis días solitarios de ordenador.

Y muy especialmente a Elisa.

# ÍNDICE

	<b>Pág.</b>
<b>Capítulo I: Introducción</b> .....	<b>13</b>
1. Introducción .....	13
2. Preliminares a la memoria .....	13
3. Situación geográfica .....	14
4. Introducción a la estructura geológica de Mallorca .....	15
4.1. Las cuencas .....	15
4.2. Las sierras .....	15
4.2.1. Las Sierras de Levante .....	15
4.2.2. Las Sierras Centrales .....	18
4.2.3. La Serra de Tramuntana .....	18
5. Mallorca dentro del orógeno Rifeño-Bético-Balear .....	19
5.1. Consideraciones generales .....	19
5.2. La Cordillera Bética .....	21
5.3. Menorca .....	23
5.4. Recapitulación .....	23
6. La estratigrafía de Mallorca .....	24
<b>Capítulo II: La Serra de Tramuntana</b> .....	<b>29</b>
1. Antecedentes .....	29
2. Introducción .....	30
2.1. Sentido de transporte tectónico .....	30
2.2. Métodos de dibujo y de restitución empleados en los cortes geológicos .....	31
2.3. Análisis geométrico de los pliegues asociados a cabalgamientos .....	33
2.3.1. Pliegues de inflexión de falla .....	33
2.3.2. Pliegues de propagación de falla .....	33
2.3.3. Pliegues de despegue .....	35
2.4. Análisis geométrico de pliegues asociados a fallas normales .....	35
3. La red de cortes geológicos .....	36
3.1. Los sectores septentrional y central .....	36
3.1.1. Corte geológico I: El valle de Bóquer .....	36
3.1.1.1. La península de Formentor .....	36

	<b>Pág.</b>
3.1.1.2. El valle de Bóquer	37
3.1.1.3. Corte restituído	40
3.1.1.4. Edad de la deformación	40
3.1.2. Corte geológico II: Los alrededores del Puig de Son Fe	40
3.1.2.1. Datación del sistema de cabalgamientos	45
3.1.3. Corte geológico III: El valle de Son Marc	48
3.1.3.1. Corte restituído	49
3.1.3.2. Datación del sistema de cabalgamientos	50
3.1.4. Corte geológico IV: El Puig Roig	50
3.1.4.1. Corte restituído	52
3.1.4.2. Datación de los cabalgamientos	52
3.1.5. Corte geológico V: El Puig Major	53
3.1.5.1. El área de los Binis	53
3.1.5.2. El Puig Major	59
3.1.5.3. Son Torrella y el sinclinal de Cúber	61
3.1.5.4. El sistema imbricado de Tossals	61
3.1.5.5. Los alrededores de Montaura	61
3.1.5.6. Corte restituído	61
3.1.5.7. Edad de la deformación	62
3.1.6. Corte geológico VI: El Puig del Ofre	62
3.1.6.1. Desde Bàltx hasta Fornalutx	62
3.1.6.2. El Puig del Ofre y el sinclinal de Cúber	63
3.1.6.3. La estructura de los alrededores de Alaró	63
3.1.6.4. El perfil sísmico número 10 de G.E.S.A.	63
3.1.6.5. Corte restituído	65
3.1.6.6. Edad de la deformación	66
3.1.7. Corte geológico VIII: Pastoritx	66
3.1.7.1. El sistema imbricado de Pouet, Fontanelles y Son Moragues	66
3.1.7.2. El sector meridional del corte	67
3.1.7.3. Corte restituído	68
3.1.7.4. Edad de la deformación	70
3.2. El sector meridional	70
3.2.1. Introducción	70
3.2.2. Corte geológico IX: Planici-Ram	70
3.2.3. Los alrededores de Puigpunyent	74
3.2.4. La estructura de los alrededores del Port des Canonge	76
3.2.5. La Sierra de Na Burguesa	78
3.2.6. La alineación de Andratx-Galilea	80
3.2.7. Biniorella	81
3.2.8. La zona del Puig d'en Tió-Puig d'en Basset	81
4. El mapa estructural de la Sierra de Tramuntana	83
4.1. Antecedentes	83
4.2. Introducción	83
4.3. Las unidades estructurales	85
4.3.1. La unidad I	85
4.3.2. La unidad II	87
<b>Capítulo III: El Llano Central</b>	<b>89</b>
1. La estructura geológica del macizo de Randa	89
1.1. Antecedentes	89
1.2. Consideraciones previas	89
1.3. Estructura geológica	92
1.4. El corte geológico de Randa	92
1.5. Corte restituído	92
1.6. Edad de la deformación	92

	<b>Pág.</b>
2. La estructura geológica del área de Santa Margalida-Muro	94
2.1. Antecedentes	94
2.2. Introducción	94
2.3. Construcción del corte geológico	94
2.4. Secuencia cinemática del desarrollo del anticlinal de Muro-Santa Margalida	96
<b>Capítulo IV: Discusión global</b>	<b>99</b>
1. El corte geológico general de la isla	99
1.1. Introducción	99
1.2. El perfil sísmico MAP77-70 (ENIEPSA, 1977)	99
1.3. Preliminares al corte general de la isla	104
1.4. El corte geológico G de Sàbat (1986)	104
1.5. La cubeta de Campos	104
1.6. El perfil sísmico 14 de G.E.S.A.: la cubeta de Inca	104
1.7. El segmento correspondiente a la Serra de Tramuntana	106
1.8. La estructura profunda del corte	107
1.9. El corte general de la isla	108
1.9.1. Oligoceno superior (Catiense)	108
1.9.2. Aquitaniense	109
1.9.3. Burdigaliense inferior	109
1.9.4. Burdigaliense superior	109
1.9.5. Langhiense-Serravalliense inferior	110
1.10. Consideraciones finales	110
2. Mallorca en el contexto del Mediterráneo occidental	111
2.1. Introducción	111
2.2. Evolución cenozoica del Mediterráneo occidental	112
3. Conclusiones	118
<b>Capítulo V</b>	<b>121</b>
Referencias bibliográficas	121
El mapa geológico de la Serra de Tramuntana	131

# INTRODUCCIÓN

## 1. INTRODUCCIÓN

Mallorca es la mayor de las islas Baleares, las cuales constituyen la parte emergida del Promontorio Balear, que se extiende desde el Cabo de la Nao (SE de la península Ibérica) hasta la cuenca Liguro-Provenzal, en dirección NE a lo largo de 440 km. El Promontorio Balear corresponde a la prolongación hacia el NE de la Cordillera Bética y está limitado por tres cuencas: la Catalano-Balear al NO, la Norte-Africana al S y la cuenca Liguro-Provenzal al NE. Aún existiendo grandes diferencias, tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural, las islas Baleares presentan una situación equivalente a las de Córcega y Cerdeña: estas dos islas también se encuentran localizadas entre tres cuencas: la Liguro-Provenzal al O, la Tirreniana al E y la Norte-Africana al S. En definitiva, el Mediterráneo occidental está constituido por un conjunto de cuencas, algunas con fondo oceánico, separadas por islas y rodeadas por cadenas de plegamiento. Es una zona muy compleja, en la estructuración de la cual han intervenido procesos extensionales y compresivos. Para entender la interacción de estos procesos se necesita un conocimiento detallado de la geología de la zona y, por tanto, las islas son puntos claves. La determinación de la estructura de la isla de Mallorca y de su evolución a lo largo del tiempo, objetivos básicos de esta Tesis, es importante para la comprensión de la evolución geodinámica del Mediterráneo occidental.

La estructura de la isla de Mallorca es el producto de una evolución compleja que abarca tres grandes etapas: una primera etapa mesozoica, previa a la colisión, básicamente extensiva, la colisión oligo-miocena y finalmente la extensión neógena y reciente. Cada una de estas etapas, en función de su duración, intensidad y edad, ha dejado una huella en la actual estructura de Mallorca. Por este motivo, otro de los objetivos de este trabajo es el de cuantificar, en la medida que sea posible, las velocidades de deformación, tanto de los procesos compresionales como de los extensionales.

El conocimiento de la estructura de la isla de Mallorca tiene aplicaciones prácticas, especialmente desde el punto de vista hidrogeológico y concretamente en lo que se refiere a

la Serra de Tramuntana de Mallorca, que constituye un área de recarga de los acuíferos y suministra importantes recursos de agua dulce a la capital, Palma. Con la mejora del mapa geológico existente se pueden delimitar con mayor rigor las unidades hidrogeológicas y establecer nuevas hipótesis sobre las transferencias internas de agua entre ellas.

## 2. PRELIMINARES A LA MEMORIA

La memoria está dividida en cinco capítulos. El primero es introductorio y sitúa la zona estudiada dentro del contexto del Mediterráneo occidental. Además se presenta una estratigrafía resumida de la isla de Mallorca.

En el segundo capítulo se describe la estructura en cierto detalle de la Serra de Tramuntana. Se trata probablemente del capítulo central y más importante del trabajo, tanto por su extensión como por el tiempo empleado en su elaboración. Se presentan los cortes geológicos, realizados a escala 1:25.000, y se hace una descripción detallada de cada uno de ellos. Además, de algunas zonas que se han considerado muy importantes, se han hecho cartografías y cortes detallados, a escala 1:10.000.

El tercer capítulo hace referencia a la estructura de parte del Llano Central de la isla. Se ha dividido en dos apartados: en el primero se explica la estructura de la zona de Randa y en el segundo la estructura del área de Santa Margalida-Muro.

El cuarto capítulo trata las diferentes conclusiones y novedades que ha aportado el trabajo y, en él, se presentan el corte general de la isla y la evolución de las estructuras descritas. En el apartado final se propone un modelo evolutivo, desde el Paleoceno hasta el Mioceno, del Mediterráneo más occidental, donde se incluyen obviamente las Baleares.

En el último capítulo se dan las referencias bibliográficas de los trabajos citados en el texto y, ya en el anejo final, se presenta el mapa geológico de la Serra de Tramuntana. Cabe señalar que los comentarios sobre los trabajos previos van apareciendo a lo largo del texto, según el tema o área planteado en cada momento, sin que exista un capítulo que trate

los antecedentes de manera general. El mapa geológico 1:70.000 de la Serra de Tramuntana adjunto a la memoria, resulta de la confección de un mapa original escala 1:25.000, juntamente con la reinterpretación de mapas previos (Fallot, 1923; Mataillet i Pechoux, 1978; Ramos-Guerrero, 1988; Alvaro et al., 1993; Ferrús, 1990; Benedicto, 1991; Gil, 1994). Los mapas geológicos de Randa y Santa Margalida resultan básicamente de las reinterpretaciones del de Anglada (1985) para Randa, y del de Ramos-Guerrero et al., en prensa, para Santa Margalida, aunque en los dos casos también se han aportado datos propios.

### 3. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La isla de Mallorca se localiza entre los 2 y los 4 grados de longitud Este y los 39 y 40 grados de latitud Norte y ocupa una superficie de 3640,16 km<sup>2</sup> (Fig. 1). Presenta una forma casi cuadrangular, con un costado nororiental alargado por una serie de promontorios (Cap de Formentor, Cap Pinar y

Península de Artà), mientras que el suroccidental presenta el entrante de la Bahía de Palma. Las dimensiones máximas de la isla son de 95 km desde su extremo occidental (Sant Elm) hasta el oriental (Cap de Capdepera) y de 79 km desde el punto más septentrional (Morro de Catalunya) hasta el más meridional (Cap de Ses Salines).

Morfológicamente se identifican tres grandes unidades:

- La Serra de Tramuntana
- Las Sierras de Levante
- El Llano Central

La Serra de Tramuntana es una alineación montañosa, orientada NE-SO, paralela a la costa noroccidental de la isla. Presenta una longitud de 89 km, desde Sa Dragonera hasta el Cap de Formentor, y una amplitud media de unos 15 km. La línea de cumbres supera los 600 metros y la parte más elevada corresponde a su sector central, donde se hallan los

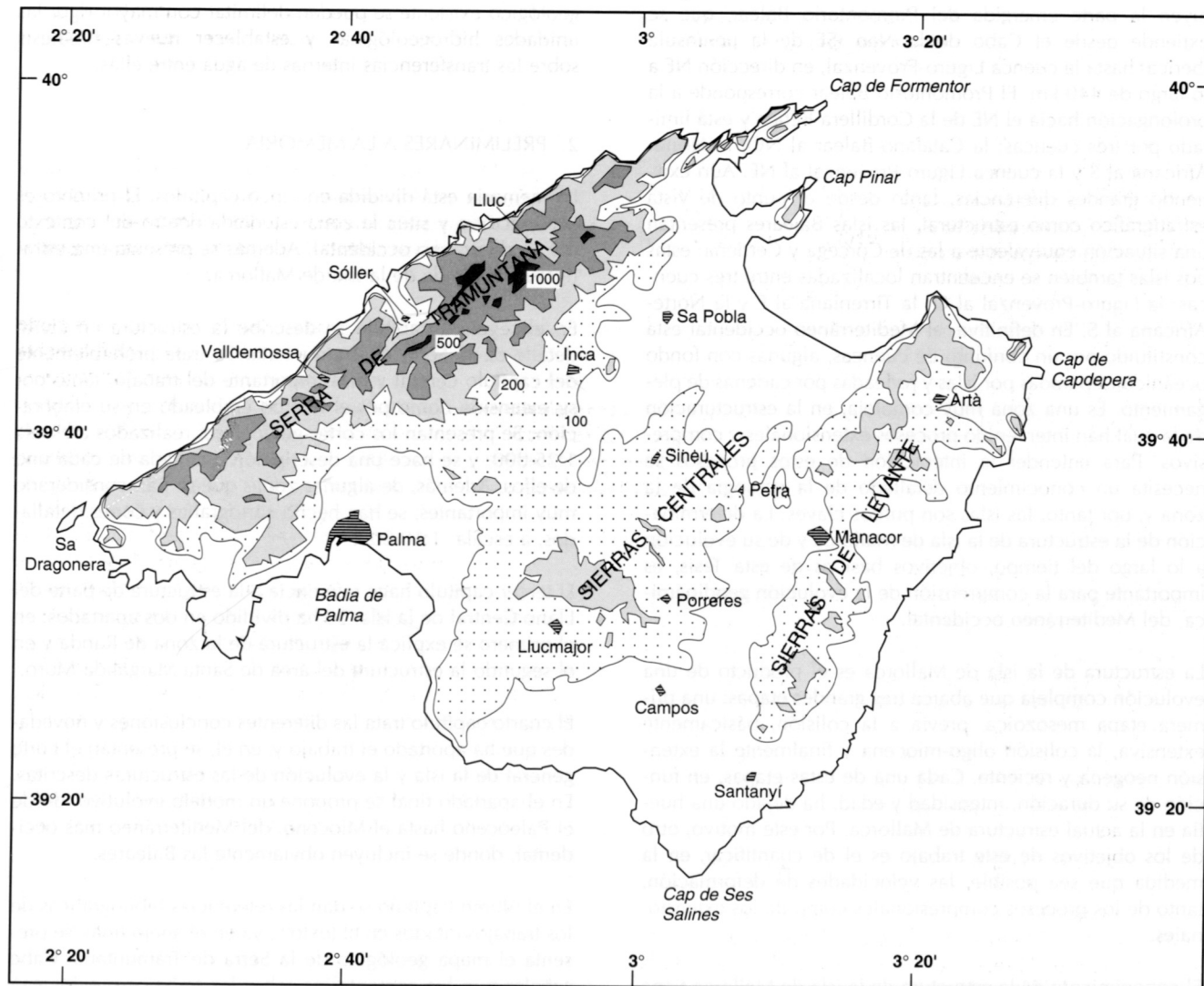


Fig. 1.- Mapa topográfico de Mallorca

puntos culminantes (Puig Major, 1445 m, Puig de Massanella, 1348 m). En total hay 10 cimas que superan los 1000 metros, todas ellas ubicadas en el sector comprendido entre Valldemossa y Lluç, exceptuando el Puig de Galatzó (1025 m), localizado en la parte más suroccidental de la Sierra.

Las Sierras de Levante están constituidas por un conjunto de montañas con pendientes suaves y formas redondeadas que, alineadas también de NE a SO, abarcan desde los cabos de Capdepera y Ferrutx hasta las proximidades de Santanyi. Presentan una longitud de 46 km y una amplitud media de 10 km. Los relieves muestran altitudes más modestas que en la Serra de Tramuntana, siendo Morell -562 m- y Ferrutx -519 m- las cotas más altas.

El Llano Central comprende una amplia área situada entre las dos sierras, dentro de la cual pueden diferenciarse algunos dominios geomorfológicos: los llanos de Palma, Inca-Sa Pobla y Campos-Manacor, y los suaves relieves centrales enmarcados entre Sineu, Petra, Porreres y Lluçmajor. En conjunto estos relieves no sobrepasan los 300 m de cota, a excepción del macizo de Randa que tiene 543 m de altitud.

### 4. INTRODUCCIÓN A LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA DE MALLORCA

La isla de Mallorca está constituida por un conjunto de horsts y grabens, dispuestos alternativamente y que se corresponden respectivamente con las sierras y los llanos de la morfología actual de la isla. Así de SE a NO se diferencian claramente las Sierras de Levante, la cuenca de Campos, las Sierras Centrales, las cuencas de Palma, Inca y Sa Pobla y la Serra de Tramuntana (Fig. 2). Esta estructuración global en horsts y grabens viene dada por la presencia de grandes fallas normales, con desplazamientos incluso kilométricos, de edad Mioceno superior y orientadas preferentemente NE-SO. Las fallas normales son lítricas, es decir, se horizontalizan en profundidad como se demuestra a lo largo de esta memoria (Capítulos II, III y IV).

#### 4.1. Las cuencas

Las cuencas están rellenas de materiales del Mioceno medio-superior y del Pliocuaternario. El espesor del relleno varía de unas cuencas a otras: desde los 300 m de la cuenca de Campos (Fuster, 1973) hasta los más de 1000 de la cubeta de Inca (Benedicto, 1991). La geometría interna general de los sedimentos sincrónicos con las fallas normales es de abanico abierto hacia las fallas y es observable tanto en los perfiles de sísmica de reflexión de G.E.S.A. de la cuenca de Inca (Capítulos II-3.1.6.4 y IV-1.6.) como en los cortes geológicos (Capítulo III-2.3.).

La cuenca de Inca es, de entre las cuencas, la mejor estudiada debido a las campañas de sísmica de reflexión llevadas a cabo por G.E.S.A. en el centro de la isla. Las líneas sísmicas muestran como el substrato de la cuenca buza hacia el SE debido a la presencia en esa misma dirección de la falla en tijeras de Sencelles. Igualmente se interpreta que los cabalgamientos presentes en las sierras tienen continuidad en el substrato de las cuencas.

Tanto el mapa de isobatas de materiales postburdigalienses de Fuster (1973) como los cortes geológicos de Pomar et al. (1983), realizados a partir de la información de numerosos sondeos para la captación de aguas, apuntan a que en las cuencas de Palma y Sa Pobla el substrato debe buzarse hacia el NO, debido a la mayor proximidad entre isobatas en el margen NO de las cuencas. Los datos de campo también apuntan en la misma dirección: así en el margen SE de la cuenca de Sa Pobla se observa un buzamiento general de unos 15 grados de los sedimentos del Mioceno superior, los cuales muestran numerosas fallas normales sinsedimentarias (Capítulo III-2) y en el margen NO de la cuenca de Palma, desde Marivent hasta Portals Vells, el buzamiento general de las sucesiones sedimentarias del Mioceno superior es también hacia el NO.

#### 4.2. Las sierras

Las sierras corresponden a los bloques levantados de las fallas normales descritas anteriormente. De SE a NO se distinguen las Sierras de Levante, con una orientación general N-030°E, las Sierras Centrales, orientadas N-035°E y la Serra de Tramuntana, la mayor de todas y orientada oblicuamente respecto a las demás: N-050°E.

##### 4.2.1. Las Sierras de Levante

La estructura de las Sierras de Levante ha sido estudiada, básicamente, por tres autores: Darder (1925), Bourrouilh (1973) y Sàbat (1986), aunque también se han de destacar las aportaciones de Fallot (1922), Hollister (1934), Colom (1975), Alvaro et al. (1983) y Parés (1985).

La estructura fundamental de las Sierras de Levante consiste en dos grandes unidades estructurales, la septentrional y la meridional, las cuales se diferencian básicamente por la distinta orientación que presentan los pliegues y los cabalgamientos (Fig. 3). Sàbat (1986), dentro de las dos unidades define un sistema de cabalgamientos que individualizan siete unidades cabalgantes imbricadas, cuatro de las cuales pertenecen a la unidad septentrional y tres a la meridional (Fig. 3). El sistema de cabalgamientos presenta el nivel de despegue en el Keuper y tiene una vergencia hacia el NO. Las láminas cabalgantes presentan generalmente una serie estratigráfica compuesta por los yesos, arcillas y rocas volcánoclasticas del Keuper, las calizas y dolomías del Lías originadas en una plataforma marina somera, las margocalizas pelágicas del Dogger, Malm y Cretácico inferior y las calcarenitas litorales del Eoceno. Los materiales del Mioceno inferior (calcarenitas y turbiditas) son sincrónicos con el emplazamiento de los cabalgamientos (Sàbat, 1986; Ramos-Guerrero et al., 1989). Las conclusiones de Sàbat (1986) sobre la estructura de las Sierras de Levante se sintetizan a continuación.

La parte septentrional viene caracterizada por la presencia de pliegues con orientación NE-SO, cabalgamientos, la traza de los cuales se orienta básicamente NE-SO y NO-SE, y fallas subverticales NO-SE, interpretadas como fallas tear y drop. Los pliegues son debidos a la geometría escalonada de los cabalgamientos. Tanto los pliegues como los cabalga-



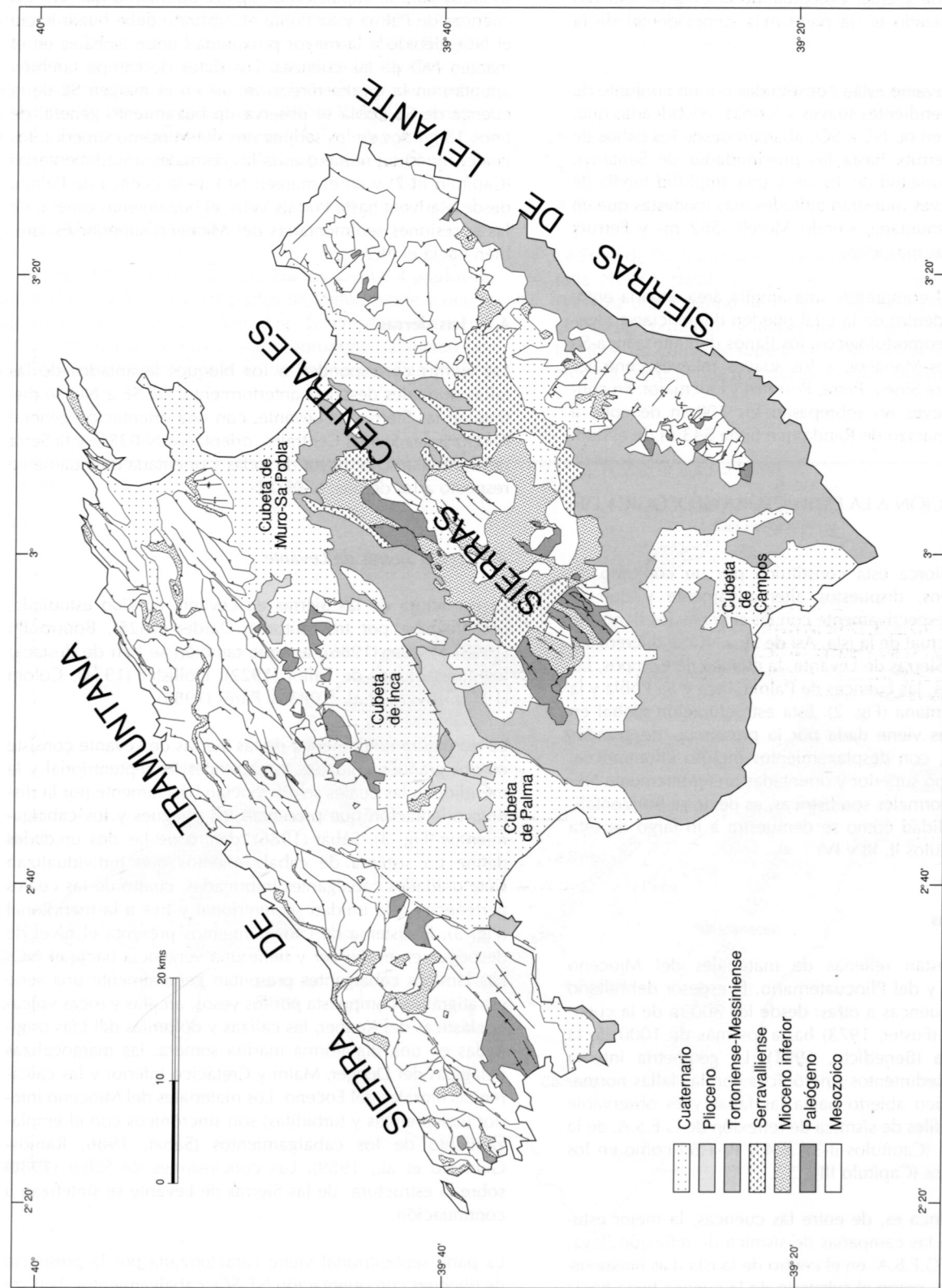


Fig. 2.- Mapa geológico simplificado de la isla de Mallorca. La isla está constituida por un conjunto de horsts y grabens limitados por fallas normales listricas de edad Mioceno superior-Cuaternario. Los horsts se corresponden con las sierras, las cuales constituyen segmentos de un cinturón de pliegues y cabalgamientos del Mioceno inferior. De SE a NO se distinguen las Sierras de Levante, las Sierras Centrales y la Sierra de Tramuntana. Los grabens constituyen las cubetas que están rellenas de sedimentos del Mioceno superior y Cuaternario. Por debajo de las cubetas se encuentra la continuación de los pliegues y cabalgamientos que afloran en las sierras.

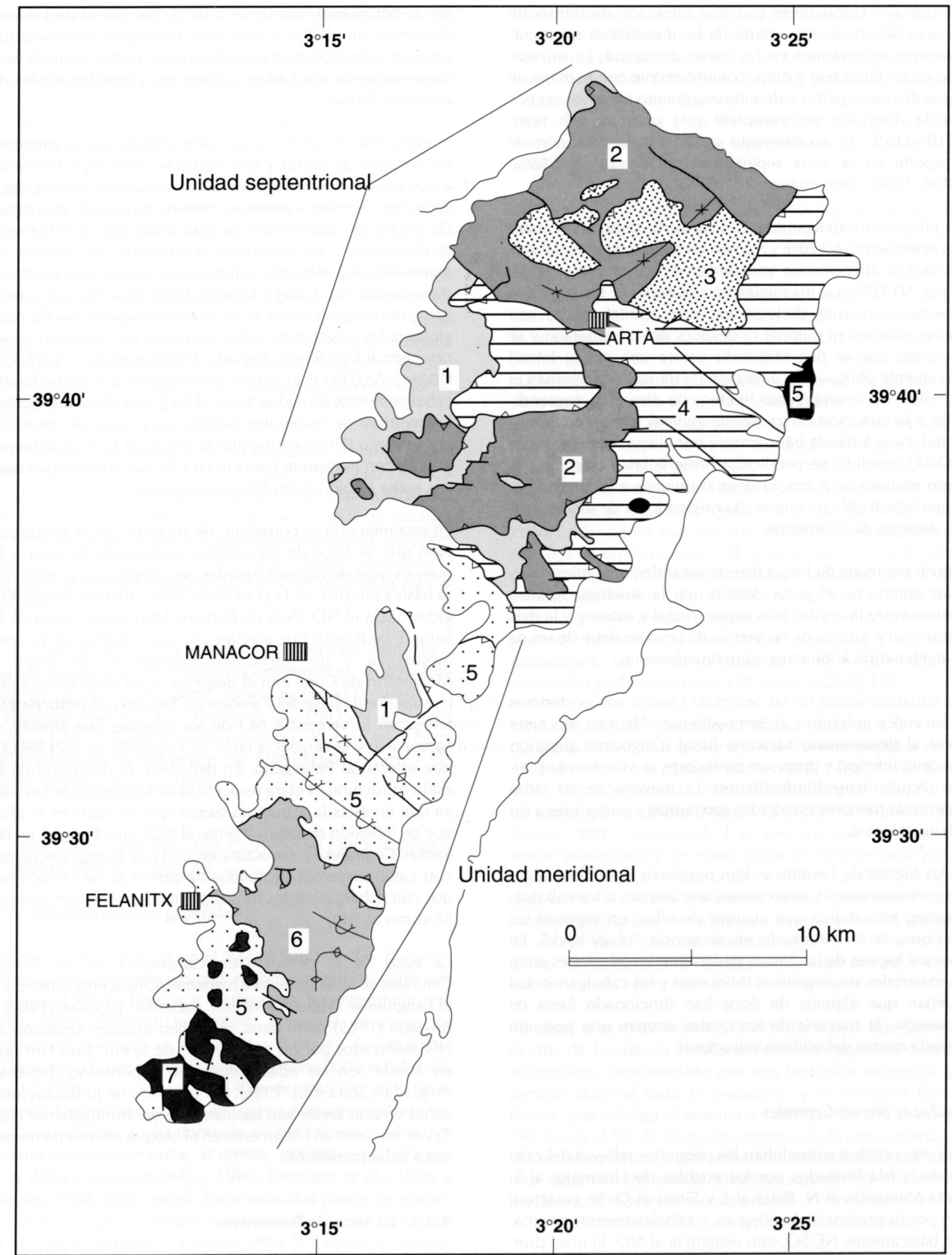


Fig. 3.- Esquema estructural de las Sierras de Levante (Sàbat, 1986). Las láminas cabalgantes diferenciadas se han numerado desde la más inferior (1) a la más superior (7). A gran escala se reconocen dos grandes unidades: la unidad septentrional se caracteriza por la presencia de pliegues y cabalgamientos de orientación NE-SO y la unidad meridional por pliegues y cabalgamientos de orientación NO-SE, relacionados con rampas laterales. La dirección general de transporte tectónico es N312E. Los números corresponden a las diferentes unidades cabalgantes.



mientos son compatibles con una dirección de transporte hacia el NO, deducida a partir de las direcciones estratigráficamente ascendentes en las zonas de rampa. La orientación de las fallas tear y drop, conjuntamente con el mapa de líneas de interrupción y de entroncamiento permite precisar que la dirección de transporte está comprendida entre N310°-315°E. El acortamiento paralelo a la dirección de transporte en la zona septentrional es de 24 km (55%) -Sàbat, 1986; corte número 2-.

Los pliegues y cabalgamientos de la parte meridional tienen una orientación N120°E y forman un ángulo de unos 10 grados con la dirección de transporte, la cual es aproximadamente N132°E. La magnetización remanente de las rocas mesozoicas permite deducir que estas estructuras no han sufrido rotación ni durante ni después de su formación y se interpreta que se han originado contra una rampa lateral ligeramente oblicua a la dirección de transporte (Freeman et al., 1989). El acortamiento interno, de dirección perpendicular a la dirección de transporte general, de la zona meridional, caracterizada básicamente por pliegues transversales (NO-SE), medido perpendicularmente a las estructuras, es como mínimo de 7 km. El desplazamiento a lo largo de la rampa lateral oblicua que los ha originado ha de ser de algunas decenas de kilómetros.

A partir del mapa de líneas de entroncamiento y de los resultados anteriores, el autor dedujo que la aloctonía relativa mínima entre la unidad más septentrional y externa y la más meridional e interna de las Sierras de Levante debe de ser de un centenar de kilómetros, aproximadamente.

Los cabalgamientos de las Serres de Llevant son posteriores al Eoceno y anteriores al Serravaliense. Algunos son anteriores al denominado Mioceno basal (Oligoceno superior-Mioceno inferior) y otros son posteriores al Mioceno turbidítico (Aquitaniense-Burdigaliense). La mayoría de las fallas distensivas menores estudiadas son tardías y posteriores a los cabalgamientos.

En las Sierras de Levante se han puesto de manifiesto algunas culminaciones y depresiones que afectan a los cabalgamientos; esto indica que algunos de ellos, en especial los inferiores, se han formado en secuencia "piggy-back". En diversos lugares de las Sierras de Levante las relaciones entre los materiales sinorogénicos (Mioceno) y los cabalgamientos prueban que algunos de éstos han funcionado fuera de secuencia, la mayoría de los cuales ocupan una posición elevada dentro del edificio estructural.

#### 4.2.2. Las Sierras Centrales

Con este nombre se engloban los pequeños relieves del centro de la isla limitados por los pueblos de Lluçmajor al S, Santa Margalida al N, Petra al E y Sineu al O. Se caracterizan por la presencia de pliegues y cabalgamientos orientados básicamente NE-SO, con vergencia al NO. El nivel principal de despegue de los cabalgamientos se supone que es el Keuper, pero éste no aflora en toda la zona. Los pliegues y cabalgamientos involucran un Lías dolomítico correspondiente a facies de plataforma somera, un Dogger, Malm y Cretácico calizos o margocalizos, hemipelágicos, indicado-

res de batimetrías superiores a las de las Sierras de Levante (Alvaro et al., 1984) y una serie paleógena muy potente, superior a los 800 m (Ramos-Guerrero, 1988), formada fundamentalmente por lutitas, calcarenitas y conglomerados de ambiente litoral.

El estilo estructural del sector central de la isla es diferente del resto de las sierras y este hecho se debe probablemente a que los cabalgamientos involucran una serie estratigráfica de mayor espesor y aparecen nuevos niveles de despegue. De hecho, el rasgo estructural más destacable es la frecuente disposición de materiales paleógenos por encima de materiales del Mioceno inferior, los cuales afloran abundantemente. Así, Fallot y Darder (1925) describen un cabalgamiento dirigido hacia el SE (retrocabalgamiento) de conglomerados oligocenos sobre turbiditas del Mioceno superior justo al E de Sineu. Anglada (1985), Anglada y Serra-Kiel (1986) y Anglada et al. (1986) describen en la zona de Randa cabalgamientos dirigidos hacia el NO, con desplazamientos kilométricos de materiales paleógenos encima de miocénicos y Marco (1995) cartografía al S de Sant Joan un cabalgamiento con transporte hacia el NO de calcarenitas paleógenas sobre turbiditas del Mioceno superior.

En esta memoria se considera, de acuerdo con la interpretación que se hace de los perfiles sísmicos de la zona y la nueva visión de algunos apuntes de campo, que la estructura básica consiste en la coexistencia de cabalgamientos dirigidos hacia el NO (Puig de Bonany, Montesión, Maria de la Salut, E de Randa) que afectan a la casi totalidad de la serie mesozoica y de retrocabalgamientos (E de Sineu y Monasterio de Cura) con el despegue a un nivel estratigráfico superior (la base del Paleógeno). Este tipo de estructura se refleja en la vergencia NO de los pliegues que afectan al Mesozoico y la vergencia tanto NO como SE de los pliegues que afectan al Paleógeno. En definitiva, la diferencia en el estilo estructural es clara respecto al de las Sierras de Levante ya que en éstas la estructura básica que se repite es el pliegue de inflexión de falla vergente al NO, mientras que en las Sierras Centrales la estructura en cuña es la más frecuente, con cabalgamientos profundos vergentes al NO relacionados con cabalgamientos más superficiales vergentes tanto al SE como al NO.

La edad de la deformación compresiva en las Sierras Centrales se sitúa entre el Chattense (Oligoceno superior) y el Langhiense (Mioceno medio). Escandell y Colom (1962) y Anglada (1985) entre otros, describen pliegues vergentes al NO fosilizados por las calcarenitas de la Fm. Sant Elm que en Randa son de edad Oligoceno superior-Aquitaniense (Anglada y Serra-Kiel, 1986). Por otro lado las turbiditas miocenas en este sector son básicamente del Burdigaliense (Fig. 7) y se encuentran claramente en el bloque inferior de numerosos cabalgamientos.

#### 4.2.3. La Serra de Tramuntana

La Serra de Tramuntana, especialmente los sectores central y septentrional, corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos dirigido hacia el NO. El nivel de despegue regional es el Keuper, aunque tanto el Paleozoico (del cual existe un solo afloramiento), como el Buntsandstein y el

Muschelkalk se encuentran esporádicamente cortados por superficies de cabalgamiento. En el sector meridional la estructura geológica está formada por dos grandes unidades (unidades I y II de Fallot, 1922) con un desplazamiento mínimo, hacia el NO, de la unidad superior sobre la inferior de 10 km, deducido a partir de la existencia de la ventana tectónica de Puigpunyent.

Las láminas cabalgantes presentan una serie más potente hacia el SE. Así, las más noroccidentales únicamente engloban las dolomías del Rhetiense, las calizas del Lías y las calcarenitas y turbiditas del Mioceno inferior. En cambio las láminas cabalgantes adyacentes a las cubetas centrales presentan, además de los materiales anteriores, las margocalizas del Dogger, Malm y Cretácico (en facies de plataforma), las calizas y lignitos eocenos (de origen lacustre) y los conglomerados litorales oligocénicos. Se deduce por tanto un basculamiento general hacia el SE, anterior al Mioceno inferior, ya puesto de manifiesto por Sàbat et al., 1990.

De acuerdo con Alvaro (1987) la secuencia de propagación de los cabalgamientos es del tipo piggy-back. Según Ramos-Guerrero et al. (1989), la existencia en la ventana tectónica de Puigpunyent (SO de la Serra de Tramuntana) de cabalgamientos deformados por pliegues estructuralmente inferiores apoya esta conclusión, aunque también anotan la existencia de cabalgamientos emplazados fuera de secuencia (*out of sequence*).

Los cabalgamientos más jóvenes de la Serra de Tramuntana son de edad Langhiense (Ramos-Guerrero et al., 1989), aunque el acortamiento pudo haber empezado durante el Oligoceno (Fallot, 1922; Pomar et al., 1983; Alvaro y del Olmo, 1984). El acortamiento mínimo calculado en la Serra de Tramuntana es del orden del 56%, según Alvaro y del Olmo (1984) y Alvaro (1987).

## 5. MALLORCA DENTRO DEL CINTURÓN OROGÉNICO RIFEÑO-BÉTICO-BALEAR

### 5.1. Consideraciones generales

La isla de Mallorca, al igual que el resto de las Baleares, forma parte del segmento más nororiental del orógeno que incluye el Rif, las Béticas y las Baleares. Se entiende el orógeno Rifeño-Bético-Balear (RBB) como el conjunto de estructuras que afloran en las islas Baleares, la Cordillera Bética, Rif y Bokoyas, incluyendo también la parte submarina del Promontorio Balear, del Mar de Alborán, parte de la cuenca Algeriana y parte de la cuenca Catalano-Balear (Fig. 4). Este orógeno se ha formado como respuesta al movimiento convergente entre, al menos, dos placas: la africana y la ibérica (Durand-Delga, 1980; Dercourt et al., 1986 y Ziegler, 1988, entre otros). Entre estas dos placas se encontraría la microplaca, bloque o dominio de Alborán (Andrieux et al., 1971, Leblanc y Olivier, 1984 y Balanyá y García-Dueñas, 1987 y 1988, respectivamente) al cual todos los autores coinciden en darle un sentido de movimiento hacia el oeste durante la colisión, con la formación del cabalgamiento cortical de Gibraltar que es la megaestructura más occidental de las cadenas alpinas perimediterráneas.

Mallorca se une con la Cordillera Bética oriental mediante el Promontorio Balear, el cual está limitado septentrionalmente por la falla direccional dextra que posibilitó el giro antihorario de las islas de Córcega y Cerdeña, producido durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (30-23 Ma) (Rehault, 1981; Burrus, 1984 y Le Pichon, 1984) con formación de corteza oceánica en el Mar Liguro-Provenzal (Burrus et al., 1987 y Kooi et al., 1991).

Hacia el SE, el Promontorio Balear está limitado por grandes fallas normales que pueden presentar un desplazamiento de más de 4 km, como por ejemplo la falla Emile Baudot (Ryan, 1969 y Mauffret, 1976) situada unos 15 km al SE de Mallorca. El movimiento extensivo de estas fallas ha sido activo desde el Mioceno superior o Plioceno y perdura hasta la actualidad (Weiler y Stanley, 1973) y ha dado lugar a la formación de la cuenca Norte-Africana (equivalente a la cuenca de Alborán más la cuenca Algeriana). La falta de sondeos que atraviesen todo el relleno de esta cuenca dificulta la determinación del momento exacto en que se formó. De todas formas, la presencia del Burdigaliense superior en la base de algunos sondeos situados al N de Algeria (Burllet et al., 1978) y al S de la costa andaluza (Comas y Jurado, 1990) sugiere que el desarrollo de la cuenca podría haber empezado, en las partes más internas, en el Mioceno inferior. Los estudios de geofísica, especialmente los de sísmica de refracción y reflexión (Dillon et al., 1980 y Medialdea et al., 1986) indican que se trata de un área con un bajo espesor de la corteza (¿ continental ?; algunos autores -Hinz, 1972- han sugerido la existencia de corteza oceánica) y, en parte, estructurada en un complejo sistema de horsts y grabens orientados preferentemente ENE-OSO y ONO-ESE.

Hacia el NO, el Promontorio Balear limita con la cuenca Catalano-Balear, la cual, de acuerdo con los estudios de sísmica de refracción (Gobert et al., 1972; Hinz, 1972; Banda et al., 1980; Torné et al., 1992; Dañobeitia et al., 1992) y con los datos gravimétricos (Morelli et al., 1975; Haxby, 1983; Torner, 1988), corresponde a un área con una corteza continental adelgazada y un manto superior caracterizado por las bajas velocidades de las ondas sísmicas que lo atraviesan (7,7 km/s). Los datos geofísicos antes comentados hacen suponer un espesor de la corteza inferior a los 15 km justo en el eje de la cuenca, mientras que en el Promontorio Balear el espesor de la corteza oscila entre los 20 y los 25 km.

Fontboté et al. (1990) y Roca (1992) distinguen dos dominios dentro de la cuenca Catalano-Balear: el dominio Catalán-Valenciano, caracterizado por una tectónica extensiva que persiste durante todo el Neógeno, y el dominio Bético-Balear, que cabalga el anterior y corresponde a la prolongación hacia el NE de las partes externas de la zona oriental de la Cordillera Bética y que solamente está afectada por tectónica extensiva durante el Mioceno superior. El límite entre los dos dominios es el cabalgamiento frontal bético, el cual se localiza aproximadamente en el eje de la cuenca.

En la estructuración neógena de la cuenca Catalano-Balear se diferencian dos etapas: una primera, Oligoceno superior-Mioceno medio, en la cual tiene lugar el emplazamiento de los cabalgamientos del dominio Bético-Balear y se forma el sistema de *horsts* y *grabens* del dominio Catalán-Valenciano;

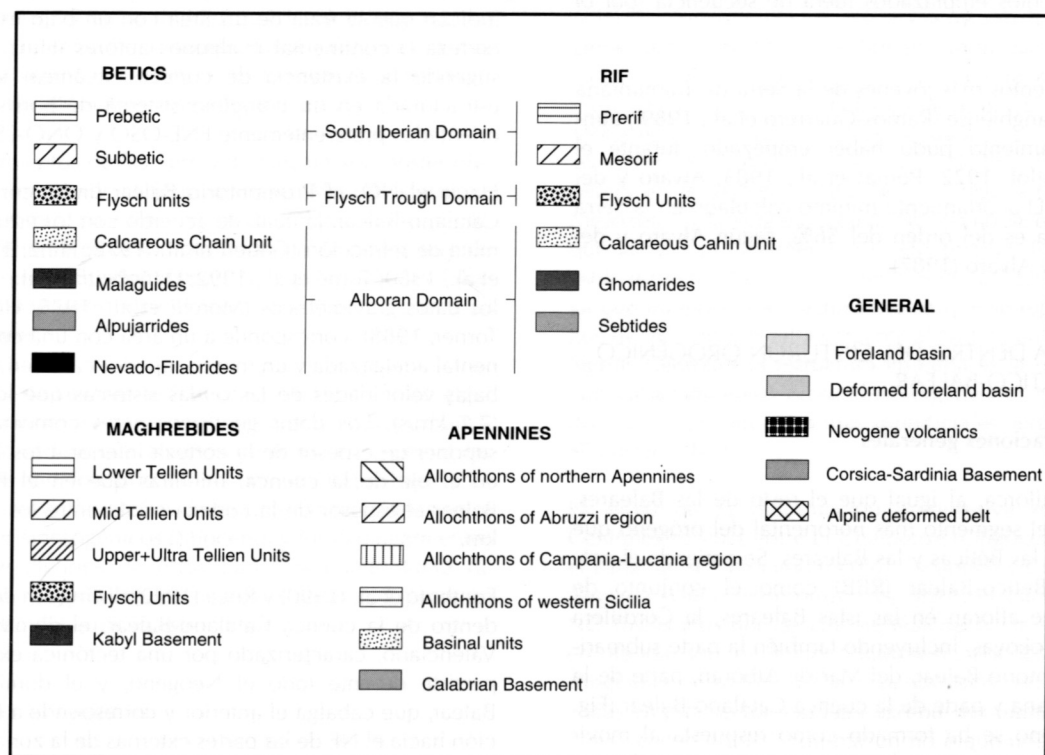
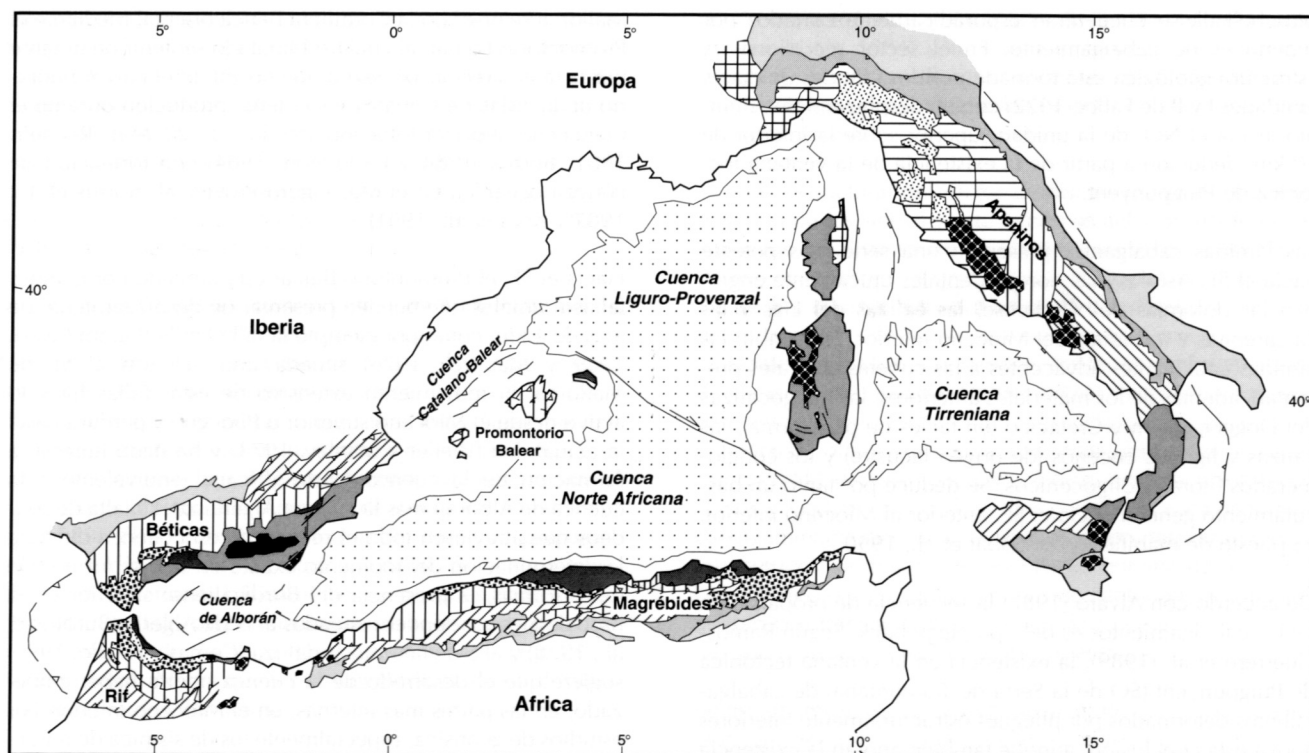


Fig. 4.- Mapa tectónico del Mediterráneo occidental. Las Béticas y el Rif se han extraído básicamente de García-Dueñas et al. (1992) y de Balanyá (1991), los Magrébides a partir de Wildi (1983) y los Apeninos de Oldow et al. (1993). De un modo general se trata de un cinturón continuo de pliegues y cabalgamientos, desde el Promontorio Balear hasta los Apeninos septentrionales, de edad cenozoica y que rodea diversas cuencas con corteza oceánica.

y una segunda etapa, de edad Mioceno medio-Cuaternario, en la cual se atenúa la actividad tectónica extensiva del dominio Catalán-Valenciano, al mismo tiempo que colapsa extensivamente el edificio Bético-Balear.

Dentro del orógeno Rifeño-Bético-Balear se diferencian diversos dominios corticales (García-Dueñas y Balanyá, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1986):

**Dominio Sudibérico:** Incluiría las Islas Baleares (no citadas por los autores), el Subbético, el Prebético y la Depresión del Guadalquivir. Representa el paleomargen meridional de la placa ibérica durante el Mesozoico y buena parte del Cenozoico.

**Dominio Magrebí:** Incluye el Rif (excepto el Rif interno). Equivalente al anterior, pero representando el paleomargen norteafricano. Este dominio muestra una evolución distinta a la del paleomargen sudibérico, debido a la dinámica propia de las placas africana y europea (o ibérica, según el momento).

**Dominio de Alborán:** Incluye Bokoyas, los mantos de zócalo Nevado-Filábrides, Alpujarrides-Sébtides y Maláguides-Gomárides y los complejos imbricados de la Dorsal (Bética, Rifeña y Kabílica) y Predorsal. Representan el antiguo bloque de Alborán y están constituidos principalmente por materiales paleozoicos y triásicos metamorizados en el ciclo alpino. Casi la totalidad de los autores sitúan los complejos del dominio de Alborán de las Béticas y del Rif en una posición mucho más oriental durante el Mesozoico y Paleógeno (250 km, como mínimo según Balanyá, 1991, entre 250 y 300 según De Smet, 1984) de la que ocupa actualmente. En esta subdivisión se admite que los complejos de la Dorsal y Predorsal representan zonas subsidentes entre las partes emergidas de este dominio y el dominio del Surco de Flyschs.

**Dominio del Surco de Flyschs:** Únicamente se conoce una parte de su cobertera despegada: el Flysch del Campo de Gibraltar. Representan medios de sedimentación muy profundos sobre una porción de corteza continental adelgazada o parcialmente oceánica (Biju-Duval et al., 1977; Bourgois, 1980, entre otros). Las unidades de este dominio, sin su basamento, cabalgan la cobertera del Dominio Sudibérico y a su vez están cabalgadas por el Dominio de Alborán.

El contacto límite del Dominio de Alborán tiene carácter de sutura en la Cordillera Bética (Balanyá y García-Dueñas, 1987 y 1988). La superposición de este dominio sobre los tres restantes se efectúa mediante un cabalgamiento de escala cortical, el cual provocó la obliteración progresiva del Surco de Flyschs durante el Mioceno inferior.

## 5.2. La Cordillera Bética

Tradicionalmente se la ha dividido en Zonas Externas (equivalente al Dominio Sudibérico) y Zonas Internas (equivalente al Dominio de Alborán).

Las Zonas Externas comprenden las áreas más septentrionales y orientales del sistema y corresponden al margen meso-

zoico de la placa ibérica, invertida durante el Cenozoico. Se trata de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, con un despegue generalizado de la cobertera a nivel del Triásico medio-superior. Los cabalgamientos dentro de las Zonas Externas tienen un sentido de transporte hacia el NO, aunque en el Subbético más meridional la estructura general viene caracterizada por retrocabalgamientos. El inicio de la estructuración de la cobertera del Dominio Sudibérico se sitúa en el Aquitaniense (Comas y García-Dueñas, 1988), aunque los primeros sedimentos alimentados a partir de unidades de las Zonas Internas son de edad Burdigaliense superior (Comas, 1978).

Las Zonas Externas se han subdividido en Zona Prebética y Zona Subbética y su diferenciación se basa en criterios sedimentológicos y estratigráficos. Estratigráficamente la Zona Prebética se caracteriza por presentar un Trías de facies germánica y unos materiales mesozoicos con facies de plataforma. Tanto el Cretácico como el Terciario son poco potentes o bien ausentes. En la Zona Subbética el Trías es de facies germánica con evaporitas y rocas volcánicas básicas. El Jurásico presenta una paleogeografía compleja con diversas plataformas y cuencas. El Jurásico medio contiene basaltos y en el Jurásico superior están ampliamente distribuidas las facies "Ammonítico-Rosso". El Cretácico y el Terciario inferior están representados por secuencias turbidíticas.

Las Zonas Internas afloran en las partes más meridionales de la Cordillera y, desde un punto de vista paleogeográfico, corresponden a dominios extraños a la placa ibérica (llamados Dominio de Alborán, Balanyá y García-Dueñas, 1988).

Las Zonas Internas se diferencian de las Externas por los siguientes caracteres:

- tendencia a un Trías de facies alpina
- se involucra el basamento pre-Triásico en la deformación
- existencia de compresión pre-Neógena
- presencia de metamorfismo de diversos grados

Dentro de las Zonas Internas se han distinguido, por su estratigrafía y grado metamórfico, tres grandes complejos (Egeler y Simon, 1969):

- El Complejo Maláguide: es estructuralmente el más alto. El metamorfismo es de bajo grado o ausente. Presenta un Paleozoico bien desarrollado, un Trías de facies germánica y un Mesozoico y Terciario de aguas someras. En Sierra Espuña, el afloramiento más meridional de este complejo, es decir, el más próximo a las Baleares, el Jurásico, el Cretácico, el Eoceno y el Oligoceno se encuentran representados y permiten datar, como hecho extraño dentro de las Zonas Internas, la deformación alpina. Lonergan (1993), describe la formación de un sistema imbricado de cabalgamientos durante el Eoceno superior. Durante el Oligoceno superior la deformación se propaga hacia el NO con la formación de nuevos cabalgamientos. Todo el conjunto está plegado posteriormente en una estructura regional vergente al N-NO. Los cabalgamientos involucran rocas del Permo-Triás, aunque también se encuentran pequeños afloramientos de materiales Paleozoicos pinzados, en la base de los cabalgamientos.

La mayoría de reconstrucciones paleogeográficas sitúan al Complejo Maláguide en una posición más sudoriental que los demás complejos internos (Martín-Algarra et al., 1992, entre otros), aunque Banks y Warburton (1991), consideran el Maláguide como una continuación hacia el S del Subbético. Lo cierto es que la cinemática del emplazamiento del Maláguide encima del Alpujarride es desconocida. En la parte occidental de la Cordillera, los argumentos estructurales utilizados anteriormente para determinar su dirección de traslación se han basado en la organización geométrica de las unidades (Bourgeois, 1978, 1980), aunque estas aproximaciones no han tenido en cuenta el carácter extensional de la mayor parte de los contactos implicados y por ello se ha invalidado el resultado (Balanyá, 1991). Las marcadas diferencias estratigráficas y estructurales entre el Complejo Maláguide y los dos complejos internos restantes condujeron a Michard y Chalouan (1990) y Balanyá (1991) a definir los Maláguides como un "terreno". En el Rif, el equivalente a los Maláguides ha estado agrupado bajo el nombre de Gomárides.

2. El Complejo Alpujarride: se sitúa estructuralmente por debajo del Complejo Maláguide. Generalmente presenta metamorfismo, de edad Oligoceno a Mioceno inferior, en facies de los esquistos verdes aunque localmente puede subir hasta facies de anfíbolita, e incluso granulita, particularmente en los alrededores del macizo peridotítico de Ronda. Se trata de un metamorfismo de presiones intermedias que evoluciona a un episodio de baja presión/alta temperatura -BP/AT- (Navarro-Vila, 1976; Torres-Roldán, 1974 y 1979) aunque trabajos recientes han puesto de manifiesto asociaciones de AP/BT (Tubía y Gil-Ibarguchi, 1991). Estratigráficamente presenta esquistos paleozoicos, filitas triásicas y una potente serie de carbonatos también triásicos, pero de facies alpina.

Tubía y Cuevas (1986) y Cuevas et al. (1986) relacionan el apilamiento de los mantos diferenciados en el Complejo Alpujarride con un primer episodio de cabalgamientos, simetamórfico, dirigidos hacia el NE o ENE en condiciones dúctiles, seguido por un segundo episodio contractivo, dirigido hacia el N o NO, en condiciones frágiles. García-Dueñas y Balanyá (1991) y García-Dueñas et al. (1992), consideran extensionales estos mismos contactos entre unidades. Entre los dos episodios se forman pliegues recumbentes con vergencia norte que producen la superposición de unidades de alto grado metamórfico encima de otras de menor grado (Balanyá et al., 1987; Simancas y Campos, 1988).

3. El Complejo Nevado-Filábride: estructuralmente por debajo del Alpujarride. Presenta metamorfismo de AP/BT, seguido de un episodio de presiones medias en facies de los esquistos verdes o de anfíbolitas con relictos de una primera facies de eclogitas. La estratigrafía está compuesta básicamente por esquistos del Paleozoico, materiales metaclásticos del Pérmico, carbonatos triásicos y rocas intrusivas y extrusivas, máficas a ultramáficas, del Jurásico. La dirección de transporte que superpuso Alpujarrides sobre Nevado-Filábrides no es conocida. El contacto que se reconoce entre los dos complejos es de carácter extensional (García-Dueñas et al., 1986; Galindo-Zaldívar et al., 1989) y modifica un contacto cabalgante que no aflora. El cabalgamiento superpuso rocas de todos los grados metamórficos, paleozoicas

mayoritariamente, sobre otras paleozoicas y triásicas con metamorfismo de grados bajo y medio.

En definitiva, la estructura de las Zonas Internas consta de diversos mantos de edad probablemente Paleógena (Sanz de Galdeano, 1990). El carácter contractivo del contacto entre mantos ha sido obliterado por deformaciones extensionales miocenas posteriores. García-Dueñas y Balanyá (1991), García-Dueñas et al. (1992) y Crespo-Blanc et al. (1994) describen sistemas extensionales afectando el Dominio de Alborán de las Béticas: extensión N-S durante el Aquitaniense, E-O durante el Burdigaliense superior, N-S durante el Langhiense y SO-NE durante el Serravaliense. Progresivamente los nuevos sistemas extensionales cortan los antiguos. Por tanto, el lugar donde se produce la extensión no es fijo sino que al restituir los diferentes episodios extensionales, el primer lugar de extensión estaba situado unos 250-300 km más al O del punto actual, es decir, en la "proto" Cuenca Algeriana. Todos estos episodios extensionales producen un gran adelgazamiento de la corteza en los alrededores del Mar de Alborán, aunque la cantidad de extensión no es bien conocida. Se ha de tener en cuenta además que, para mayor complicación, durante el Mioceno superior (desde el Tortonense al Plioceno) la Cordillera Bética ha sufrido compresión N-S, la cual es la responsable del plegamiento de los complejos sistemas extensionales del Mioceno inferior y medio y del desarrollo de sistemas de fallas direccionales conjugadas en las Béticas orientales (De Larouzière et al., 1988; Meghraoui et al., 1996).

A pesar de la complicada historia orogénica alpina del Dominio de Alborán, se ha de decir que existe consenso en cuanto al hecho de que, durante el Paleógeno, sus complejos constituyentes (en Béticas y Rif) quedaban situados respecto a Iberia y África en posiciones mucho más orientales de las que ocupan actualmente. De Smet (1984), Sanz de Galdeano (1983) y Balanyá (1991), coinciden en que el desplazamiento relativo hacia el O del Dominio de Alborán respecto de la cobertera del Dominio Sudibérico, durante el Mioceno inferior, ha sido entre 250 y 300 km.

El contacto entre el Dominio de Alborán y el Dominio Sudibérico, en las Béticas, es motivo de polémica. Muchos autores (Paquet, 1974; Hermes, 1978; Durand-Delga, 1980; Sanz de Galdeano, 1983; Leblanc y Olivier, 1984, entre otros) creen que el contacto, alineado ENE-OSO, ha funcionado esencialmente como una falla direccional dextra. De Smet (1984) considera que las Zonas Internas y las Externas tuvieron una convergencia oblicua y que los movimientos posteriores se acomodaron, dentro de las Zonas Externas, mediante fallas direccionales. Banks y Warburton (1991), en las Béticas Orientales, interpretan el contacto como un retrocabalgamiento. En las Béticas Centrales (Sierra Arana), García-Dueñas y Navarro-Vila (1976) muestran como el Dominio de Alborán cabalga el Dominio Sudibérico y que el contacto ha sido modificado posteriormente por retrocabalgamientos (dirigidos hacia el SE). En la parte más occidental de las Béticas, Balanyá y García-Dueñas (1987) interpretan que el contacto fue inicialmente un cabalgamiento del Dominio de Alborán sobre el Subbético y que ha sido reactivado posteriormente como una falla normal de bajo ángulo. Recientemente, Lonergam et al. (1994) aportan datos cartográficos y cinemáticos para afirmar que, en las Béticas

Orientales, el contacto entre el Dominio Sudibérico y el Dominio de Alborán es un cabalgamiento dirigido hacia el S-SE, oblicuo a su alineación regional y que no hay evidencias de movimientos direccionales a lo largo del contacto. El cabalgamiento ocurrió entre el Mioceno inferior y el medio. Esta edad coincide con la de algunos autores, Martín-Algarra et al. (1988) y Sanz de Galdeano (1990), que consideran que el contacto ya estaba suturado en el Langhiense.

El inicio de la progresión hacia el O del Dominio de Alborán hubo de suceder a principios del Neógeno y vendría señalado por la estructuración del abanico imbricado frontal de las unidades de la Dorsal en la zona del cabalgamiento cortical de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1988). El movimiento hacia el O se supone que ha de ser debido al desarrollo de los sistemas extensionales, los cuales han permitido desplazamientos de más de 100 km hacia el OSO o SO de las unidades involucradas (García-Dueñas et al., 1992). El acortamiento de las unidades del Dominio Sudibérico prosigue en el tiempo más allá del momento en que finaliza la estructuración del Dominio de Alborán. La compresión del Dominio Sudibérico se produjo a partir del Aquitaniense superior (Comas y García-Dueñas, 1988) hasta el Tortonense (Estévez et al., 1982, 1984) e incluso hasta la actualidad (Santanach et al., 1980; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983).

### 5.3. Menorca

La estructura geológica de la isla de Menorca es conocida a partir de los trabajos de Fallot (1923, 1948) y principalmente de Bourrouilh (1983). El interés de la geología de la isla proviene de las diferencias estratigráficas que mantiene respecto a Mallorca e Ibiza. Efectivamente, la mayor parte de los afloramientos del sector septentrional de la isla corresponden a materiales del Paleozoico (prácticamente inexistentes en Mallorca e inexistentes en Ibiza), desde el límite Silúrico-Devónico hasta el Pérmico. El Triásico es de tipo germánico como en Mallorca, pero el Jurásico y el Cretácico presentan facies mucho más litorales que en Mallorca. Todos estos materiales, juntamente con los oligocénicos, están involucrados en el sistema de cabalgamientos.

A pesar de las diferencias de tipo estratigráfico, Roca (1992) constata que existe una buena correlación entre la estructuración neógena de la isla de Menorca y la de Mallorca, y que, por tanto, las hipótesis que sugieren que Menorca también pertenece al edificio bético (Fallot, 1948; Bourrouilh, 1970) son más congruentes que las que postulan que la isla corresponde a un fragmento del antepaís bético o de la placa ibérica desplazado hacia el SE durante la apertura de las cuencas Ligur-Provenzal y Catalano-Balear (Fourcade et al., 1977). Estas últimas hipótesis utilizaban como argumentos básicos la ausencia de materiales paleozoicos en Mallorca (finalmente encontrados, Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984) y las diferencias en la estratigrafía del Mesozoico. La correlación estructural entre las dos islas se manifiesta en los siguientes puntos: 1) dos fases tectónicas que se suceden en el tiempo: la primera, compresiva, de edad comprendida entre el Oligoceno superior y el Langhiense; y la segunda, extensiva, post-Serravaliense; 2) una estructura compresiva caracterizada por la presencia de

pliegues y cabalgamientos que se orientan preferentemente ENE-OSO y de fallas direccionales NO-SE a ONO-ESE, sincrónicas con el emplazamiento de las láminas cabalgantes; 3) una dirección de transporte de las diferentes láminas hacia el NO o ONO, y unos mismos niveles de despegue principales, localizados en el zócalo hercínico (en Mallorca únicamente es una suposición) y en el Keuper; 4) rotaciones dexas sincrónicas, tanto en la etapa de estructuración compresiva como en la extensiva de las dos islas (Freeman et al., 1988, 1989; Parés et al., 1992), las cuales son incongruentes con los modelos que postulan el desplazamiento hacia el SE de Menorca a lo largo de fallas dexas NO-SE.

### 5.4. Recapitulación

El episodio compresional presenta una edad similar en Mallorca (desde el Chattiense hasta el Langhiense-Serravaliense -Ramos-Guerrero et al., 1989-), Menorca (Mioceno inferior -Bourrouilh, 1983; Roca, 1992-) el Prebético y Subbético (Mioceno inferior y medio principalmente -De Ruig, 1992-), Rif externo (Morley, 1987; Wildi, 1983), Kabiliás (aunque los hay anteriores, también se producen cabalgamientos con vergencia S durante el Mioceno inferior -Mahdjoub y Merle, 1990-) y Tell (Bouillin, 1984, entre otros). Es decir, el Mioceno inferior-medio corresponde al periodo de máxima deformación compresiva en el Mediterráneo occidental.

La deformación, tanto en las Béticas como en Mallorca, es continua. Así, mientras la estructuración compresiva del Dominio de Alborán se produjo principalmente entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense inferior (Sanz de Galdeano, 1990), la del Dominio Sudibérico se realizó esencialmente a partir de finales del Aquitaniense (Comas y García-Dueñas, 1988) y finalizó en el Tortonense (Estevez et al., 1982, 1984; De Ruig, 1992). Los complejos sistemas extensionales del Dominio de Alborán se desarrollaron simultáneamente con el frente compresional, de tal manera que las verticales de los sucesivos frentes son alcanzadas por la compresión un tiempo después, aproximadamente 3 M.a. (Balanyá, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1992). En Mallorca, la deformación compresiva es también continua y se propaga en sentido SE a NO, desde el Oligoceno superior-Mioceno inferior para las Sierras de Levante, hasta el Langhiense superior-Serravaliense para la Serra de Tramuntana. La extensión se produce a partir del Serravaliense y es posterior a la compresión (Pomar et al., 1983; Ramos-Guerrero et al., 1989, entre otros).

Considerando globalmente la Cordillera Bética y las Baleares, los cabalgamientos son cada vez más jóvenes en sentido oeste: Aquitano-Burdigaliense en las Sierras de Levante de Mallorca (Sàbat, 1986), Langhiense en la Serra de Tramuntana (Ramos-Guerrero et al., 1989), Serravaliense en el Prebético de Alicante (De Ruig, 1992) y Serravaliense-Tortonense en los márgenes de la cuenca del Guadalquivir (Lajat et al., 1975; Garrido et al., 1983).

En la actual Cuenca Algeriana, desarrollada probablemente a partir del Mioceno medio, se han de encontrar las zonas más internas del orógeno Rifeño-Bético-Balear. Es muy probable que éstas hayan sufrido una fuerte extensión a juzgar



por los datos geofísicos (Dillon et al., 1980, entre otros) que indican la formación de, incluso, corteza oceánica.

El hecho de que Menorca y Mallorca presenten una misma edad deformativa y un mismo estilo estructural pero con diferencias estratigráficas, se ha de explicar a partir de una paleogeografía premiocena diferente para cada área, pero las dos englobadas en el mismo orógeno.

En el capítulo final de esta memoria se retoma la discusión sobre la estructura y la evolución del Mediterráneo Occidental, una vez se haya presentado la visión personal de la estructura de la isla de Mallorca.

## 6. LA ESTRATIGRAFÍA DE MALLORCA

La estratigrafía de Mallorca se presenta en este trabajo condensada en la Tabla I y las figuras 5 y 7. En la Tabla I se muestran de manera sintética el espesor de las formaciones estratigráficas registradas en Mallorca, desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, así como su litología, el contenido faunístico y su ambiente sedimentario. Además se han anotado las dataciones realizadas y los diferentes autores que han trabajado en cada unidad estratigráfica.

En la figura 5 se enseñan las columnas estratigráficas sintéticas de las grandes unidades estructurales definidas a lo largo del texto correspondientes a las zonas montañosas de la isla. Así, de la Serra de Tramuntana se muestran las columnas estratigráficas generales de la unidad I y los sectores N y S de la unidad II. Para el resto de la isla se presentan las columnas sintéticas de Randa y de las unidades meridional y septentrional de las Sierras de Levante. Los materiales post-cabalgamientos, de edad Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario se han representado separadamente en el cuadro superior.

En el mapa geológico 1:70.000, que se presenta adjunto a la memoria, se han distinguido las siguientes unidades estratigráficas: el Paleozoico, en el Triásico se han diferenciado las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, y también el Rhetiense. En el Jurásico se han cartografiado el Lías y el Dogger-Malm. El Cretácico se ha considerado separadamente o, en casos de duda, juntamente con el Dogger-Malm. En el Paleógeno se ha distinguido el Eoceno y el Oligoceno y, en el Mioceno, la unidad basal, la unidad turbidítica, el Serravaliense y el Tortoniense-Messiniense. Finalmente se han diferenciado los materiales del Plioceno y los del Cuaternario.

Para finalizar quisiera hacer una serie de consideraciones. La primera se refiere al límite Rhetiense-Lías. El contacto entre las dolomías y margas rhetienses y las dolomías y calizas del Lías corresponde a un tránsito gradual. Además, como se observa en Alfàbia (Fig. 6), las calizas del Lías pasan lateralmente a dolomías interestratificadas con margas, de aspecto prácticamente idéntico a los materiales del Rhetiense y que

en otros lugares se han cartografiado como tales. Por otro lado, la falta de dataciones fiables provoca que en algunas ocasiones sea imposible distinguir a que unidad pertenecen. A efectos prácticos, se ha cartografiado como Rhetiense las dolomías finamente estratificadas que se encuentran por debajo de las dolomías y calizas masivas del Lías, exceptuando los casos donde se ha visto un cambio lateral de facies de dolomías a calizas claramente liásicas.

Las unidades del Mioceno inferior "Calcarenitas de Sant Elm" (también llamada unidad basal) y "Turbiditas de Banyalbufar" fueron definidas por Rodríguez-Perea (1984) en la Serra de Tramuntana. Esta subdivisión de los materiales del Mioceno inferior en dos unidades es también válida para las Sierras de Levante (Sàbat, 1986) y para Randa (Eguizábal, 1982; Pomar y Rodríguez-Perea, 1983; Anglada, 1985), aunque en esta última localidad se ha diferenciado una tercera unidad: la unidad calcarenítica de Randa (Eguizábal, 1982; Pomar y Rodríguez-Perea, 1983). Ahora bien, la edad de estas unidades no es uniforme, sino que es progresivamente más joven en sentido NO (Fig. 7). Así la unidad calcarenítica de Sant Elm tiene una edad Chattiense-Aquitaniense en la unidad meridional de las Sierras de Levante (Sàbat, 1986; dataciones de González-Donoso), Aquitaniense en la unidad septentrional (Bourrouilh, 1983), Chattiense y Aquitaniense en Randa (Anglada, 1985; dataciones de P. Serra) y probablemente Burdigaliense en la Serra de Tramuntana (P. Serra, com. per.).

La unidad turbidítica de Banyalbufar también es más joven en sentido NO (Fig. 7). A partir de la recopilación de 45 muestras distribuidas uniformemente por toda la isla, realizada por Sàbat, Rodríguez-Perea y Gelabert y las dataciones de Serrano (en prep., 1996), se ha determinado que la edad de las turbiditas en las Sierras de Levante está comprendida entre el Aquitaniense superior, para las partes más bajas de la serie, y el Burdigaliense inferior, en el techo de la serie. En las Sierras Centrales la edad abarca desde el Burdigaliense inferior hasta el superior y en la Serra de Tramuntana está comprendida entre el Burdigaliense superior y el Langhiense, aunque en algunas series del norte de la Serra las turbiditas pertenecen al Langhiense ya desde la base de la serie.

Estas dataciones son muy importantes por cuanto se trata, como se verá posteriormente, de materiales sincrónicos con el emplazamiento de los cabalgamientos y nos revelan, por tanto, la edad de la deformación compresiva en diferentes segmentos de la isla.

Finalmente sólo apuntar que las diversas muestras del complejo arrecifal recogidas por Pomar y analizadas por la compañía Shell, dan relaciones Sr87/Sr86 que, a partir de las tablas de Hodell et al., 1991, y Miller et al., 1991, indican una edad comprendida entre los 10 y los 7 M.a. (Pomar, com. per.). Estos datos tienen un valor considerable a causa de la falta de otro tipo de dataciones de los materiales considerados post-tectónicos.

TIEMPO	AUTORES	ESPESOR (m)	LITOLOGIA	FAUNA	AMBIENTE SEDIMENTARIO	DATAACIONES	UNIDADES SEDIMENTARIAS EQUIVALENTES		
CUATERNARIO	Muntaner, 1957 Cuerda, 1975		Conglomerados i arcillas, también eoliantas		Aluvial, lacustre, dunar	Tirreniense; Cuerda, 1975			
PLIOCENO	García-Yagüe i Muntaner, 1968 Barón y Pomar, 1978 Colom, 1980 Pomar et al., 1983 Alvaro et al., 1984 Simó y Ramón, 1986	70 m <sub>ax</sub>	Calcarentitas y lumaquelas		Depositos eólicos, shoreface, foreshore		Calcarentitas de Sant Jordi, Barón y Pomar 1978, Pomar et al., 1983 Secuencia Buger- Sant Jordi, Simó y Ramón, 1986 Unidad deposicional pliocena, Alvaro et al. 1984		
		300 m <sub>ax</sub> .	Margas grises y conglomerados marginales, también calcisilitas	Briozos, foraminíferos, planctónicos	Offshore	Plioceno basal; Colom, 1980	Calcisilitas de Son Mir, Barón y Pomar, 1978, Pomar et al., 1983 Margas con Ammusium, García-Yagüe y Muntaner, 1968 Secuencia Son Mir, Simó y Ramón, 1986		
TORTONIENSE-MESSINIENSE	Colom, 1946, 1967, 1975 García-Yagüe y Muntaner, 1968 Barón, 1977 Esteban, 1979 Simó y Ramón, 1986 Fornós, 1983 Fornós y Pomar, 1983, 1984 Pomar et al., 1983, 1990 Alvaro et al., 1984 Pomar, 1991	30	Calcarentitas bioclásticas, fangos carbonatados, laminaciones criptalgales, grainstones oolíticos y calizas algales		Depositos litorales	Por posición estratigráfica, Messinien, Simó i Ramón, 1986	Calizas de Santanyí, Pomar et al., 1983 Secuencia Santanyí, Simó y Ramón, 1986 Calizas Pont d'Inca, García Yagüe y Muntaner, 1968 Complejo Terminal, Barón y Pomar, 1978		
		30	Margas ocreas y rojizas con conglomerados	Bivalvos, corales	Abanico aluvial		Margas de la Bonanova, Pomar et al., 1983 Margas ocreas, García Yagüe y Muntaner, 1968 Secuencia Santanyí, Simó y Ramón, 1986		
		180	Calizas y calcisilitas de origen arrecifal	Corales, rodofíceas, rodolitos, moluscos foraminíferos bentónicos, estromatolitos	Arrecifal		Tortoniense superior-Messinien; Bizon et al., 1973	Unidad arrecifal, Barón, 1977; Esteban et al. 1977 Secuencia Cap Blanc; Simó y Ramón, 1986	
		200	Arenas con glauconita, calcisilitas con Heterostegina bioturbadas y calizas bioconstruidas	Miliólidos, rodofíceas, dientes de peces moluscos, equinidos			Por facies y posición estratigráfica; Tortoniense, Pomar et al., 1983	Calcisilitas con Heterostegina, Pomar et al., 1983 Margas con Heterostegina, García Yagüe y Muntaner, 1968 Secuencia Cala Pi, Simó y Ramón, 1986	
SERRAVALLIENSE	Colom, 1967 Fuster, 1973 Barón, 1977 Adrover et al., 1977 Pomar et al., 1983 Simó y Ramón, 1986 Fornós et al., 1991 Ramos-Guerrero et al., 1992	10-70	Margas y calizas con materia orgánica	Gasterópodos, ostrácodos, carófitas, oolitos de peces	Lacustre		Calizas de Son Verdera, Pomar et al. 1983		
		?	Margas de color gris-verdoso con yesos gypsarenitas y areniscas	Ostrácodos, gasterópodos y foraminíferos	Lacustre		Margas de Pina, Pomar et al., 1983 Burdigaliense superior lacustre, Colom, 1967		
		?	Limos rojizos con pasadas de conglomerados y carbon		Abanicos aluviales distales		Limos de Manacor; Barón, 1977		
MIOCENO INFERIOR	Fallot, 1922 Colom i Rangheard, 1973 Bourrouilh, 1973 Battie, 1971 Pomar y Colom, 1977 Rodríguez-Perea, 1981, 1984, 1986 González-Donoso et al., 1982 Pomar et al., 1983 Alvaro et al., 1984 Anglada, 1985 Sabat, 1986 Rodríguez-Perea y Pomar, 1983 Ramos-Guerrero et al., 1989, 1985 Ferrus, 1990	30	Calcarentitas bioclásticas con estratificación centimétrica	Foraminíferos bentónicos, algas calcáreas	Plataforma, por encima del nivel de base de las olas		Unidad superior de Randa; Pomar y Rodríguez-Perea, 1983		
		120	Calcarentitas bioclásticas con estratificación centimétrica	Foraminíferos bentónicos, algas calcáreas	Plataforma, por encima del nivel de base de las olas		Unidad calcarenítica de Randa; Pomar y Rodríguez-Perea, 1983		
		100-350	Turbiditas; alternancia de niveles calcareníticos y margosos, de orden métrico		Ambientes turbidíticos; abanico interno, talud y llanura submarina		Aquitaniense; Serrano, com. per. Burdigaliense; Bourrouilh, 1973 González-Donoso et al., 1982 Rodríguez-Perea, 1984, Serrano, com. per.	Fm. Turbidítica de Banyalbufar (Rodríguez-Perea, 1984)	
		<50	Tramo basal litocástico y un superior biocástico, predominantemente calizos, pero también hay areniscas y conglomerados	Bivalvos, equinodermos, ostreidos, foraminíferos, briozos, lamelibranchios, corales	Plataforma en una línea de costa no lineal, con influencias terrígenas locales		Langhiense; González-Donoso et al., 1982, Rodríguez-Perea, 1984, Serrano, com. per. Chatiense; Sabat, 1986, Ramos-Guerrero et al., 1989 Aquitaniense; Bourrouilh, 1973, Sabat, 1986, Ramos-Guerrero et al., 1989 Burdigaliense; Rodríguez-Perea, 1984, Ramos-Guerrero et al., 1989 18,5-19 Ma, Ramos-Guerrero 1988, método K-Ar, roca volcánica calcoalcalina	Fm. Calcarenítica de Sant Elm, Rodríguez-Perea, 1984	
PALEÓGENO	Fallot, 1922 Escandell y Colom, 1962 Bourrouilh, 1973 Mataillet y Pechoux, 1978 Huquey y Adrover, 1982 Anglada, 1985 Sabat, 1986 Ramos-Guerrero, 1988 Ramos-Guerrero et al., 1989	700 ?	Conglomerados en cuerpos lenticulares y bases erosivas		Fluvio-aluvial		Estantpiense sup.-Chatt, a partir de carófitos, polen y mamíferos; Ramos-Guerrero, 1988, Ramos-Guerrero et al., 1989	Fm. Detrítica de Cala Blanca, Ramos-Guerrero, 1985	
		170. m <sub>ax</sub> .	Conglomerados con tramos margosos y arenosos con pasadas carbonosas	Nummulites, gasterópodos, bivalvos	Marino proximal		Priaboniense-Estamp, inferior, a partir de macroforaminíferos; Ramos-Guerrero, 1988, Ramos-Guerrero et al., 1989	Fm. Calcarentitas de Alaró, Ramos-Guerrero, 1988	
		135 m <sub>ax</sub> .	Calizas algales con lignitos y lutitas de color rojizo y también algún nivel arenoso	Oogonios de carófitas, gasterópodos, ostrácodos, nummulites	Lacustre con intercalaciones de sedimentos fluviales		Luteciense superior-Barton inferior, a partir de carófitas y mamíferos, Ramos-Guerrero, 1988, Ramos-Guerrero et al., 1989	Fm. Calizas de Peguera, Ramos-Guerrero, 1988	
		130. m <sub>ax</sub> .	Areniscas y limolitas más o menos carbonatadas con intercalaciones de carbón y conglomerados	Miliólidos, corales, restos vegetales, gasterópodos, bivalvos, nummulites	Plataforma terrígeno-carbonatada		Estamp, inf., a partir de macroforaminíferos; Ramos-Guerrero, 1988, Ramos-Guerrero et al., 1989; Oligoceno; Anglada 1985	Fm. Areniscas y lutitas de Son Sastre, Ramos-Guerrero, 1988;	
		100. m <sub>ax</sub> .	Calcarentitas bioclásticas y limolitas, calizas bioclásticas a techo	Foraminíferos, miliólidos, nummulites, corales, briozos, algas rodofíceas, bivalvos	Plataforma terrígeno-carbonatada		Priaboniense sup., a partir de macroforaminíferos; Ramos-Guerrero et al., 1989	Fm. Calizas de Galdent, Ramos-Guerrero, 1988	
		150. m <sub>ax</sub>	Lutitas y calcarenitas bioclásticas	Gasterópodos, corales, foraminíferos bentónicos	Plataforma terrígeno-carbonatada		Priaboniense, a partir de macroforaminíferos; Ramos-Guerrero, 1988, Ramos-Guerrero et al., 1989.	Fm. Margas del Calvari, Ramos-Guerrero, 1988	
CRETÁCICO	Colom, 1947 Battie et al., 1972 Bourrouilh, 1973 Mataillet y Pechoux, 1978 Alvaro et al., 1982 Sabat, 1986	150	Calizas de grano fino, estratificadas, con poca margas	Foraminíferos planctónicos, Globotruncana	Mar abierto de cierta profund.		Cenomaniense- Maastrichtiense, Mataillet y Pechoux, 1978		
		100	Margas azuladas, con yeso local y margocalizas claras, ricas en Ammonites pintosos	Lamelibranchios, foraminíferos, moluscos braquiopodos, equinidos, ammonites	Borde distal de plataforma a plataforma restringida		Hauteriviense-Albiense; Mataillet y Pechoux, 1978		
		50	Margas blanquecinas y calizas arcillosas con sílex	Ammonites, Nannoconus	Pelágico fondo		Barrémiense-Valanginiense; Mataillet y Pechoux, 1978		
		50	Calizas nodulosas	Tintinidos, radiolarios, ammonites, Nannoconus			Berriasiense inf.; Mataillet y Pechoux, 1978		
JURÁSICO	Fallot, 1922 Colom, 1975 Bourrouilh, 1973 Mataillet y Pechoux, 1978 Alvaro et al., 1983, 84, 89 Fornós et al., 1984 Sabat, 1986	Dogger-Malm							
		10-20	Calizas nodulosas rojizas	Ammonites, braquiopodos, foraminíferos oolitos	Alt fons		Titonense; Alvaro et al., 1984 Titonense sup.-Berriasiense; Mataillet y Pechoux, 1978	Ammonítico Rosso superior, Alvaro et al. 1984	
		60	Calizas micríticas de color marrón	Radiolarios, Protoglobigerinas	Pelágico		Kimmeridgiense, Alvaro et al., 1984 Kimmeridgiense-Titonense inf.; Mataillet y Pechoux, 1978	Fm. Auredrà; Alvaro et al., 1984	
			Calizas y margocalizas nodulosas	Ammonites	Alto fondo		Oxfordiense med.-sup.; Alvaro et al., 1984, Dogger-Lias sup.; Mataillet y Pechoux, 1978	Ammonítico-Rosso intermedio; Alvaro et al. 1984	
			Calizas y margas en capas decimétricas	Ammonites, filamentos, Zoophycus	Pelágico		Aalenense-Bajoci; Alvaro et al. 1984, Dogger-Lias sup.; Mataillet y Pechoux, 1978	Fm. Cuber; Alvaro et al., 1984	
		150	Calizas micríticas y bioclásticas en niveles tabulares decimétricos	Ammonites, radiolarios, esponjas, equinidos, foraminíferos, tintinidos			Portlandiense; Alvaro et al., 1984		
		30-130	Calizas micríticas con radiolarios y sílex		Hemipelágico			Batoniense; Alvaro et al., 1984	
			Calizas oolíticas, lutitas en cuerpos tabulares. En la base, brechas con belemnites						
			Calizas nodulosas	Ammonites	Hemipelágico			Aalenense- Callovienne inf.; Alvaro et al., 1984	
		Lias							
	1-2	Fondo endurecido con crostas y ammonites ferruginizados	Ammonites			Toarciense medio; Alvaro et al., 1984			
	10	Microconglomerados y areniscas cuarzíferas Niveles encriníticos	Crinoides, belemnites				Fm. Es Cosconar; Alvaro et al., 1984		
		Margas	Ammonites, braquiopodos				Fm. Moleta; Alvaro et al., 1984		
	200-250	Calizas con oolitos, conglomerados con oncolitos y estructuras estromatolíticas Dolomias masivas brechadas		Plataforma carbonatada somera			Fm. Barracar; Alvaro et al., 1984 Fm. Mal Pas; Alvaro et al., 1984		
TRIÁSICO	Darder, 1914 Fallot, 1922 Bourrouilh, 1973 Colom, 1975 Mataillet y Pechoux, 1978 Rodríguez-Perea et al., 1987	Rhetiense							
		100-175	Dolomias y calizas dolomíticas con intercalaciones de margas, arcillas y yesos		Mareal		Fm. Felanitx, Alvaro et al., 1984		
		175-300	Margas de diversos colores, evaporitas, rocas volcánicas de afinidad alcalina y pasadas de carnolitas		Supramareal en la base, parálisis o lagunar y finalmente continental con episodios volcánicos		Por polen y esporas, Norriense; Boutet et al., 1982		
		50-100	Dolomias en la base, calizas a techo	Bivalvos (Daonella), Ammonites (Gerasites) gasterópodos, equinodermos ostrácodos foraminíferos	Submareal, plataforma interna				
		20-30	Margas con yesos, niveles centimétricos		Continental de carácter distal				
		80-100	Dolomias estratificadas	Encrinitas	Litoral; supra e intermareal		Ladmiense; Schmidt, 1936 Langobardiense; Virgili, 1952 Anisiense; Darder, 1914, Fallot, 1922		
		Buntsandstein							
	65-80	Lutitas rojizas y areniscas de color blanco y amarillo	Restos de troncos	Llanura supramareal			Lutitas y areniscas de Son Serralla; Rodríguez-Perea et al., 1987		
	130-140	Areniscas de color blanco y rojo, con algún nivel lutítico y fragmentos de carbón	Restos de vegetales	Fluvial			Areniscas de Sa Pedra de S'Asse; Rodríguez-Perea et al., 1987		
	175-215	Areniscas y lutitas color rojizo con mineralizaciones de cobre y paleosuelos	Restos vegetales e icnitas de reptiles	Fluvial meandriforme		Por litofacies, Pármico; Cuevas, 1958	Areniscas y lutitas del Port des Canonge; Rodríguez-Perea et al., 1987		
PALEOZOICO	Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984	30	Lutitas de color oscuro con intercalaciones de niveles de areniscas y microconglomerados. Metamorfismo muy bajo.	Restos de vegetales, bioturbación		Por facies, Carbonífero inf-Devónico sup.; Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984			

Tabla I. Estratigrafía resumida de Mallorca

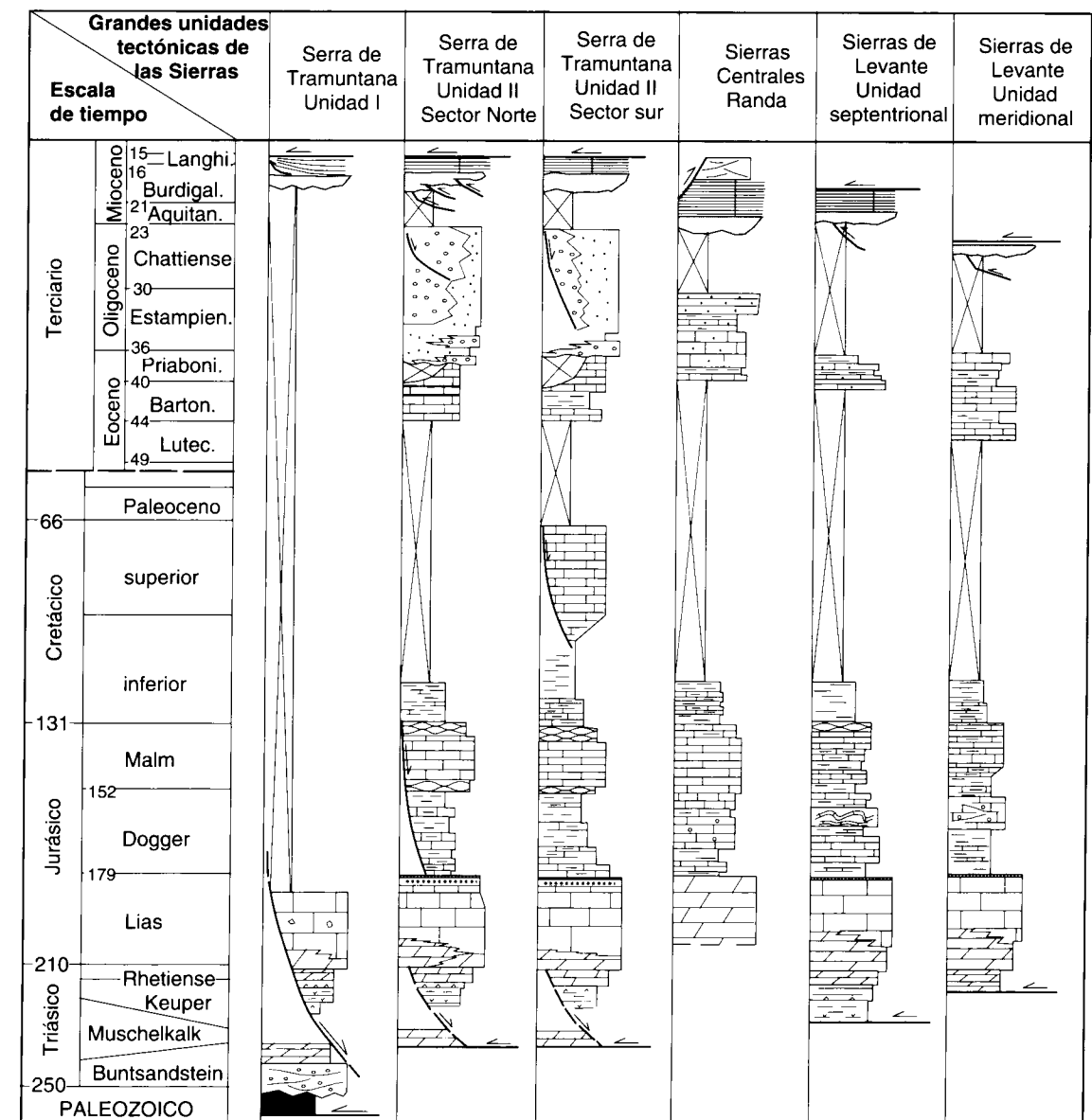
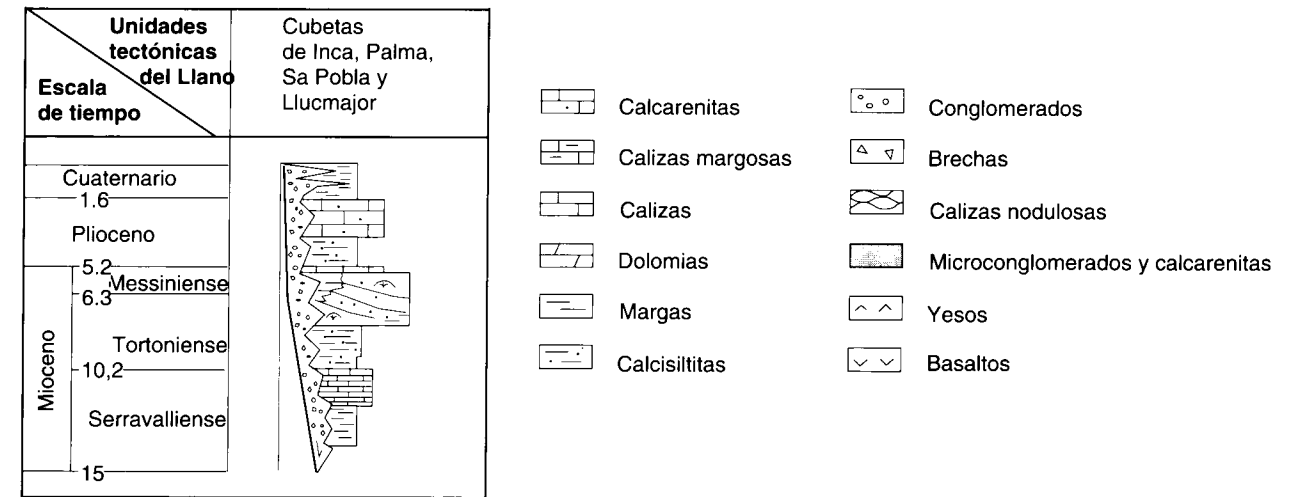


Fig. 5.- Columnas estratigráficas representativas de las principales unidades tectónicas de Mallorca.

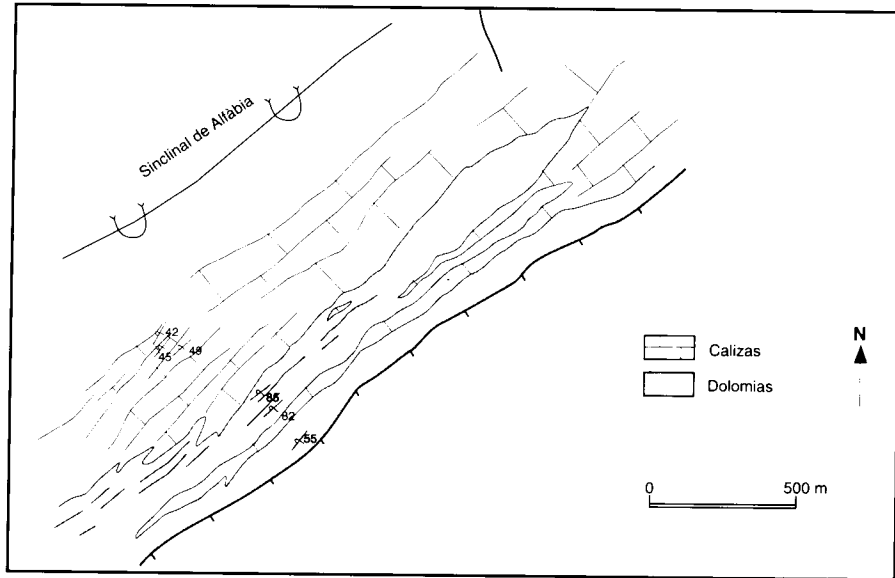


Fig. 6.- Cambio lateral de facies, de calizas a dolomías del Lías, en el flanco invertido del sinclinal de Alfàbia. En la mayoría de los casos el tránsito no es evidente y las dolomías se han cartografiado como Rhetiense. El dibujo se ha realizado a partir de fotografía aérea.

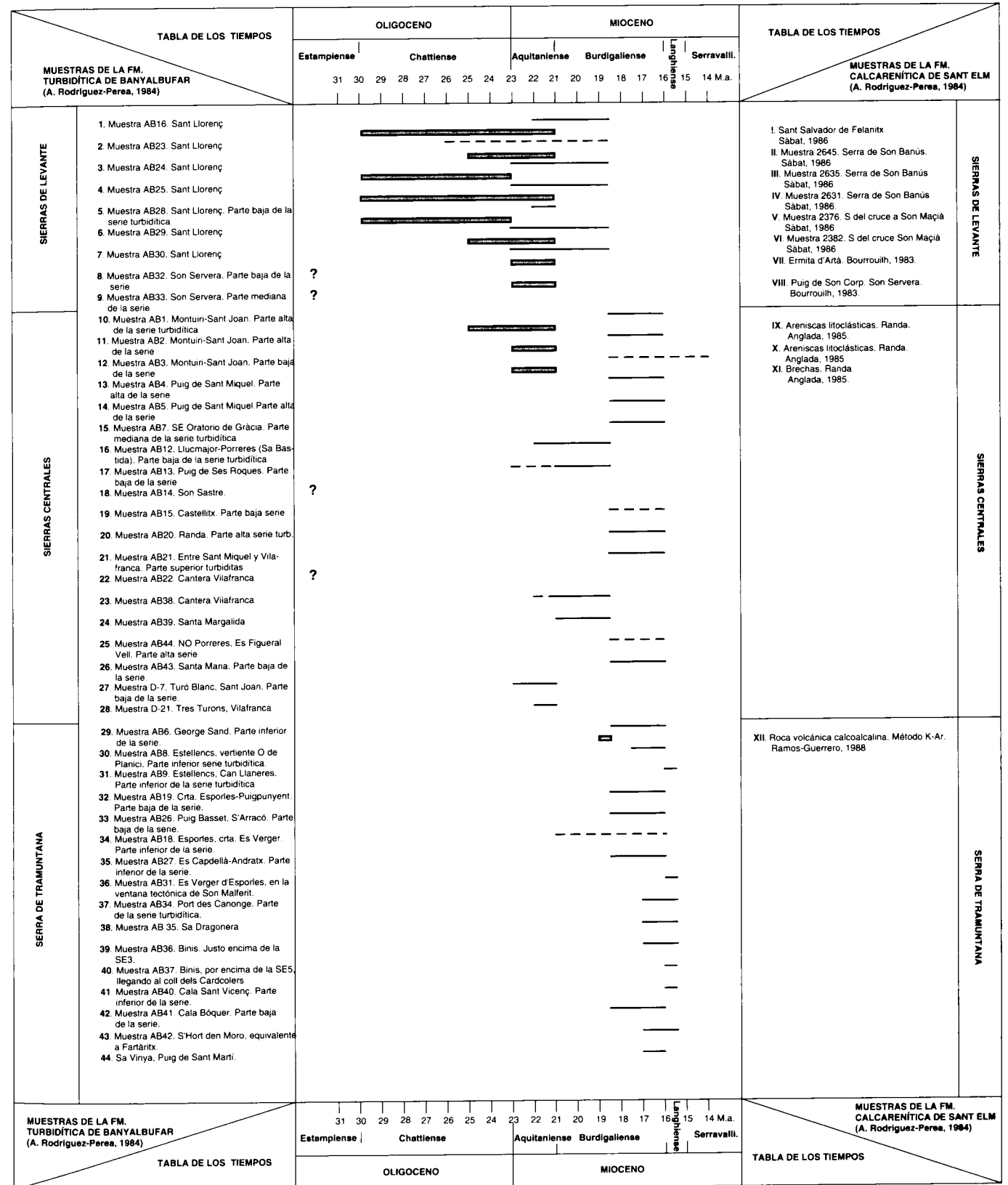


Fig. 7.- Edad de las diferentes muestras de las dos formaciones típicas del Mioceno inferior de Mallorca: la Fm. Calcarenítica de Sant Elm y la Fm. Turbidítica de Banyalbufar (Rodríguez-Perea, 1984). La datación de las turbiditas ha sido realizada por Serrano a partir de su contenido en microfósforaminíferos, a excepción de la Serra de Tramuntana (donde se utilizó el método K-Ar). Se observa de una manera general que la edad de ambas formaciones es paulatinamente más moderna en sentido NO, es decir, desde las Sierras de Levante hasta la Serra de Tramuntana. La barra gruesa representa la Fm. Sant Elm y la delgada la Fm. Banyalbufar.

# LA SIERRA DE TRAMUNTANA

## 1. ANTECEDENTES

El año 1835, De la Marmora publica el primer mapa y los primeros cortes geológicos de las Baleares.

El año 1855, Haime, paleontólogo, señala la existencia del Lías, el Cretácico, el Nummulítico y el Mioceno.

Hermite (1879) aporta nuevos datos estratigráficos y sus cortes geológicos muestran una estructuración de la Serra de Tramuntana en la cual las diferentes unidades están limitadas por fallas verticales.

Nolan (1895) reconoce dentro de la Serra de Tramuntana una estructura imbricada, caracterizada por un flanco sinclinal fallado y cabalgado por el flanco anticlinal: se trata del precursor del "pliegue-falla" de Fallot, 1922.

Collet (1909) confirma la existencia de una estructura imbricada, debido a un empuje de SE a NO.

El año 1922, Fallot publica el "Etude géologique de la Sierra de Majorque". Se trata del trabajo geológico más completo, hasta el momento, de la Serra de Tramuntana de Mallorca ya que trata aspectos estructurales, estratigráficos, petrográficos y paleontológicos. Basándose en las diferencias estratigráficas de las series mesozoicas de la Serra de Tramuntana, distingue dentro de ella tres grandes unidades estructurales limitadas por cabalgamientos con un sentido de transporte de SE a NO.

Colom y Escandell (1960-62) aceptan sin modificaciones substanciales el modelo propuesto por Fallot y definen una fase tectónica intraburdigaliense en la Península de Alcúdia con vergencia al NE, de dirección perpendicular a la post-burdigaliense de la Serra de Tramuntana.

El año 1971, Batlle describe la estructura del extremo oriental de la Serra y asigna gran parte de la zona a la tercera unidad de Fallot. Interpreta parte del Burdigaliense como sinorogénico y sugiere la posibilidad de que muchos de los elementos más septentrionales de la tercera unidad se hayan emplazado gravitacionalmente.

Pomar (1976), a partir de estudios estratigráficos y sedimentológicos, reconoce en los materiales del Mesozoico y Cenozoico estructuras atribuibles a procesos de delapsión, en el sentido de Hoedemacker (1972).

El año 1978, Mataillet y Pechoux por un lado, y Chauve et al., por otro, interpretan el extremo SO de la Serra de Tramuntana como una cuenca de resedimentación donde se emplazarían klippen sedimentarias y olistostromas procedentes del SE, que serían el resultado del desmantelamiento erosivo y gravitacional. El emplazamiento hacia el NO sería sincrónico con la sedimentación miocena.

Pomar (1979) propone una evolución tectosedimentaria de la isla de Mallorca, suponiendo compresión hasta el Eoceno medio y extensión desde el Oligoceno hasta la actualidad, con una pequeña fase compresiva durante el Tortonense-Messiniense.

Rodríguez-Perea (1981) y Rodríguez-Perea y Pomar (1983) describen grandes masas de brechas de materiales mesozoicos intercaladas en el Mioceno inferior-medio; son interpretadas como olistostromas y señalan el control de fallas normales dentro de la sedimentación turbidítica miocena.

Pomar et al. (1983), reconociendo las estructuras de cabalgamiento de Fallot, señalan la importancia de las fallas verticales y de la resedimentación olistostrómica en las deformaciones del Mioceno y en las premiocénicas del Jurásico-Cretácico inferior.

El mismo año se publica la guía de las excursiones del Terciario de las Baleares, en el X Congreso Nacional de Sedimentología celebrado en Menorca, donde se presentan diversos trabajos, de contenido básicamente sedimentológico pero también alguno de estructural, sobre las unidades estratigráficas del Terciario.

El año 1984, Alvaro y Del Olmo resumen los datos estructurales obtenidos a partir de la realización de los mapas a escala 1:50.000 de toda la isla de Mallorca (proyecto MAGNA). Confirmando el modelo de Fallot (1922), definen la Serra de Tramuntana como un sistema de cabalgamientos,



en el sentido de Boyer y Elliot (1982). Asignan un acortamiento de la Serra comprendido entre los 15 y 50 kms y definen 5 grandes unidades tectónicas.

Rodríguez-Perea (1984), en su Tesis Doctoral define dentro de los materiales miocenos de la Serra de Tramuntana dos secuencias deposicionales: la Formación calcarenítica de Sant Elm (Oligoceno superior-Aquitaniense) y la Formación turbidítica de Banyalbufar (Burdigaliense-Langhiense inferior).

Ramos-Guerrero y otros (1985) y también Ramos-Guerrero (1988) definen dos unidades litoestratigráficas dentro de los materiales paleógenos de la Serra de Tramuntana: la primera, la Formación Calizas de Paguera, es de edad comprendida entre el Luteciense superior y el Bartonense; y la segunda, que engloba tanto la Formación detrítica de Cala Blanca como la Formación Calcarenitas de Alaró, pertenece al Eoceno superior y al Oligoceno.

El año 1989, Alvaro y otros, completando su trabajo anterior (Alvaro et al., 1984), describe las unidades litoestratigráficas correspondientes a los materiales jurásicos de toda la isla de Mallorca.

El mismo año, Ramos-Guerrero y otros (1989) elaboran una evolución tectosedimentaria del Cenozoico de la isla de Mallorca, en la cual remarcan el gran cambio paleogeográfico que supone el tránsito Paleógeno-Neógeno, que atribuyen al inicio del emplazamiento generalizado de los cabalgamientos. Interpretan los materiales miocénicos como sinorogénicos.

Roca y Vergés (1989) estudian la evolución neógena del extremo SO de la Serra de Tramuntana y a partir del análisis mesoestructural distinguen tres situaciones tectónicas principales: la primera, compresiva con dirección de acortamiento ESE-ONO a E-O, va ligada al emplazamiento de los cabalgamientos. La segunda es de tipo direccional (ya puesta de manifiesto por Pomar y otros, 1983) con una dirección de esfuerzo máximo ESE-ONO a E-O y la tercera presenta un carácter extensivo, con direcciones de esfuerzo mínimo NO-SE a NNE-SSO y es probablemente de edad Serravallense o posterior.

Freeman y otros (1989) estudian el paleomagnetismo de las calizas del Jurásico y determinan que no hubo una rotación diferencial entre dos láminas cabalgantes, una en la Serra de Tramuntana y la otra en las Sierras de Levante, aunque los ejes de los pliegues en las dos láminas son perpendiculares entre sí.

Sàbat y otros (1990) describen en detalle las estructuras en duplex de dos ventanas tectónicas que afloran cerca de Puigpunyent. Asimismo presentan un mapa geológico y una serie de cortes de la parte sudoccidental de la Serra de Tramuntana. También señalan el carácter sinorogénico de los materiales miocénicos.

Ferrús (1990) y Ferrús et al. (1992) estudian la estructura de los alrededores del Puig Tomir y también interpretan unos depósitos miocénicos como sincrónicos con los cabalgamientos.

Gelabert et al. (1992) publican un mapa estructural de la Serra de Tramuntana y presentan tres cortes geológicos transversales compensados.

Gil (1994) estudia los alrededores del Puig de Son Fe; presenta un mapa geológico y estructural y una evolución cinemática del área.

## 2. INTRODUCCIÓN

Los cortes geológicos que se presentan corresponden a diversas transversales de la Serra de Tramuntana de Mallorca. Exceptuando el caso de alguna estructura concreta, los cortes se han realizado paralelos al sentido de transporte tectónico.

### 2.1. Sentido de transporte tectónico

El mejor indicador del sentido de transporte tectónico de un sistema de cabalgamientos se deduce a partir de la geometría, a escala cartográfica, de los propios cabalgamientos y de otras fallas asociadas. La dirección de buzamiento de los cabalgamientos, la orientación de los ejes de los pliegues asociados, la disposición de las microestructuras asociadas (esquistosidad, alineaciones de estiramiento...) no son indicadores adecuados de la dirección de movimiento ya que su disposición puede estar condicionada por deformaciones anteriores, haber sido alterada posteriormente o responder a situaciones locales determinadas, por ejemplo, por la existencia de rampas laterales u oblicuas (Butler, 1985).

En la Serra de Tramuntana el transporte tectónico general, deducido a partir de la cartografía y de los cortes, es hacia el NO. Para precisar la dirección media de transporte tectónico se han trazado líneas tangentes a la traza de los cabalgamientos (Fig. 8), tanto en zonas de rampas laterales y oblicuas como frontales. La dirección de transporte tectónico es perpendicular a las rampas frontales y paralela a las rampas laterales. La dirección media de transporte tectónico calculada por este método, a partir de los límites erosivos actuales, es N324°E.

Las líneas de interrupción (*cut-off lines*), correspondientes a la intersección entre una superficie estratigráfica y el cabalgamiento, son paralelas a las rampas y facilitan el conocimiento de la dirección de transporte. En la figura 9 se muestran las líneas de interrupción dibujadas para el sector central de la Serra de Tramuntana. Exceptuando la línea marcada con un asterisco, las líneas de interrupción pertenecen al bloque superior de los cabalgamientos y presentan una orientación general N052°E. Únicamente la línea de interrupción trazada en la rampa oblicua de Escorca presenta una orientación claramente diferente: N089°E, formando un ángulo de 37° con las anteriores. Tanto en el Puig Roig, como en el de Massanella, el Puig de Sa Fita, Sa Mola y Biniatró, los cabalgamientos cortan ascendentemente la serie estratigráfica en sentido SE, indicando el sentido general de transporte. En la rampa oblicua de Escorca la superficie de cabalgamiento sube en la serie en sentido N. El sentido medio de transporte tectónico deducido por este método es N322°E, plenamente coincidente con el método anterior.

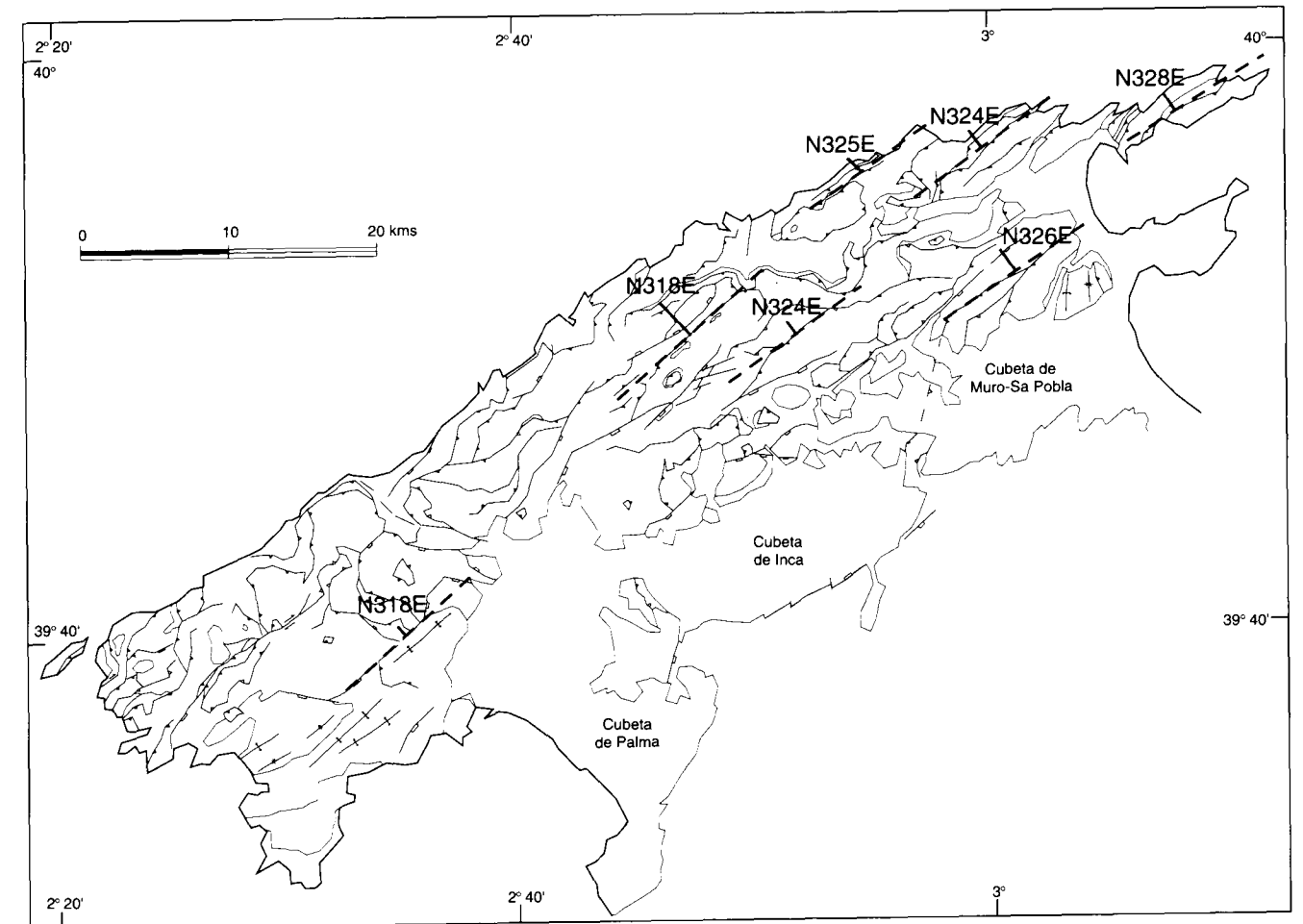


Fig. 8.- Determinación de la dirección general de transporte tectónico a partir de la delineación de líneas tangentes a la traza de los cabalgamientos. La dirección resultante es N322°E.

Los pliegues y cabalgamientos con orientación N-S existentes a lo largo de una pequeña franja al N de Andratx, SO de la Serra de Tramuntana, claramente oblicuos a las estructuras compresivas más sobresalientes de la Serra y de Mallorca en general, han sido interpretadas como genéticamente relacionados con rampas oblicuas (Roca y Vergés, 1989).

Por otro lado, los datos paleomagnéticos existentes (Freeman et al., 1989; Parés et al., 1988 y 1992) señalan dos etapas de rotación dextra: una miocena superior-pleiocena, que queda registrada por la rotación de entre 14° y 38° que presentan los sedimentos de esta edad, y una Mioceno inferior-medio, en la cual, una vez deducida la rotación anterior, los materiales anteriores al Serravallense rotaron entre 15° y 40°, también en sentido dextro. Las rotaciones no son uniformes sino que varían entre los diferentes afloramientos, sugiriendo que al menos una parte de la rotación sea debida a rotaciones de bloques a pequeña escala (Parés et al., 1992). Estos trabajos no hacen referencia a giros relativos entre las unidades tectónicas de la Serra de Tramuntana. A partir de parecidas direcciones de la ChRM (Magnetización Remanente Característica) de las rocas mesozoicas de una lámina de la Serra de Tramuntana y de otra de las Sierras de Levante, los

autores concluyen que no hubo rotaciones diferenciales entre estas dos láminas cabalgantes y que las paleodeclinaciones magnéticas indican una rotación en sentido horario de 35° de todo el conjunto, a partir del tiempo de la magnetización, la cual se produjo antes del Oligo-Mioceno.

### 2.2. Métodos de dibujo y de restitución empleados para la construcción de los cortes geológicos

Para la realización de los cortes geológicos se ha utilizado el método kink, en el cual se asume que 1) los pliegues son paralelos, con los flancos rectos y las charnelas angulosas y 2) que los pliegues están compuestos de paneles donde las capas presentan un buzamiento casi constante. Siempre que el espesor de las capas sea constante, la superficie axial bisecta los flancos. Allí donde dos superficies axiales se intersectan, nace una nueva superficie axial que bisecta igualmente los flancos (Suppe, 1985).

El método kink tiene la ventaja de que se hacen buenas predicciones de la geometría de los pliegues, incluso para pliegues curvados, se facilita la medición y rectificación de la

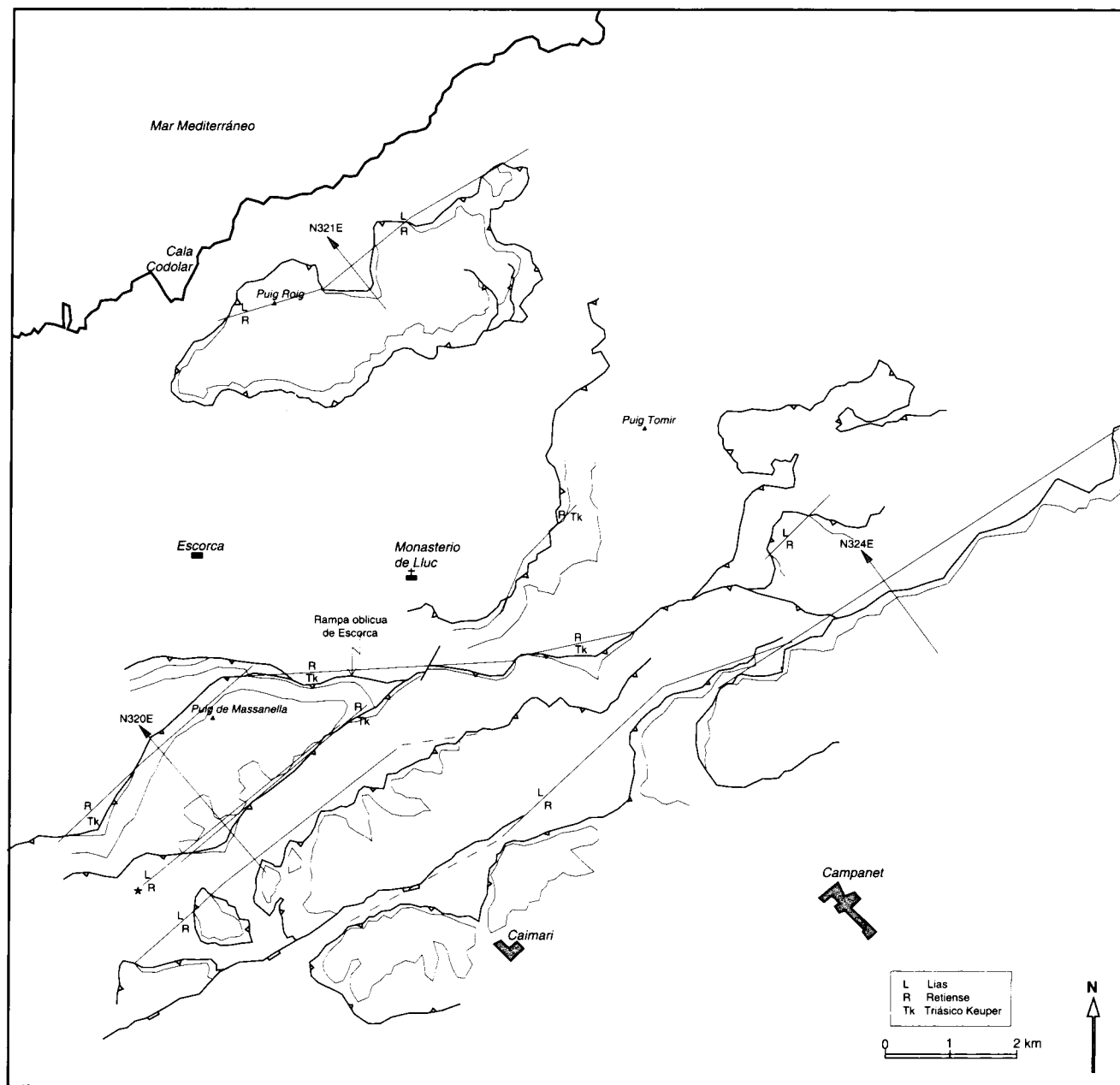


Fig. 9.- Las líneas de interrupción en el sector central de la Serra de Tramuntana presentan una orientación general N-052°E, exceptuando la asociada a la rampa oblicua de Escorca con orientación N-089°E, formando un ángulo de 37° con las anteriores. El sentido de transporte tectónico deducido por este método es N-322°E.

longitud y la inclinación de las líneas y, además, resulta más sencillo restituir una estructura compuesta de segmentos rectos (Suppe, 1985).

Para la restitución de los cortes geológicos se ha utilizado el método de la conservación de la longitud de las capas (Hunt, 1957). Se ha considerado que el plegamiento es cilíndrico y que el área se mantiene constante en el plano de corte durante el acortamiento.

Para la restitución de los materiales incompetentes (Keuper y Dogger-Malm-Cretácico) no se ha utilizado el método de la

conservación de las áreas a causa de que los afloramientos no permiten controlar su espesor a lo largo de los cortes, y por lo tanto se ha considerado una potencia uniforme y se han restituido por el método de la conservación de la longitud de las capas.

En la realización de los cortes se ha intentado que estos cumplan la ley del mínimo acortamiento (Dahlstrom, 1969), según la cual, cuando no se conoce la posición de las rampas de los bloques superior y/o inferior de un cabalgamiento, este se ha de reconstruir de tal forma que represente el mínimo acortamiento posible.

### 2.3 Análisis geométrico de los pliegues asociados a cabalgamientos

La mayoría de los cortes geológicos que se presentan en la próxima sección se han construido a partir únicamente de datos de superficie, es decir, del mapa geológico y de los buzamientos recogidos. En la Serra de Tramuntana no se ha realizado jamás una línea sísmica y, además, existen muy pocos sondeos con profundidad suficiente (más de 300 m) para que sean de utilidad en la realización de los cortes. De todo ello resulta una falta de restricciones en la construcción de los cortes. Este problema se ha solucionado en parte mediante la aplicación de los modelos que presentan relaciones cuantitativas entre la morfología de los pliegues (observables total o parcialmente en superficie) y la de las fallas. Por su interés y por su amplia aceptación y aplicación en la realización de los cortes geológicos compensados y en la interpretación de las líneas sísmicas, se presenta a continuación un breve resumen de estos modelos.

Es una observación frecuente que en los cinturones orogénicos con tectónica de cabalgamientos peliculares, los pliegues estén íntimamente relacionados, espacial y geoméricamente, con las fallas; el pliegue es el resultado directo del desplazamiento de un bloque a lo largo de una falla. En función de la interacción entre el cabalgamiento y el pliegue estos han sido descritos (Suppe, 1983, 1985, Suppe y Medwedeff, 1990, Jamison, 1987) como pliegues de inflexión de fallas (*fault-bend folds*), pliegues de propagación de fallas (*fault-propagation folds*) y pliegues de despegue (*décollement folds*, *detachment folds*).

**2.3.1. Pliegues de inflexión de falla (*fault-bend folds*)** -Suppe, 1983, 1985, Suppe et al., 1992:- El pliegue de inflexión de falla más simple presenta un solo escalón desde un nivel de despegue a otro (Fig. 10). En este modelo el pliegue se forma en el bloque superior del cabalgamiento. El cabalgamiento precede al pliegue. Las capas del bloque superior se pliegan pasivamente al pasar por las inflexiones de las rampas, mientras que las capas del bloque inferior no se deforman. En la figura 10-A se muestra el desarrollo secuencial de un pliegue de inflexión de falla. La figura 10-A1 y 2 muestra el pliegue en unos primeros estadios de crecimiento. La parte frontal del anticlinal presenta un *kink band* AT con la superficie axial (o charnela del pliegue) izquierda (I') inactiva y la derecha (A') activa. Las superficies axiales activas son el lugar de plegamiento activo y se encuentran fijadas al bloque inferior. Las inactivas se encuentran fijadas al bloque superior y viajan con él durante el desplazamiento. La parte trasera del anticlinal muestra el *kink band* AI, también con una superficie axial izquierda (I) inactiva y la derecha (A) activa. Cabe notar que las dos superficies axiales activas están estacadas en las inflexiones del bloque inferior (es decir, en los puntos de interrupción del bloque inferior), mientras que las superficies axiales inactivas acaban en los correspondientes puntos de interrupción del bloque superior. De esta manera el desplazamiento total en la falla es igual a la amplitud del *kink band* AI en los sedimentos pre-tectónicos.

Cuando el desplazamiento en la falla iguala la longitud de la rampa (Fig. 10-3) la superficie axial A' es liberada del punto de interrupción del bloque inferior y se convierte en la inac-

tiva I'. Desde este momento, la superficie axial A' queda estacada al bloque inferior (Fig. 10-4). En el estadio final las dos superficies axiales de la parte trasera del anticlinal son activas.

En este tipo de plegamiento las partículas se mueven paralelamente a la orientación local de la falla. El levantamiento tiene lugar instantáneamente y se da únicamente sobre la rampa, en la zona limitada por las dos superficies axiales activas.

La figura 10-B muestra la secuencia en el desarrollo de un pliegue de inflexión de falla y la geometría de los sedimentos depositados sincrónicamente al movimiento. La figura muestra una alta tasa de sedimentación relativa al desplazamiento de la falla ya que el techo se mantiene horizontal, sin que exista un desarrollo batimétrico o topográfico. La historia del desplazamiento está registrada en los triángulos de crecimiento que disminuyen de longitud hacia el techo.

Dentro de los sedimentos sintectónicos se encuentran las superficies axiales de crecimiento que corresponden al conjunto de partículas depositadas en la superficie axial activa durante la deformación. La inclinación de esta superficie axial de crecimiento es función de la relación entre la tasa de sedimentación y la tasa de desplazamiento a lo largo de la falla: presenta un mayor buzamiento con un incremento de la sedimentación y su buzamiento decrece con un aumento del desplazamiento de la falla. En la figura 10-B se observa como una disminución en la tasa de sedimentación relativa al desplazamiento de la falla comporta una disminución en la inclinación de la superficie axial de crecimiento (los niveles estratigráficos 1,2,3 y 4 corresponden a una tasa de sedimentación mayor que los niveles 5 y 6 -Fig. 10-B2-3- y por este motivo la superficie axial de crecimiento buza menos en este último caso).

Suppe (1983), a partir del estudio de los pliegues individuales, presenta una tabla (su tabla 1) en la que relaciona el buzamiento de la parte trasera del anticlinal, el buzamiento en la parte delantera y el buzamiento de la falla. El modelo asume que no hay cambios en estos ángulos durante la evolución del pliegue. La tabla es también válida para estructuras más complicadas con diversos cabalgamientos implicados. El manejo de esta tabla ha sido muy útil para la construcción de los cortes que se presentan en la memoria.

**2.3.2. Pliegues de propagación de falla (*fault-propagation folds*)** -Suppe y Medwedeff, 1984, 1990, Suppe et al., 1992, Mitra, 1990:- el pliegue de propagación de falla también está asociado al bloque superior de un cabalgamiento (Dahlstrom, 1969), sin que exista deformación en el bloque inferior. El pliegue se desarrolla simultáneamente con el cabalgamiento. El desplazamiento a lo largo del cabalgamiento disminuye a lo largo de este hasta ser nulo en el punto de contorno, delante del cual se desarrolla el pliegue, que puede ser cortado finalmente por el cabalgamiento. La geometría final del pliegue dependerá del punto por donde el cabalgamiento corte el pliegue. El pliegue de propagación de falla explica la común asociación en las cadenas de plegamiento de pliegues asimétricos, con un flanco vertical o invertido, adyacentes a cabalgamientos.

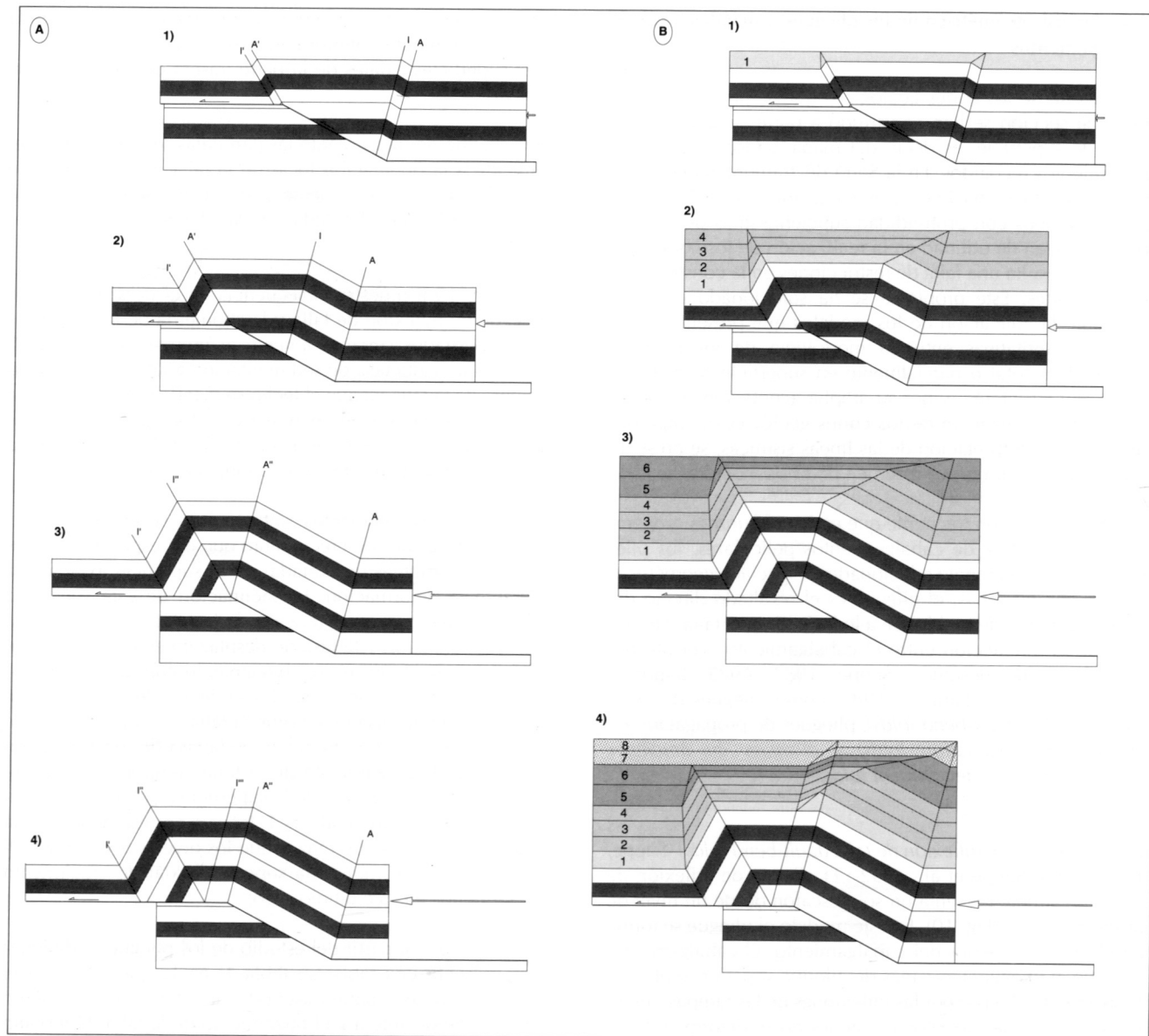


Fig. 10.- A.-Desarrollo cinemático de un pliegue de inflexión de falla como resultado de una inflexión de 30° en el cabalgamiento (Suppe y Namson, 1979). B.- Desarrollo secuencial de un pliegue de inflexión de falla y geometría de los sedimentos depositados sincrónicamente al movimiento, en un ambiente donde la tasa de sedimentación es mayor que el desplazamiento de la falla, ya que el techo se mantiene horizontal, sin desarrollo batimétrico o topográfico (Suppe et al., 1992, ligeramente modificado). Ver explicación en el texto.

La figura 11 muestra el modelo del progresivo desarrollo de un pliegue de propagación de falla. Las superficies axiales B, B' y A' son activas mientras que la A y la C son inactivas. La superficie axial A' se acaba en el punto de contorno. El punto de contorno se encuentra en el mismo nivel estratigráfico que el punto en el que confluyen las superficies axiales A, B' y C. Con la propagación de la falla, las capas se pliegan al paso por la superficie axial A', desde la posición horizontal hasta entrar en el empinado *kink band* A'A. Las capas también se pliegan al paso por la superficie axial B', desde la horizontal, en la cresta del anticlinal, hasta el buzamiento del *kink band* B'B. Por otro lado, la superficie axial B está

estacada en el bloque inferior, de manera similar al pliegue de inflexión de falla.

La figura 11-B muestra la geometría de los sedimentos sincrónicos con el desarrollo del pliegue de propagación de falla. Ya que los flancos de los pliegues crecen por migración de los *kink band*, con un buzamiento constante, los *kink band* tendrán una longitud cada vez menor, al ir subiendo dentro de la serie sintectónica. La geometría que se prevé es la que se presenta en la figura, para el caso de una tasa de sedimentación alta (ya que no se desarrolla un relieve topográfico o batimétrico) y constante, relativa a la tasa de des-

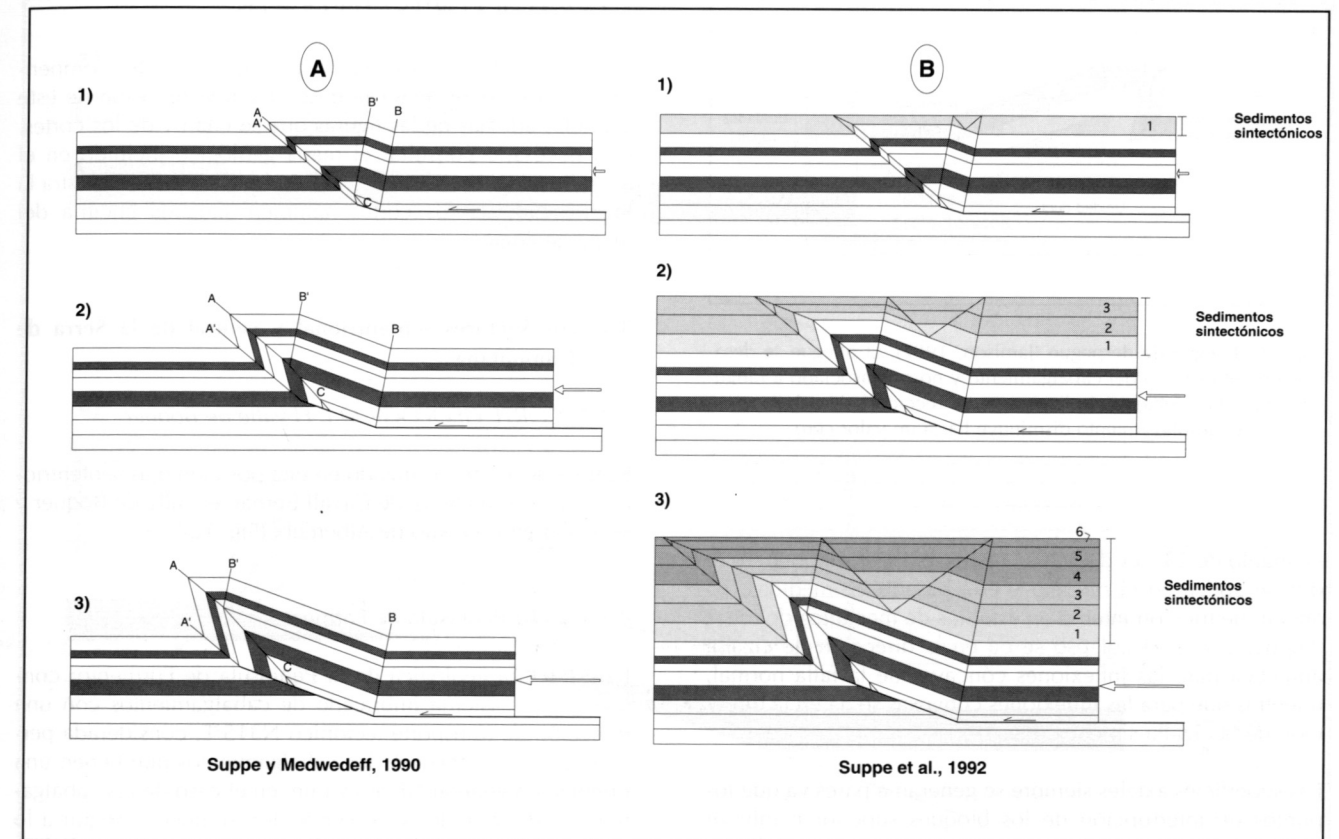


Fig. 11.- A.- Modelo del desarrollo progresivo de un pliegue de propagación de falla, con un ángulo de rampa inicial de 20° (Suppe y Medwedeff, 1990) B.- Desarrollo secuencial de un pliegue de propagación de falla con una tasa de sedimentación, sincrónica al movimiento, mayor que la tasa de desplazamiento en la falla, sin que se produzca un desarrollo batimétrico o topográfico. Las superficies axiales del flanco trasero son activas, y el triángulo de capas horizontales (del flanco trasero) registra su progresivo ensanchamiento.

plazamiento de la falla. La propiedad clave para explicar la geometría de los flancos traseros de los pliegues de propagación de falla es que las dos superficies axiales son activas y se separan progresivamente. El triángulo con capas horizontales en el flanco posterior registra el progresivo ensanchamiento del flanco a lo largo del tiempo. El vértice de este triángulo registra la posición inicial de las dos superficies axiales antes de la deformación.

Suppe y Medwedeff (1990) relacionan mediante una serie de gráficos y curvas (sus figuras 19 y 20), el ángulo entre flancos con el ángulo de la rampa de bloque inferior del cabalgamiento.

2.3.3. *Pliegues de despegue (detachment folds)* -Laubscher, 1977; Jamison, 1987; Dahlstrom, 1990:- El pliegue de despegue (Fig. 12) se produce en el extremo de un cabalgamiento pero no está asociado a ninguna rampa. El pliegue precede al cabalgamiento. Este tipo de pliegues es muy común por encima de unidades dúctiles como las sales o los yesos. De entre los tres modelos explicados, este es el modelo menos frecuente en la Serra de Tramuntana.

## 2.4. Análisis geométrico de los pliegues asociados a fallas normales

En la Serra de Tramuntana y en Mallorca en general, se han localizado numerosas fallas normales cuya geometría en profundidad es desconocida. El modelo seguido para la representación de la morfología de las fallas normales presentes en los cortes geológicos realizados y en los perfiles sísmicos interpretados es el de Xiao y Suppe (1992) para la evolución del *rollover* y de los sedimentos sintectónicos asociados.

En este modelo el bloque superior se deforma por colapso creando un pliegue a causa de las inflexiones de la falla (*fault-bend folding*). Según este modelo, una superficie axial activa nace de cada punto de inflexión de la falla. Durante el colapso esta superficie axial está orientada paralelamente a la dirección de movimiento de cada partícula relativa al bloque superior. La dirección de colapso del bloque superior coincide con la falla normal antitética o sintética, o con la dirección de las superficies de fricción de Coulomb, orientadas entre 20° y 25° respecto al máximo esfuerzo principal, que en el caso de la deformación extensional es subvertical.



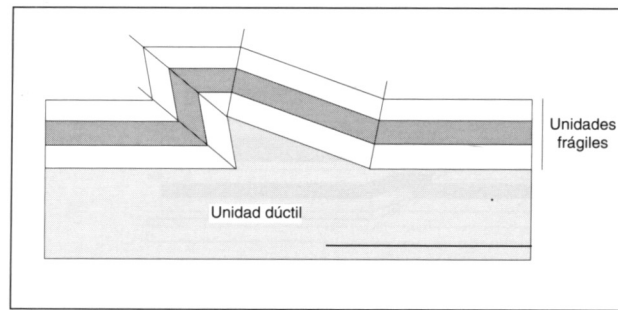


Fig. 12.- Pliegue de despegue (Jamison, 1987). El pliegue se desarrolla en el extremo del cabalgamiento y no está asociado a ninguna rampa. Por debajo del pliegue y en dirección hacia el antepaís, el desplazamiento disminuye hasta un valor cero.

El ángulo de  $23^\circ$  (es decir,  $67^\circ$  respecto a la horizontal) es el que se aplica en el modelo y está basado en medidas del ángulo de fricción interna en estudios de mecánica de rocas (Suppe, 1985). El colapso se da en la dirección de cizalla antitética para las inflexiones cóncavas de la falla normal, mientras que para las inflexiones convexas se da en la dirección de la cizalla sintética (Fig. 14).

Las superficies axiales siempre se generan a pares ya que los puntos de interrupción de los bloques superior e inferior también se generan a pares. Así a cada superficie axial activa le corresponde otra inactiva. En este modelo el espesor de las capas no se preserva por ser geoméricamente imposible, ya que muchas de las fallas forman un ángulo muy alto con la estratificación (Suppe, 1983). Xiao y Suppe, 1992, presentan una relación geométrica y cuantitativa entre la morfología de la falla y la del pliegue asociado (Fig. 15).

La figura 13 muestra el efecto de los sedimentos sintectónicos en la morfología del pliegue. La superficie axial inactiva *I* se reorienta al entrar dentro de los sedimentos sintectónicos, los cuales reflejan la progresiva reducción hacia el techo de la amplitud del *kink band* que llega a ser cero en la actual superficie deposicional, donde coinciden las superficies axiales activa (*A*) e inactiva (*I*). La superficie axial que conecta estas dos superficies axiales se denomina superficie axial de crecimiento (*growth axial surface*, Suppe et al., 1991). La superficie axial de crecimiento (*G*) registra en cada capa la posición de la superficie axial activa en el tiempo de la sedimentación. Por ejemplo, la partícula *p*, depositada a lo largo de la superficie axial activa en la figura 13-2b, cae a lo largo de la superficie axial de crecimiento en un estadio posterior de la deformación (Fig. 13-3). La inclinación de esta superficie axial de crecimiento depende de la relación entre la tasa de sedimentación y la tasa de desplazamiento a lo largo de la falla: el buzamiento es mayor con un incremento de la sedimentación y su buzamiento decrece con un aumento del desplazamiento de la falla. En la figura 13-3 se observa como los niveles estratigráficos 4, 5 y 6 corresponden a un periodo donde la tasa de sedimentación respecto a la de desplazamiento era mayor que durante el depósito de los niveles 1, 2 y 3. La superficie axial de crecimiento (*G*) refleja claramente el repentino aumento en la tasa de sedimentación mediante un súbito aumento en su inclinación.

### 3. LA RED DE CORTES GEOLÓGICOS

A continuación se presentan y discuten los cortes compendados. Para poder seguir la descripción y discusión de este capítulo, además de las figuras que se citan y de los cortes, será necesario consultar el mapa geológico incluido en el apéndice final de esta memoria. En la figura 16 se muestra la localización de los cortes, también situados encima del mapa geológico.

#### 3.1. Los Sectores septentrional y central de la Serra de Tramuntana

##### 3.1.1. CORTE GEOLÓGICO I: El valle de Bóquer

Se trata del corte localizado en una posición más septentrional. Atraviesa la Serra de Cavall Bernat, el valle de Bóquer y se acaba en el predio de Albercutx (Fig. 18).

##### 3.1.1.1. La Península de Formentor

La estructura geológica de la Península de Formentor consiste en un sistema imbricado de cabalgamientos con una dirección de transporte tectónico  $N315^\circ E$ , considerada perpendicular a la traza de los cabalgamientos que tienen una orientación general NE-SO y que, en el caso de los cabalgamientos del Mirador y de Formentor, se pueden seguir a lo largo de más de 8 km. Localmente, la traza del cabalga-

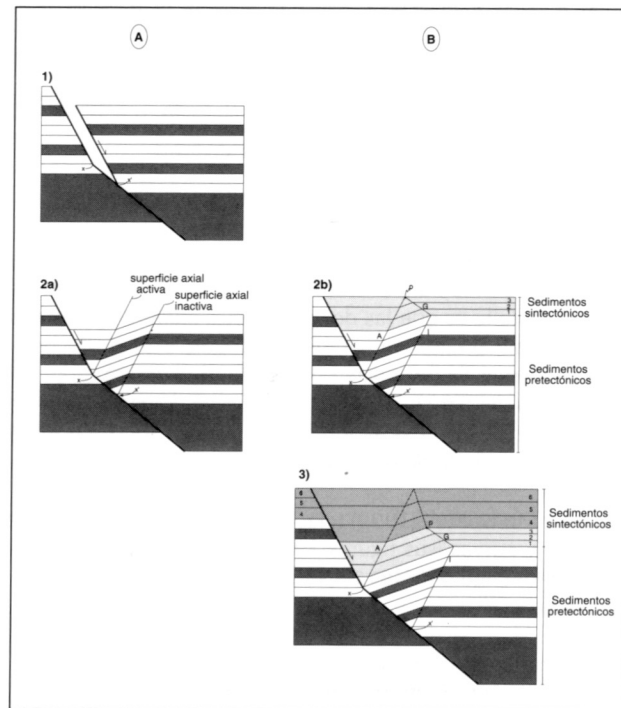


Fig. 13. A.- Modelo de formación de un rollover a causa de la inflexión cóncava de la falla normal. El colapso se da en la dirección de la falla normal antitética y es paralelo a la superficie axial B.- Modelo A, con la geometría de los sedimentos sincrónicos al desplazamiento de la falla normal (Xiao y Suppe, 1992). Para más detalles, consultar el texto.

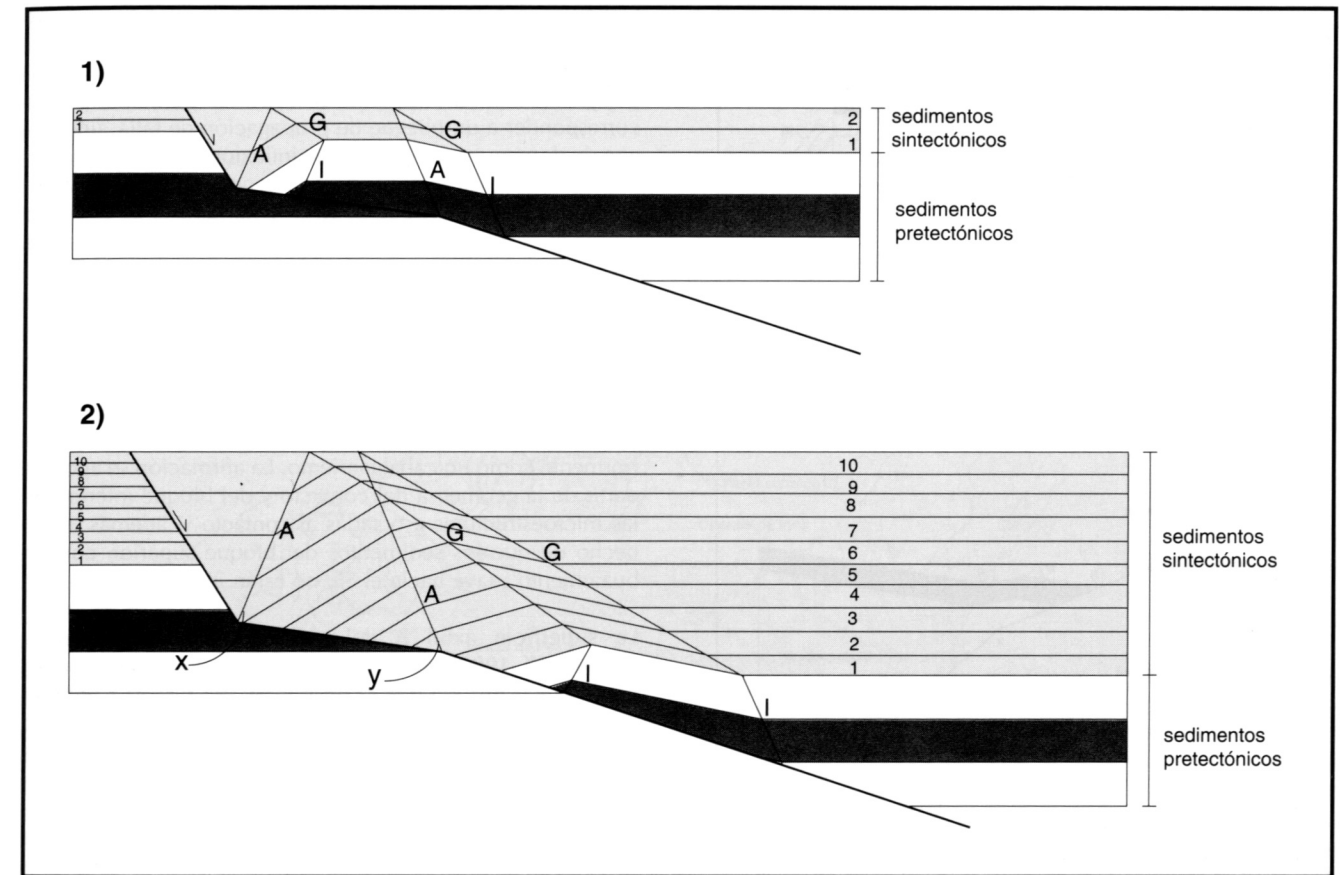


Fig. 14.- Pliegue debido al movimiento de la falla normal a lo largo de dos inflexiones de la falla, una cóncava y la otra convexa. Las dos áreas en que buzan los sedimentos se hallan rodeadas por superficies axiales. En 1) los dos grupos de superficies axiales aún no se superponen, mientras que en 2) ya se superponen. El panel con un menor buzamiento en sentido antitético es debido al hecho que se ha plegado en primer lugar al pasar a través de la superficie axial antitética *x* y se ha desplegado parcialmente al pasar por la superficie axial sintética *y*.

miento de Formentor presenta una alineación N-S, que se interpreta relacionada con una rampa oblicua. La serie estratigráfica de las diferentes láminas incluye materiales del Keuper, Rhetiense, Lías y, discordantes sobre el resto, del Mioceno inferior, existiendo una laguna estratigráfica que abarca desde el Dogger hasta el Aquitaniense, los dos incluidos. La estructura está constituida por un conjunto de láminas cabalgantes imbricadas que presentan un sinclinal de bloque inferior vergente al NO y con un flanco meridional vertical o invertido (sinclinales de Cala Castell, Cala Sant Vicenç, Cala Bóquer -figura 17- y Cala Figuera). El núcleo de estos sinclinales está ocupado por materiales miocenos. Sólo una de estas estructuras, la de Cala Bóquer, será estudiada en detalle en este apartado.

##### 3.1.1.2. El valle de Bóquer

La Serra de Cavall Bernat corresponde al flanco septentrional del sinclinal del valle de Bóquer, cuyo plano axial está orientado  $N050^\circ E$  y buza unos  $55^\circ$ , aproximadamente, hacia el SE. Los materiales miocenos son claramente discordantes y se disponen estratigráficamente sobre las dolomías rhetienses, invertidas, en el flanco meridional del sinclinal, y sobre las calizas liásicas en el flanco septentrional (Fig. 18).

Una lámina de calizas liásicas está situada sobre las dolomías rhetienses invertidas del flanco meridional del sinclinal, mediante un contacto tectónico que buza unos  $20^\circ$  hacia el SE (figura 19). Las microestructuras del contacto (figura 19) se pueden agrupar en dos conjuntos: una esquistosidad buzando suave hacia el NO u O, que presenta estrías dirigidas hacia el NE o E, compatibles con un movimiento del bloque superior hacia el ENE, y otra esquistosidad que buza fuerte hacia el SE, con estrías dirigidas hacia el NO, coherente con el desplazamiento del bloque superior hacia el NO. El movimiento del contacto tectónico durante la formación de la segunda esquistosidad mencionada es compatible con los cabalgamientos, mientras que el movimiento asociado a la segunda esquistosidad implica extensión. De esta manera la relación geométrica antes explicada se interpreta como una falla normal premiocena, invertida durante el funcionamiento de los cabalgamientos miocenos. Esta hipótesis viene avalada, además, por el hecho de que encima del Lías del bloque superior se encuentran materiales del Mioceno inferior discordantes. Si se restituye el conjunto del Mioceno inferior a la horizontal, el contacto tectónico tiene una geometría de falla normal.

La inclinación original de la falla se ha obtenido a partir de la relación entre el buzamiento actual de las capas del blo-

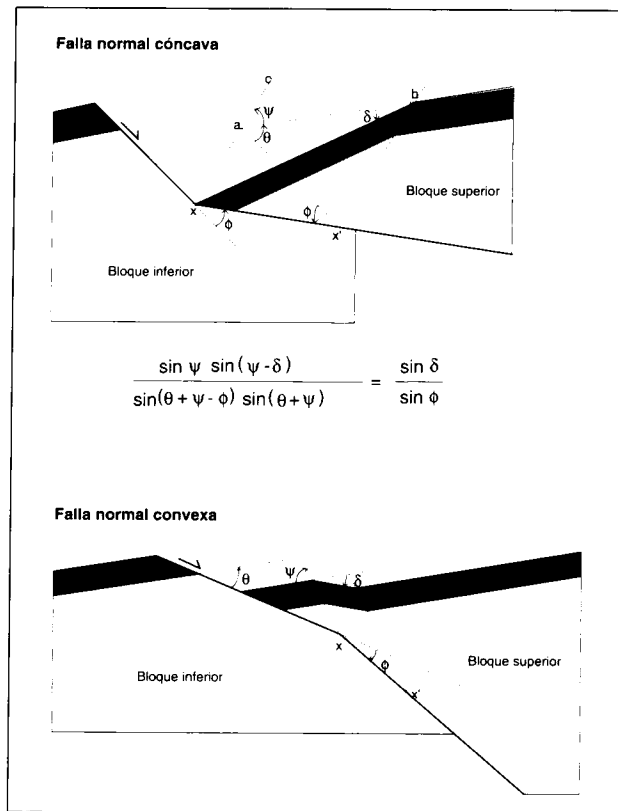


Fig. 15.- Relación geométrica entre la forma de la falla normal y la forma del pliegue asociado, por una sola inflexión de la falla. El colapso del bloque superior se da en la misma dirección que la superficie axial (ax' y bx'). La geometría restituida de las capas inclinadas que forman el triángulo bxx' corresponde al triángulo abx'. La ecuación representa una relación cuantitativa entre la forma de la falla ( $\theta$  i  $\phi$ ) y la del pliegue ( $\delta$  i  $\psi$ ) (Xiao y Suppe, 1992).

que inferior y el de la falla, según la gráfica de Suppe, 1986 (figura 20), que permite restituir el plegamiento conjunto de la estratificación y fallas normales a su ángulo original. En el caso que estamos estudiando la inclinación actual de las capas ( $\delta b$ ) es de  $110^\circ$  (ya que las capas están invertidas -ver Fig. 21.B-), mientras que la de la falla ( $\delta$ ) es de  $20^\circ$ . Cuando se restituyen las capas a la horizontal, el buzamiento original de la falla ( $\delta o$ ) era de unos  $45^\circ$ , aproximadamente, hacia el SE. Este valor, aunque un poco bajo, es considerado aceptable para una falla normal.

Además del contacto discutido existen otros que funcionaron como fallas normales. Este es el caso del contacto que buza unos  $48^\circ$  (Figs. 19 y 21-B) hacia el SE y que se entronca con la falla anterior, ya que pone en contacto las dolomías invertidas (que buzaban fuerte hacia el SE) de la parte inferior de la serie del Rhetiense del bloque inferior, con las dolomías de la parte superior de la serie del Rhetiense (buzando unos  $30^\circ$  hacia el SE) del bloque superior. Este contacto es substractivo y cuando se restituyen las capas a la horizontal, tiene geometría de falla extensional (Fig. 21-A). De hecho, como se verá posteriormente, este contacto puede ser la misma falla anterior (de  $20^\circ$  de buzamiento) pero plegada.

Dado que las capas del bloque superior y las del bloque inferior de esta falla tienen disposiciones diferentes, el conjunto puede ser considerado como la suma de una falla y un pliegue (anticlinal vergente al NO). El conjunto podría corresponder a un pliegue de propagación de falla, un pliegue de despegue o un pliegue de inflexión de falla del modo II. A continuación se comparará la geometría de esta estructura con los modelos geométricos y numéricos de este tipo de pliegues diferentes con la finalidad de discutir cómo se pudo originar la estructura descrita.

### 1. Pliegue de propagación de falla

Como se ha dicho anteriormente, el contacto que buza  $20^\circ$  es una falla normal, plegada, que ha sido reanudada posteriormente como un cabalgamiento. La afirmación se apoya a partir de la geometría del contacto y del bloque inferior, de las microestructuras asociadas al contacto y, además, en el hecho de que los sedimentos del bloque superior, con un buzamiento suave hacia el SE, no están invertidos.

La superficie axial A del modelo (Fig. 22 -Suppe y Medwedeff, 1990, Mitra, 1990, entre otros), en nuestro caso ha de buzar  $46^\circ$ , ya que corresponde a la bisectriz entre el flanco invertido, con el conocido buzamiento de  $70^\circ$  hacia el SE y el flanco normal, paralelo a la rampa y que en nuestro caso lo consideramos de  $22^\circ$ . Por tanto, el cabalgamiento que se observa en superficie buzando  $48^\circ$  ha de entroncarse con la superficie axial A. Esta superficie es una falla extensional ya que pone en contacto materiales de la parte baja de la serie del Rhetiense del bloque inferior con los de la parte alta del Rhetiense del bloque superior. De esta manera, el contacto que buza  $20^\circ$  y la superficie axial A son la misma falla. Es decir, es una falla plegada: el contacto de  $20^\circ$  está en el flanco invertido y la superficie axial en el flanco normal. Una vez restituida la pendiente original de la falla, el segmento del flanco invertido buza  $45^\circ$  y el segmento del flanco normal  $24^\circ$  ( $46^\circ - 22^\circ$ ) (Fig. 21-A).

Una vez conocidos los buzamientos de los flancos invertido y normal de la estructura anticlinal, de la superficie axial A, de la superficie axial del sinclinal (y, por tanto, también del anticlinal) y supuesto el buzamiento de la rampa, ya se puede realizar el corte.

Se considera que el buzamiento inicial de la rampa de la estructura de Cala Bóquer ( $\alpha$  en la figura 22) podría estar comprendido entre  $20^\circ$  y  $25^\circ$ . Para que una rampa con estos valores genere un anticlinal con un ángulo entre flancos de  $48^\circ$ , igual al que se observa en Cala Bóquer, se ha de producir un adelgazamiento del flanco invertido de entre el 15% y el 35% (Fig. 22). A pesar de no tener datos concretos de cual es el adelgazamiento real en el caso de la estructura de Cala Bóquer, se considera que estos valores podrían ser apropiados. Ángulos iniciales de rampa superiores a  $25^\circ$  implican adelgazamientos superiores a  $50\%$ , valor que parece excesivo.

Se concluye que la estructura de Cala Bóquer puede ser explicada como un pliegue de propagación de falla, el cual presenta una falla extensional anterior. En la literatura geológica este tipo de ejemplos no son nuevos (ver Suppe y Medwedeff, 1990, figs 26 y 27).

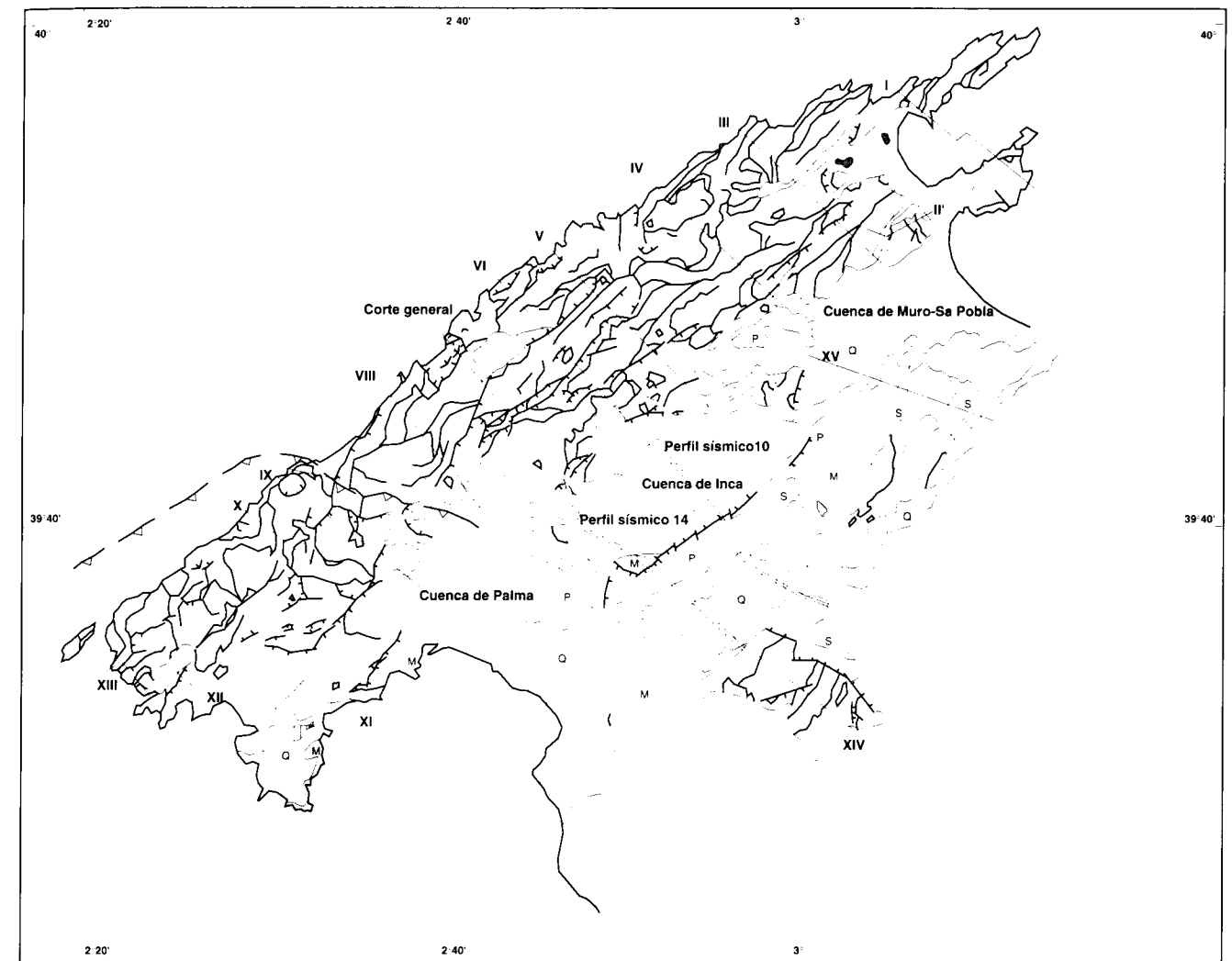


Fig. 16.- Situación de los cortes geológicos realizados, sobre el mapa tectónico de la mitad occidental de la isla de Mallorca.

### 2. Pliegue de despegue.

Para el análisis de un pliegue de despegue se ha de especificar la relación altura del pliegue/espesor de la unidad dúctil que rellena el núcleo del pliegue (Fig. 23 -Jamison, 1987). El espesor del Keuper es desconocido en esta localidad porque no aflora, pero según los datos bibliográficos (Rodríguez-Perea et al., 1983) en Cala Tuent es de unos 200 metros aproximadamente. La altura del pliegue es de unos 600 metros (Fig. 24). Así pues, la relación altura/espesor es de 3, aproximadamente. En la figura 23 se muestra la relación entre el buzamiento del flanco normal del pliegue y el ángulo entre flancos, para un valor 3 del cociente altura del pliegue/espesor de la unidad dúctil. En nuestro caso el ángulo de inclinación del flanco normal es de  $22^\circ$  y el ángulo entre flancos es de  $48^\circ$ . A estos valores les corresponde un engrosamiento del flanco invertido de más del 100%, lo cual no está de acuerdo con las observaciones micro y mesoestructurales apreciadas que indican un adelgazamiento del flanco invertido. Así se considera muy improbable que la estruc-

tura de Cala Bóquer se haya generado como un pliegue de despegue.

### 3. Pliegue de inflexión de falla.

Es obvio que la estructura de Cala Bóquer no es un pliegue de inflexión de falla del modo I (Fig. 25) porque presenta el flanco delantero invertido y para explicar este hecho se necesitan diversas imbricaciones en profundidad (un mínimo de 3, según la tabla I de Suppe, 1983). En este caso se trata de discutir si la estructura puede ser explicada como un pliegue de inflexión de falla del modo II (Fig. 25 -Suppe y Namson, 1979; Suppe, 1983; Jamison, 1987, 1992).

El análisis geométrico no provee un método directo para distinguir entre el modo II del pliegue de inflexión de falla y un pliegue de propagación de falla truncado y transportado, pero a partir de consideraciones cinemáticas se puede argumentar que el modo II de pliegue de inflexión de falla pre-

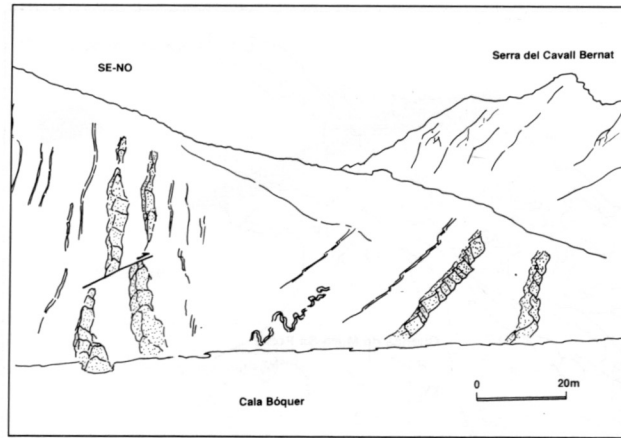


Fig. 17. - El sinclinal de Cala Bóquer incluye las turbiditas del Mioceno superior y presenta el flanco meridional invertido, con señales de haber sufrido extensión paralela a las capas. El eje del sinclinal tiene una orientación N050°E y buza 55° hacia el SE.

senta una gran deformación en el flanco frontal del anticlinal (Jamison, 1987). Ya que el flanco invertido del sinclinal de Cala Bóquer está muy poco deformado, se considera que la estructura no se corresponde a un pliegue de inflexión de falla, modo II.

Se concluye finalmente que la estructura de Cala Bóquer pudo haberse generado como un pliegue de inflexión de falla con una falla extensional previa.

### 3.1.1.3. Corte restituido I.

El corte restituido de la Fig. 21 se ha estacado en el flanco norte del sinclinal de Cala Bóquer. Se han utilizado los materiales miocénicos de la Fm. Calcarenítica de Sant Elm como nivel de referencia y se han considerado horizontales durante su depósito.

El acortamiento es igual a la diferencia entre la distancia A-B medida en el corte compensado (3.5 km) y en el restituido (4.7 km) y es de 1.2 km. La formación del sinclinal de Cala Bóquer y el anticlinal del Penyal Roig produce un acortamiento de 800 metros (Fig. 21-B), mientras que las pequeñas escamas que se forman en el anticlinal (Fig. 21-C) posteriormente provocan un acortamiento de 400 metros.

### 3.1.1.4. Edad de la deformación

Para precisar la edad de la deformación en el sector de Formentor cabe considerar los siguientes datos: 1) los materiales del Mioceno inferior, tanto las calcarenitas y conglomerados de la Fm. Sant Elm, como las turbiditas de la Fm. Banyalbufar se encuentran plegados y cabalgados. Los sinclinales de Cala Figuera, Bóquer, Sant Vicenç y Castell incluyen turbiditas y estas además, se encuentran cabalgadas en el predio de Albercutx; 2) las turbiditas de Cala Bóquer, ya desde la base de la serie, son de edad Langhiense (Ramírez del Pozo a Rodríguez-Perea, 1984); 3) no hay materiales de edad Mioceno superior en el corte.

A partir de estos datos, se pueden considerar dos hipótesis: 1) que la deformación se ha producido durante y después de la deposición de las turbiditas de la Fm. Banyalbufar, es decir, durante el Langhiense y parte del Serravaliense y; 2) que la deformación sea completamente posterior a las turbiditas, es decir, post-Langhiense.

Si se considera que el Langhiense tiene una duración de un millón de años (16,2-15,2 M.a.), que la deformación contractiva se produjo únicamente durante el Langhiense y el Serravaliense más inferior (de los 16 M.a. a los 14 M.a.), y que el acortamiento en el corte es el mínimo (1,2 km), se obtiene que la velocidad mínima de acortamiento en el sector del corte considerado es de 0,6 mm/a.

### 3.1.2. CORTE GEOLÓGICO II: Los alrededores del Puig de Son Fe

El Puig de Son Fe, situado casi en el centro del triángulo formado por los pueblos de Alcudia, Pollença y Sa Pobla, corresponde a un anticlinal con doble vergencia, los planos axiales del cual presentan una dirección N-S (Fig. 26 -Gil, 1994). Asociados al pliegue principal, el mismo autor reconoce pliegues de orden menor: N-S, paralelos al anticlinal de Son Fe; y E-O, perpendiculares. El flanco occidental del anticlinal principal corresponde a la rampa de bloque superior del cabalgamiento de Son Fe (Fig. 26), el cual aflora en una cantera cerca de las minas y que, además, ha sido reconocido en sondeo (Moragues, a Gil, 1994, com. per.).

En el flanco oriental del anticlinal de Son Fe se encuentra una potente serie de margocalizas y margas del Dogger y del Malm, de más de 300 m de espesor, según Alvaro et al. (1984) y de unos 1000, según Gil (1994), a partir de los buzamientos en superficie. Los materiales jurásicos están plegados en un sinclinal cerrado (el sinclinal de Els Òscols), el flanco oriental del cual buza fuerte y está cabalgado. Este cabalgamiento presenta una componente direccional sinistral, deducida a partir del análisis de los pliegues de eje vertical y de su esquistosidad de plano axial, desarrollados en los materiales del Malm en las proximidades del cabalgamiento (Gil, 1994). Sobre los materiales jurásicos casi verticales del flanco oeste del sinclinal se encuentran, horizontales, brechas y calcarenitas de la Fm. Sant Elm de edad Aquitaniense (datación de Serra, a Gil, 1994) fosilizando el sinclinal. Estos materiales aquitanienses también fosilizan en un lugar el cabalgamiento anterior, mientras que en otro, más al S, quedan cortados por el cabalgamiento, dejando de esta manera constancia del carácter sintectónico de la formación.

Más al NE, el Puig de Sant Martí (Fig. 26) presenta en su base un cabalgamiento cuya traza está orientada NNO-SSE. El bloque superior está compuesto por las dolomías rhetienses, las calizas liásicas y, limitadas por fallas normales, las turbiditas miocenas (Burdigaliense, según Serrano, com. per., a Gil, 1994). El bloque inferior del cabalgamiento corresponde al flanco oriental del sinclinal de materiales jurásicos. La estructura general puede ser atribuida a un pliegue de propagación de falla donde el cabalgamiento final corta tanto por la superficie axial anticlinal (cabalgamiento del Puig de Sant Martí) como por un punto intermedio entre las superfi-

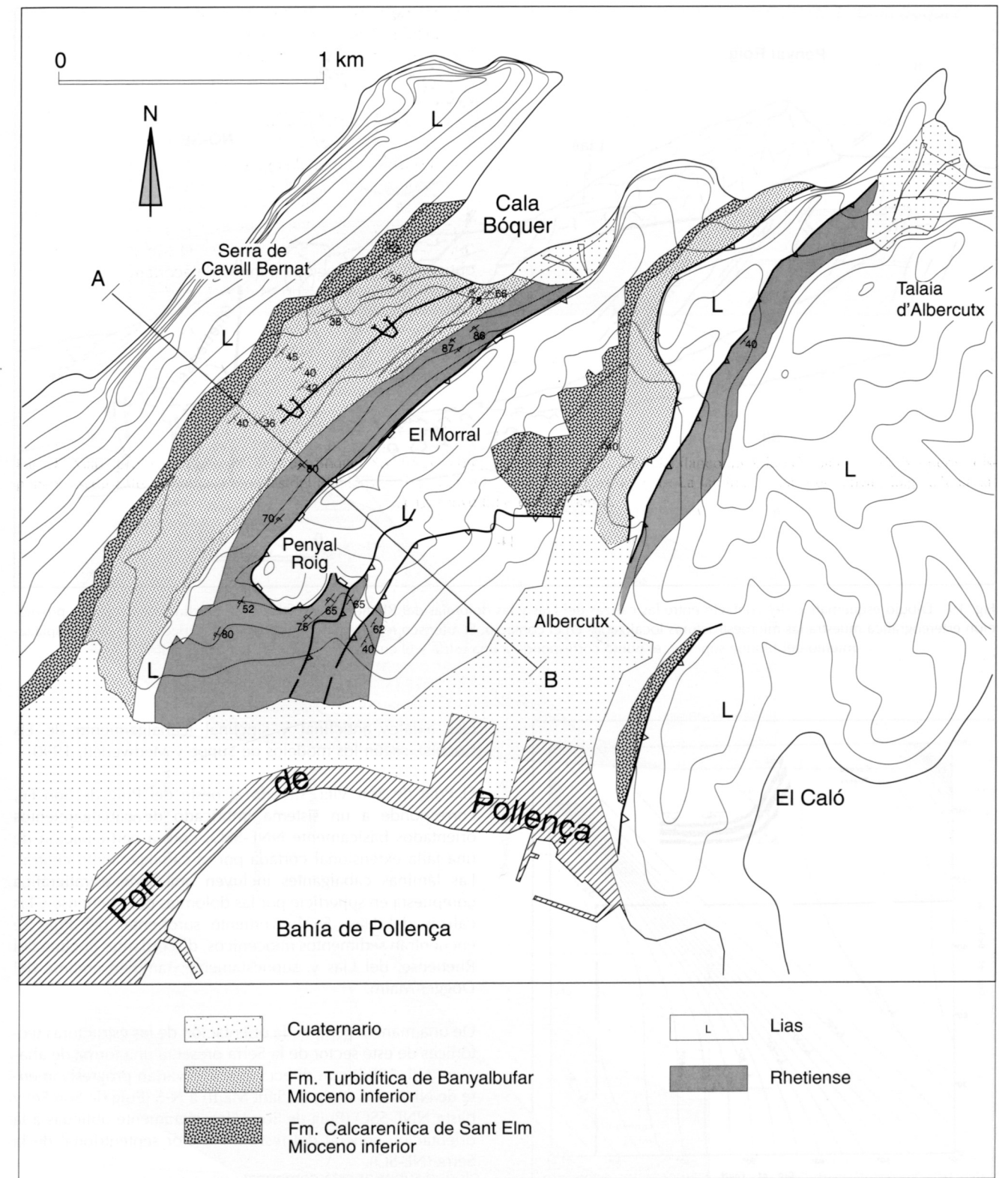


Fig. 18.-Mapa geológico del sector de Cala Bóquer. Se observa como las turbiditas miocenas del flanco invertido del sinclinal de Bóquer se disponen discordantes sobre las dolomías del Rhetiense y, hacia el SO, sobre las calizas del Lías. La lámina de Lías del Penyal Roig cabalga las capas invertidas del Rhetiense.



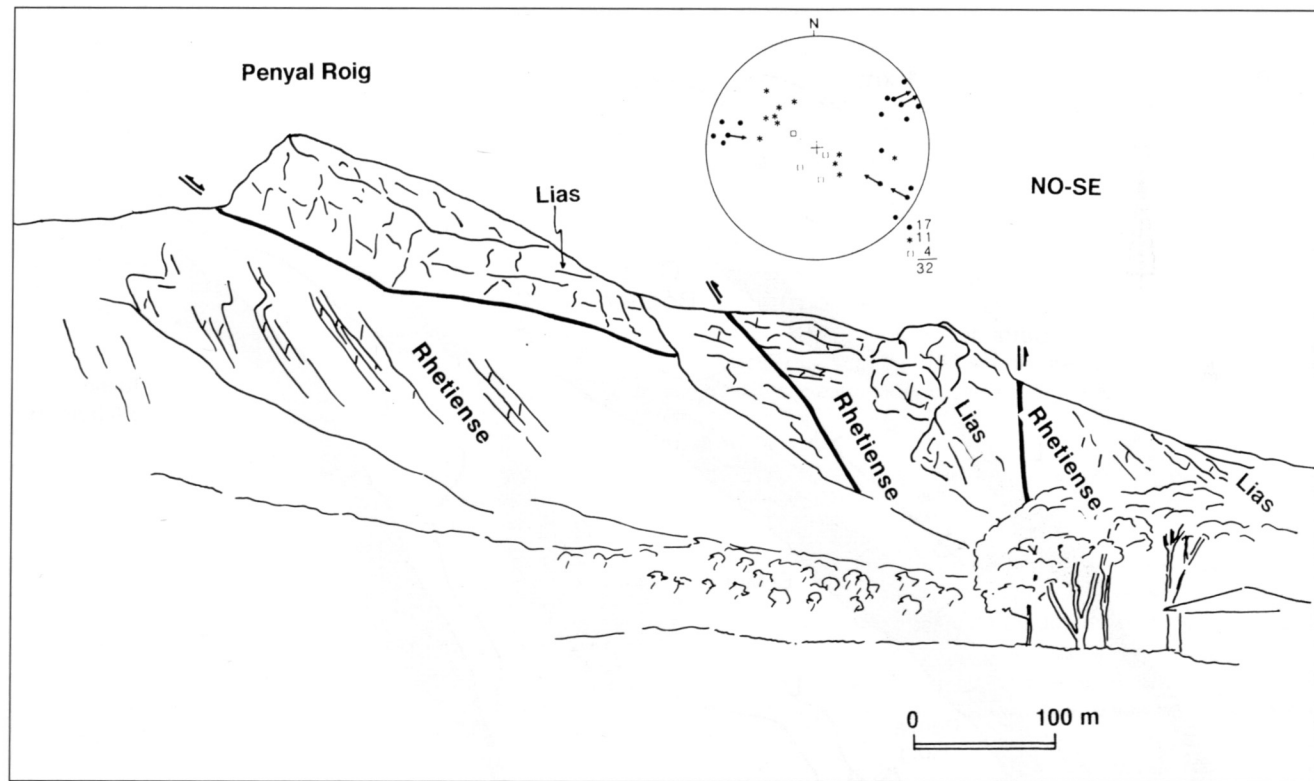


Fig. 19.- Dibujo esquemático del contacto entre las calizas del Lías y las dolomías del Rhetiense, invertidas, del sinclinal de Cúber. La proyección estereográfica muestra las microestructuras localizadas en el contacto. El asterisco representa la esquistosidad, la flecha indica el desplazamiento del bloque superior, el punto corresponde a una estría y el cuadrado a una falla contraccional.

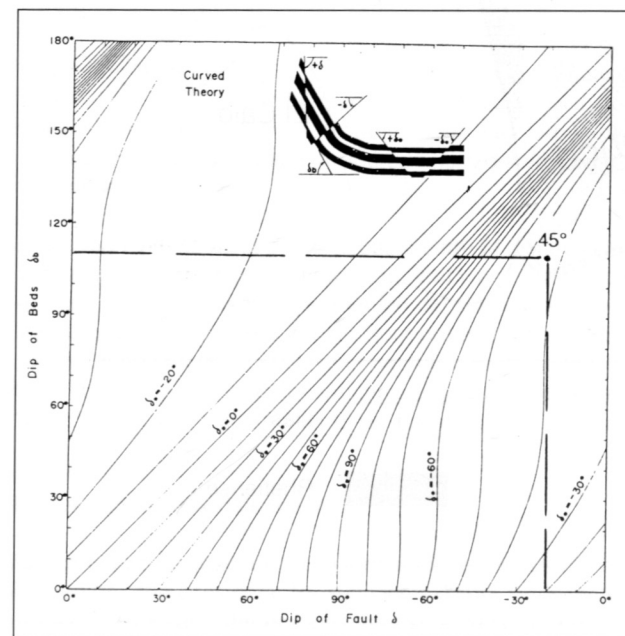


Fig. 20.- Determinación del buzamiento inicial del contacto del Penyal Roig. El gráfico es de Suppe (1986) y presenta la relación entre el buzamiento de la falla  $\delta$  y el buzamiento de las capas  $\delta_b$  para un buzamiento inicial dado de la falla  $\delta_o$ . En nuestro caso la falla buza 20° hacia el SE y por tanto  $\delta_o = -20^\circ$ , el flanco invertido con las dolomías buza 70° hacia el SE y por tanto  $\delta_b = 110^\circ$ . El buzamiento inicial de la falla,  $\delta_o$ , era de unos 45°, aproximadamente, hacia el SE.

cias axiales anticlinal y sinclinal (cabalgamiento de Els Òscols), según los modelos de Suppe y Medwedeff, 1990.

El Puig de Son Vila, situado al oeste del Puig de Son Fe, corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos orientados básicamente NNE-SSO, con la participación de una falla extensional cortada por el cabalgamiento central. Las láminas cabalgantes incluyen una serie estratigráfica compuesta en superficie por las dolomías del Rhetiense y las calizas del Lías. En la vertiente suroriental del Puig se encuentran sedimentos miocénicos, discordantes encima del Rhetiense, del Lías y, supuestamente, también encima del Dogger-Malm.

De una manera general, la orientación de las estructuras tectónicas de este sector de la Serra presenta una forma de abanico (Gil, 1994) con direcciones que varían progresivamente de NNO-SSE (Puig de Sant Martí) a N-S (Puig de Son Fe) y hasta NNE-SSO (Puig de Son Vila), claramente oblicuas a la orientación general del resto del sector septentrional de la Serra (NE-SO).

El hecho de que en el Puig de Son Vila no afloren materiales del Dogger-Malm, mientras que en la lámina adyacente de Son Fe estos presentan un espesor de 1000 m y una facies diferente de los afloramientos situados más al NO, junto al hecho de que las estructuras de los puigs de Son Fe y Sant Martí presentan una orientación anómala respecto a los del resto de la Serra, llevó a Gil (1994), a interpretar el contacto entre el Puig de Son Fe y el de Son Vila como una falla exten-

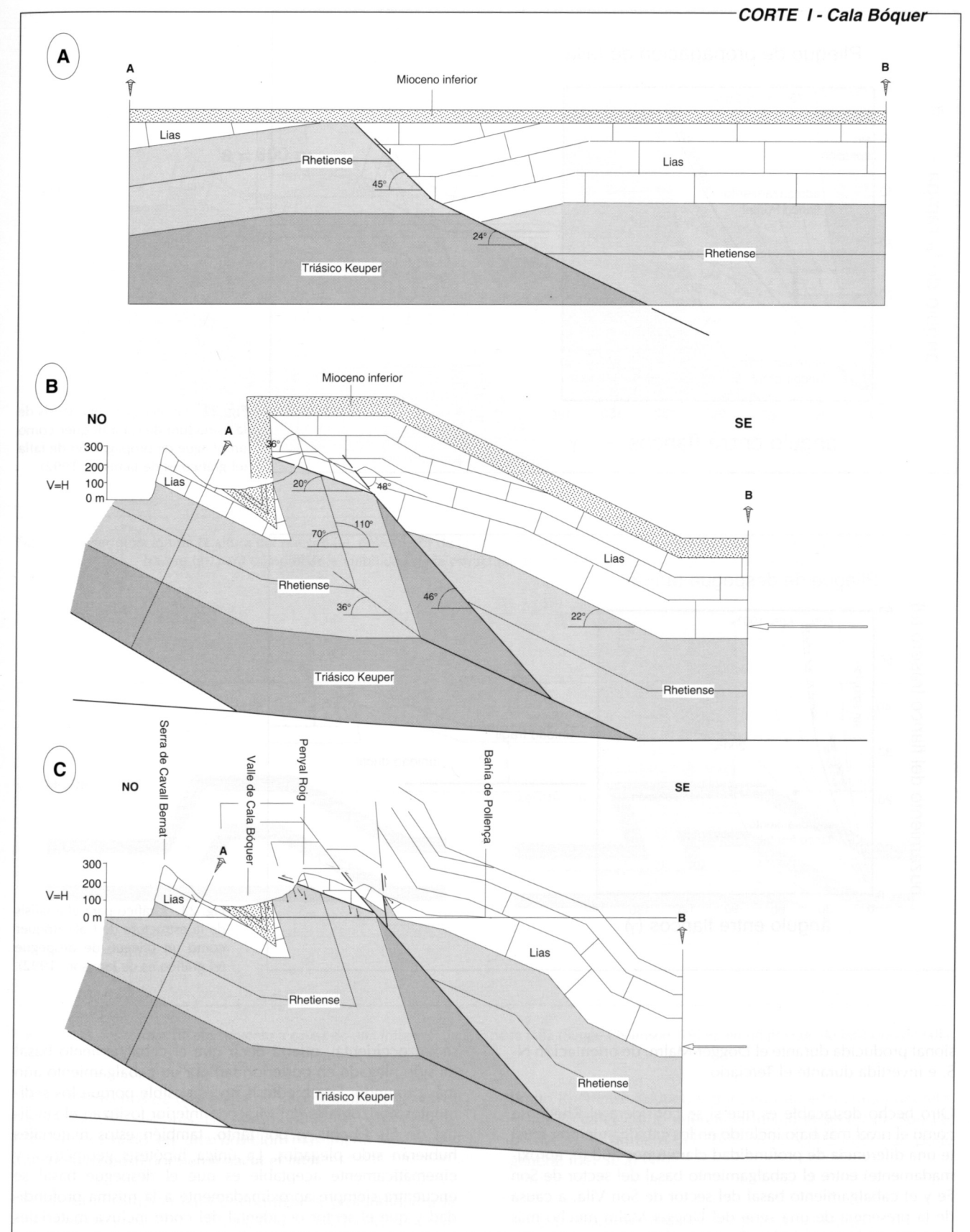


Fig. 21.- Evolución tectónica de la estructura de Cala Bóquer, interpretada como un pliegue de propagación de falla relacionado con una falla extensional anterior.

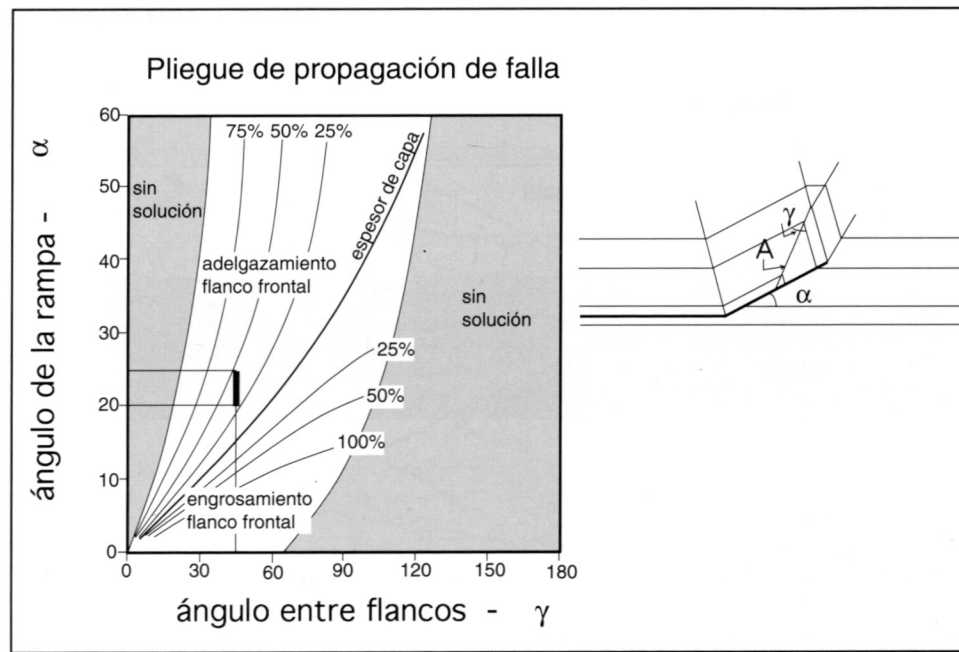


Fig. 22.- Gráfico para el análisis de la estructura de Cala Bóquer como un pliegue de propagación de falla (el gráfico es de Jamison, 1992)

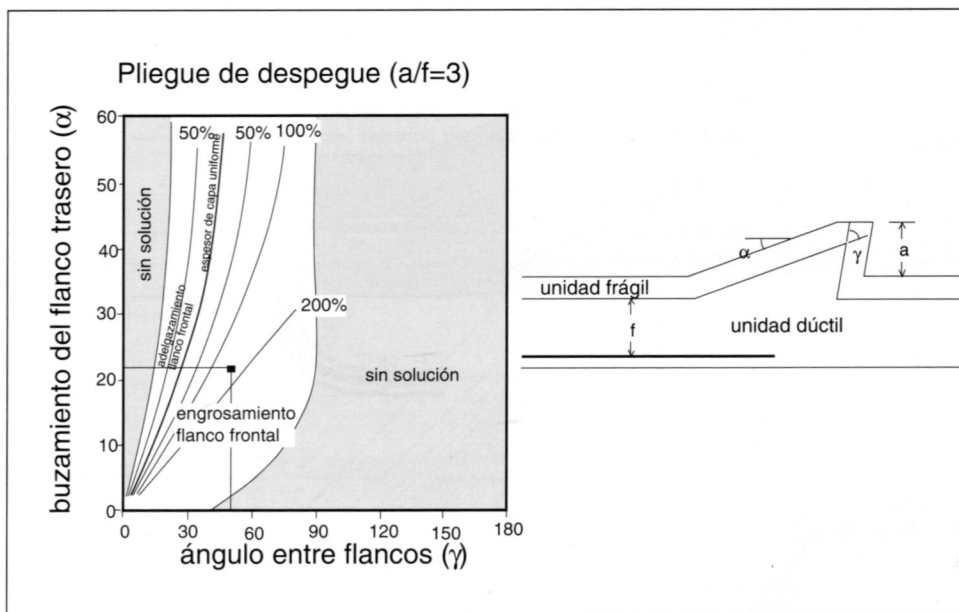


Fig. 23.- Gráfico para el análisis de la estructura de Cala Bóquer como un pliegue de despegue (el gráfico es de Jamison, 1992)

sional producida durante el Dogger-Malm, de orientación N-S, e invertida durante el Terciario.

Otro hecho destacable es que si se considera el Rhetiense como el nivel más bajo incluido en los cabalgamientos, existe una diferencia de profundidad clara (unos 700 m, aproximadamente) entre el cabalgamiento basal del sector de Son Fe y el cabalgamiento basal del sector de Son Vila, a causa de la presencia de una serie del Dogger-Malm mucho más potente en el sector de Son Fe. Como la estructura se formó en una posición más meridional de la que se encuentra actualmente, si se construye el corte considerando un sector oriental con un cabalgamiento basal más profundo que en el

sector occidental, querrá decir que el cabalgamiento basal ha sido plegado en posterioridad por un cabalgamiento aún más profundo. Esta hipótesis no es posible porque los sedimentos horizontales del Mioceno inferior fosilizan el sinclinal de Els Òscols y, por tanto, también estos materiales hubieran sido plegados. La única hipótesis geométrica y cinemáticamente aceptable es que el despegue basal se encuentre siempre aproximadamente a la misma profundidad y que el sector occidental del corte incluya materiales anteriores al Rhetiense en las series estratigráficas de las láminas cabalgantes (Corte II, Fig. 27). Por tanto parece claro que el sistema imbricado del Puig de Son Vila ha de incluir también materiales del Keuper y del Muschelkalk para igua-

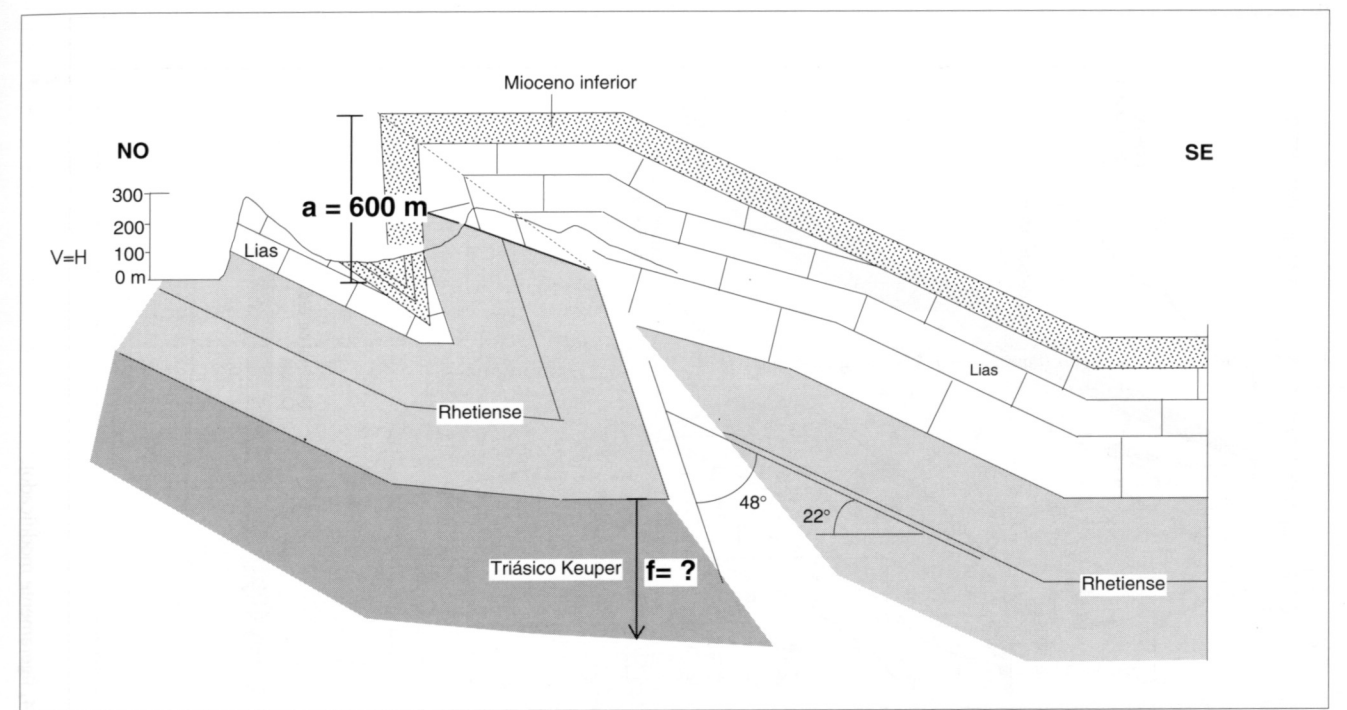


Fig. 24.- Determinación de la altura del pliegue (a), del espesor de la unidad dúctil (f), del ángulo entre flancos (g) y del buzamiento del flanco trasero (a), para comprobar la viabilidad de la estructura de Cala Bóquer como un pliegue de despegue.

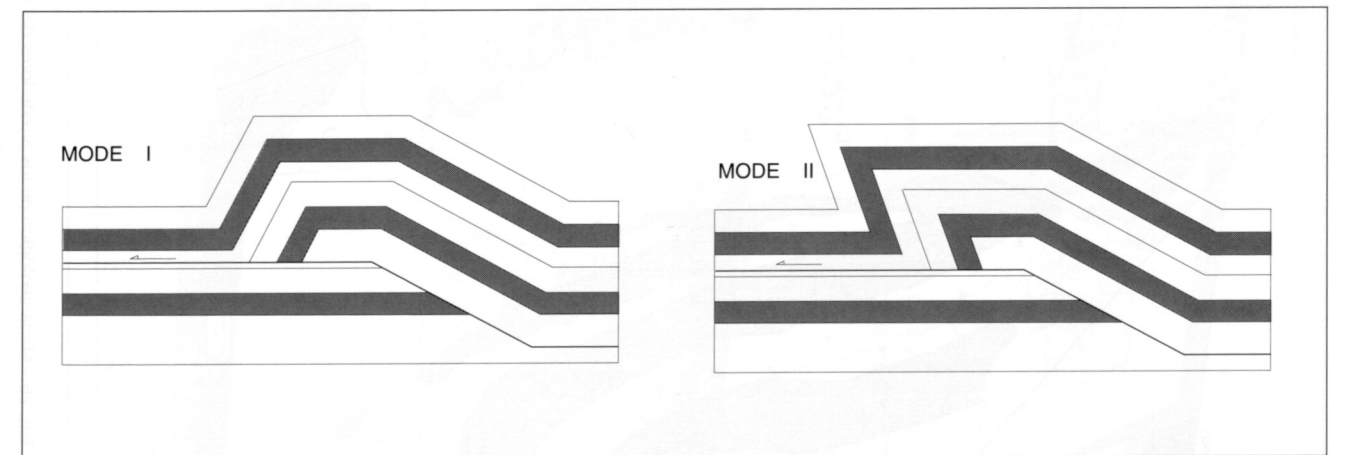


Fig. 25.- Las dos formas de plegamiento a causa de una inflexión de 28° de la falla (Suppe i Namson, 1979), en un pliegue de inflexión de falla.

lar los 700 metros de diferencia de la profundidad del nivel basal en ambos sectores. De este modo la estructura puede haberse originado en una posición más meridional y ser transportada posteriormente hacia el NO.

Otra posible solución para uniformizar la profundidad a la cual se encontraría el cabalgamiento basal podría ser el hecho de cortar el sinclinal de Els Òscols y mantener únicamente materiales del Rhetiense y del Lías en el sector del Puig de Son Vila. Este modelo no se ha seguido porque se considera que el nivel de despegue regional es el Keuper (o

límite Rhetiense-Keuper) y que, en esta estructura concreta, se ha de tener como referencia inicial el sector de Son Fe, porque es el primero del corte en el sentido del transporte general (del SE al NO).

### 3.1.2.1. Datación del sistema de cabalgamientos

Las calcarenitas, conglomerados y brechas de la Fm. Sant Elm, que en este sector de la Serra de Tramuntana son de edad Aquitaniense (P. Serra a Gil, 1994), fosilizan claramen-



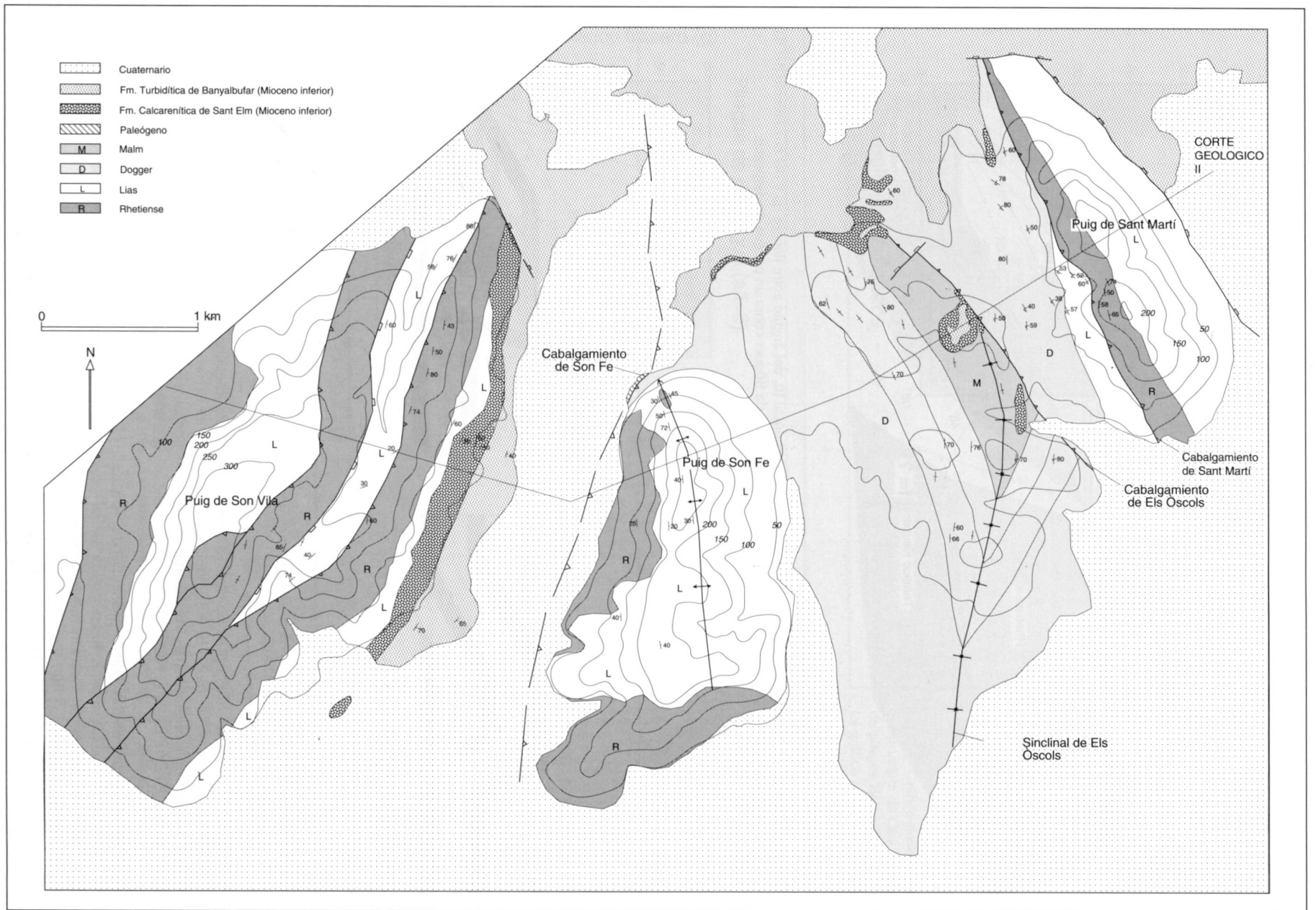


Fig. 26.- Mapa geológico de los alrededores del Puig de Son Fe (Gil, 1994, ligeramente modificado).

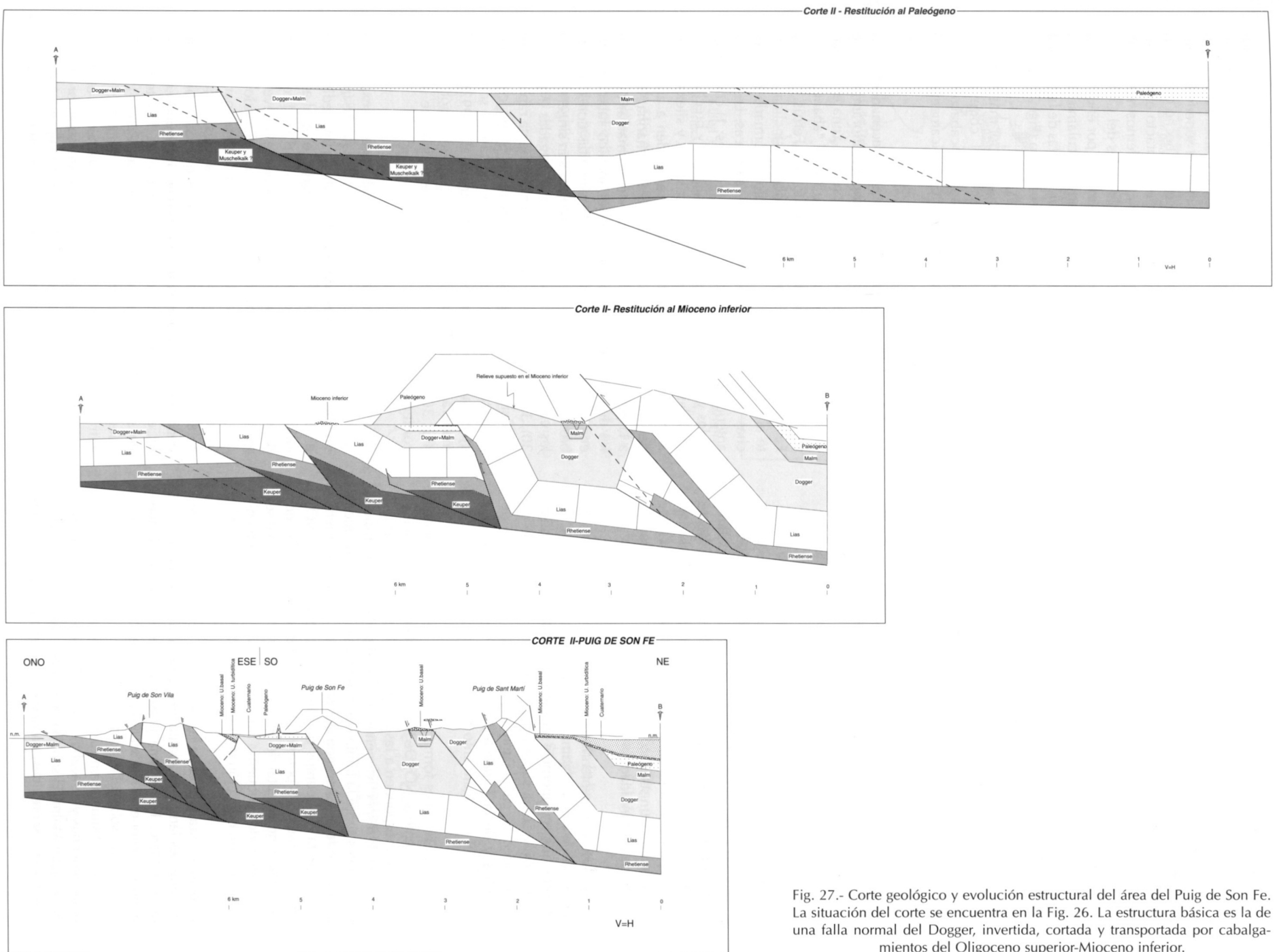


Fig. 27.- Corte geológico y evolución estructural del área del Puig de Son Fe. La situación del corte se encuentra en la Fig. 26. La estructura básica es la de una falla normal del Dogger, invertida, cortada y transportada por cabalgamientos del Oligoceno superior-Mioceno inferior.

te el sinclinal de Els Òscols, ya que se encuentran horizontales sobre su núcleo. El anticlinal del Puig de Son Fe también es anterior a la deposición de la Fm. Sant Elm ya que sobre su flanco oriental se hallan, horizontales, materiales aquitanienses. El anticlinal del Puig de Son Fe está asociado al cabalgamiento de Son Fe y, por tanto, el cabalgamiento también es anterior al Aquitaniense.

Gran parte del movimiento del cabalgamiento más oriental del Puig de Son Vila es considerado anterior al Aquitaniense ya que los materiales de la Fm. Sant Elm son claramente discordantes sobre las calizas del Lías y, más hacia el oeste, sobre las dolomías del Rhetiense.

El cabalgamiento de Els Òscols es sincrónico con la deposición de la Fm. Sant Elm como se deduce del hecho de que corta y es cortado por sedimentos de esta formación. El cabalgamiento del Puig de Sant Martí, tal como se ha dibujado en el corte es sincrónico con la Fm. Sant Elm porque la cabalga en el corte restituído al Mioceno inferior, pero está plegado por el cabalgamiento de Els Òscols en el corte final.

### 3.1.3. CORTE GEOLÓGICO III: El valle de Son Marc

Se extiende en dirección SE-NO desde Punta Beca, en los alrededores de Ariant, hasta el contacto del Puig de Son Vila con el llano de Sa Pobra, y tiene una longitud de 15,2 kms. Se describen las estructuras del Puig de Ternelles, el valle de Son Marc, el valle de Rafal, el Puig Axartell y el Puig de Son Vila. Las únicas limitaciones del corte vienen impuestas por la cartografía y un sondeo, localizado en el valle de Rafal, de 145 m de profundidad.

En la parte más septentrional del corte (Fig. 31) destaca la presencia de un cabalgamiento de pequeño salto (250 m, en el corte) que en superficie únicamente repite al Lías. Su nivel de despegue se ha supuesto en el Keuper, porque así se da en los demás cabalgamientos existentes por debajo de Ternelles y de la *klippe* tectónica del Puig Roig (caso por ejemplo del cabalgamiento del Rafal de Ariant).

El Puig de Ternelles forma un anticlinal de bloque superior laxo y vergente al NO. De hecho sus vertientes nororiental y oriental corresponden a las rampas de bloque superior frontal y lateral, respectivamente, del cabalgamiento que dispone Ternelles sobre la lámina de Ariant. Este hecho se deduce a partir de la desaparición del Keuper en la vertiente oriental (presenta dos puntos de interrupción alineados SE-NO, figura 28) y su poca potencia (algunas decenas de metros) en la vertiente nororiental del Puig. En la vertiente meridional se encuentran dos pequeñas imbricaciones y un cabalgamiento ciego, con dirección de transporte tectónico hacia el NO.

La parte central del corte se caracteriza por la presencia de dos grandes láminas cabalgantes, la de Axartell y la del valle de Son Marc. Esta última presenta un sinclinal de bloque inferior compuesto por materiales miocenos, los cuales son discordantes sobre el resto de la serie de la misma lámina. El sondeo S-20 situado en este punto atraviesa 135 m de turbiditas miocenas y se acaba, a los 145 m, en las margocalizas del Dogger-Malm. El sondeo ratifica que los materiales miocenos son discordantes, ya que en superficie se encuentran

recubriendo el Lías. Se trata de la aparición más septentrional de materiales del Jurásico medio y superior en el corte. La lámina de Axartell forma un pequeño imbricado en su parte frontal y es la única que presenta en superficie materiales del Cretácico en su flanco trasero. El hecho de que los materiales miocenos se encuentren en contacto estratigráfico sobre niveles progresivamente más modernos hacia el SE (en la lámina de Axartell afloran materiales del Cretácico y se supone que el Mioceno está erosionado por encima de la topografía actual) nos indica un cierto basculamiento hacia el SE previo a la deposición de las calcarenitas de la Fm. Sant Elm, el cual se observa en el corte restituído (Fig. 31).

La estructura del Puig de Son Vila, en el sector más meridional del corte, ya ha sido descrita en el corte anterior. Corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos, cuyas trazas presentan una orientación básicamente NE-SO y NNE-SSO.

Unos tres kilómetros al E del corte aparecen dos zonas importantes que corresponden a amplios afloramientos de materiales del Mioceno inferior. La primera zona está situada al NO del valle de Son Marc; se trata del "abanico" miocénico de Mortitx (Fig. 29), descrito por Ferrús (1990) y Ferrús et al. (1992). El abanico describe un sinclinal vergente al NO y presenta el flanco meridional formado por brechas y el septentrional por margas y areniscas. Los autores anteriores describen cuatro tipos de litofacias: 1) conglomerados y brechas masivas; 2) conglomerados y brechas estratificadas; 3) lutitas grises con areniscas finas y silexitas y; 4) areniscas gruesas. Las litologías corresponden a ambientes de talud, abanico submarino y llanura submarina. Respecto a la geometría interna del abanico cabe remarcar que 1) en los depósitos de la parte inferior del abanico submarino se encuentran estratificadas capas de turbiditas con capas de brechas, indicando que las dos litologías son singenéticas; 2) las capas de brechas están claramente plegadas (Figs. 29 y 30); 3) existe un tránsito lateral extremadamente rápido entre depósitos de fácies groseras proximales al SE y facies distales hacia el NO. Las paleocorrientes indican un sentido de flujo hacia el N (Ferrús, 1990; Ferrús et al., 1992), de tal manera que el esquema geológico de orientación SE-NO (Fig. 30) corta casi transversalmente el sentido de la paleocorriente.

En esta memoria, la geometría del abanico se explica en relación a los sedimentos sintectónicos de la parte frontal de un pliegue de inflexión de falla (Fig. 30), en un medio donde el levantamiento de la estructura es mayor o igual a la velocidad de sedimentación. Se considera que las brechas se depositaron en la parte frontal del creciente relieve (o pliegue) formando un ángulo de unos 15° con el fondo submarino, mientras que las turbiditas se depositaron paralelas a los sedimentos pretectónicos (es decir, al Lías). Una de las características del modelo evolutivo es que las turbiditas se depositaron en cuencas separadas (Fig. 30) y pudo no existir, en principio, una correlación entre ellas, hipótesis que por otro lado ya fue apuntada por Rodríguez-Perea (1984). El pliegue que afecta las brechas se explica mediante el emplazamiento posterior de un *horse* inferior. De hecho, el abanico se encuentra cabalgado por una lámina superior emplazada fuera de secuencia (Fig. 30). Este cabalgamiento, más al NO, corta la serie del bloque inferior en sentido descen-

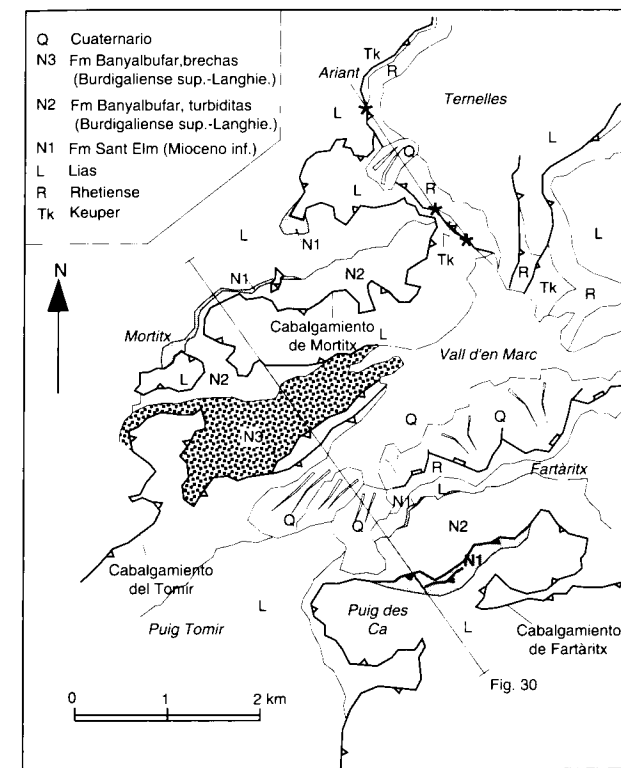


Fig. 28.- Mapa estructural esquemático de las áreas de Mortitx y Fartàritx. El signo \* indica un punto de interrupción.

dente: de SE a NO corta las turbiditas miocenas, la Fm. Sant Elm y finalmente las calizas del Lías. Aunque es posible que, en efecto, el cabalgamiento corte los sedimentos del bloque inferior (de hecho, en otras zonas de la Serra se ha observado), el modelo presentado predice esta geometría sin gran necesidad de corte de los sedimentos del bloque inferior, ya

que la sedimentación de turbiditas se ha restringido al flanco trasero del anticlinal más septentrional, con erosión o sin deposición en la cresta anticlinal.

La segunda zona de importancia es la del Puig des Ca-Fartàritx (Fig. 30), a medio camino entre los cortes geológicos III y IV, estudiada por Rodríguez-Perea (1984) y Ferrús (1990). Sobre las calizas liásicas del bloque inferior del cabalgamiento de Fartàritx (Fig. 30), aparecen, discordantes, los conglomerados y las calcarenitas de la Fm. Sant Elm y hacia el techo, turbiditas de la Fm. Banyalbufar, de edad Burdigaliense superior-Langhiense (Serrano, 1995, com. per.). Las turbiditas están cabalgadas por materiales de la Fm. Sant Elm, discordantes sobre, y asimismo cabalgados por, las calizas liásicas que forman el Puig des Ca (Fig. 30). Se considera que la discordancia entre la Fm. Sant Elm y las calizas del Lías es debida a un primer movimiento del cabalgamiento, el cual renueva su actividad posteriormente a la deposición de las turbiditas. La edad de la Fm. Sant Elm es Burdigaliense, según Ramos-Guerrero et al., 1989.

### 3.1.3.1. Corte restituído

En el corte restituído (Fig. 31) se han utilizado dos niveles horizontales, en el momento de su depósito, como niveles de referencia. Para los sectores central y septentrional del corte se ha utilizado los materiales de la Fm. Sant Elm, de edad Burdigaliense (Serra, 1992, com. per.) que afloran en la lámina del valle de Son Marc; para el sector meridional del corte también se ha utilizado como nivel de referencia las calcarenitas y brechas de la Fm. Sant Elm, pero en este caso son de edad Aquitaniense (P. Serra, a Gil, 1994).

El corte restituído se ha estacado en la línea de costa, por el NO, mientras que por el SE se ha estacado en el límite entre el llano de Sa Pobra y el Puig de Son Vila.

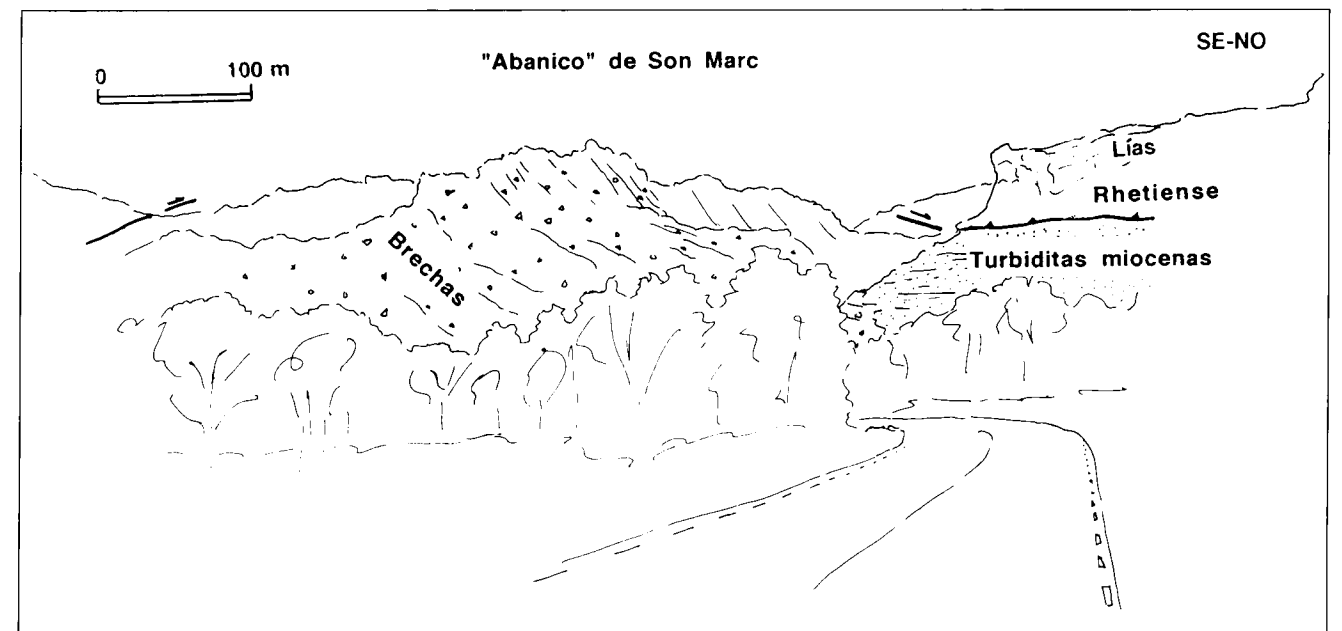


Fig. 29.- El "abanico" miocénico de Son Marc. Las brechas pasan lateralmente a turbiditas, que están cabalgadas por una lámina superior formada por materiales del Rhetiense y del Lías. Las brechas están plegadas y todo el conjunto forma un sinclinal vergente al NO.

El acortamiento correspondiente a la diferencia de longitud entre los puntos A y B en los cortes indeformado y deformado (26,4 km y 16,3 km, respectivamente) es de 10,1 km. Este valor de acortamiento puede dividirse en 2,5 km para el cabalgamiento más septentrional del Puig de Son Vila, 2,1 km para el imbricado de Axartell, 2,8 km para el cabalgamiento del valle de Son Marc, 2,2 km para el imbricado de Ternelles y 0,5 para el pequeño cabalgamiento al frente de Ternelles. El acortamiento previo al corte restituído es de 1,9 km, correspondientes a la estructura del Puig de Son Vila.

### 3.1.3.2. Datación del sistema de cabalgamientos

En el corte geológico III, únicamente la lámina de Axartell y el cabalgamiento más meridional del Puig de Son Vila son parcialmente datables. El hecho de que en la lámina del valle de Son Marc, la unidad basal miocena esté discordante sobre el Lías y más hacia el SE sobre el Dogger-Malm se interpreta como debido a la existencia de un ligero basculamiento anterior a la deposición de los materiales miocenos. En el corte restituído el ángulo entre los materiales mesozoicos y los terciarios es de 2°.

El cabalgamiento de Axartell corta las turbiditas miocenas y por tanto funcionó, al menos en sus estadios finales, con posterioridad a ellas (es probable que también se emplazase sincrónicamente a ellas). La edad de las turbiditas del valle de Rafal es Burdigaliense superior-Langhiense (Fig. 7, núm. 43).

Como se ha discutido en el corte geológico II, las estructuras del Puig de Son Vila se han formado entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense.

La edad de los cabalgamientos queda mejor definida en las áreas adyacentes al corte. Así, en el abanico de Mortitx, queda claro que los cabalgamientos son sincrónicos y posteriores a las turbiditas de edad Burdigaliense superior-Langhiense. En Fartàritx, el cabalgamiento funciona básicamente posteriormente al depósito de las turbiditas, aunque parte de su movimiento se ha considerado que era anterior a la Fm. Sant Elm (Burdigaliense superior, Ramos-Guerrero et al., 1989).

En definitiva, prácticamente la totalidad del acortamiento (10,1 km) se produce durante y después del Burdigaliense superior (18-16 M.a.)-Langhiense (16-15 M.a.). Si se considera un lapso de tiempo que incluye el Serravalliense más inferior (ya que los cabalgamientos cortan las turbiditas langhienses), es decir, un total de 4 M.a., se obtiene una velocidad de acortamiento mínima de 2,5 mm/a.

### 3.1.4. CORTE GEOLÓGICO IV: Puig Roig

Se extiende desde el Cingle de S'Espart, 2 km al N del Puig Roig, hasta el pueblo de Campanet, con una longitud total de 14,2 km. Atraviesa las láminas cabalgantes de Lluç, el Puig Roig-Moleta de Binifaldó, Alcanella y el imbricado del Puig d'en Costurer. El corte únicamente presenta las restricciones propias de la cartografía y la de un sondeo localizado al N de Campanet, al SE del corte.

En esta transversal de la Serra de Tramuntana, la mayor parte de la lámina de Lluç (ver Fig. 35-Corte IV) está dispuesta horizontalmente y ello es visible desde el mirador de Escorca (Fig. 32). Únicamente más al N del Puig Roig se observan unas pequeñas imbricaciones en las cuales están involucrados materiales del Keuper, Rhetiense y Lías. Los sedimentos miocenos son discordantes sobre el Lías, hecho especialmente remarcable en los anticlinales de bloque superior de los cabalgamientos. Un punto donde se observa lo mencionado es en el mirador de Escorca (Fig. 33). El mirador se encuentra encima de los conglomerados de la Fm. Sant Elm (Mioceno inferior); los conglomerados, horizontales, fosilizan pliegues de calizas liásicas vergentes al NO. A su vez, los conglomerados están cabalgados por la lámina del Puig Galileu, que presenta en su parte frontal una pequeña imbricación. Las estrías y la esquistosidad encontrados en el contacto indican un sentido de desplazamiento del bloque superior hacia el NO, es decir, en el mismo sentido que los pliegues anteriores a la Fm. Sant Elm.

La estructura del Puig Roig no es claramente visible en la transversal del corte, ya que este pasa por su collado, el punto de menor amplitud. Se trata de una *klippe* tectónica que presenta una cierta imbricación (Fig. 34) y corresponde a la continuación hacia el NO de la lámina de la Moleta de Binifaldó (Fig. 32). El sentido de transporte de la lámina del Puig Roig es hacia el NO como se deduce a partir de la alineación NE-SO de los puntos de interrupción entre el límite Rhetiense-Lías con la superficie de cabalgamiento (Fig. 9). De hecho, la klippe del Puig Roig corresponde a la rampa de bloque superior del cabalgamiento de la Moleta de Binifaldó. La posición de rampa se observa por la progresiva desaparición de los niveles del Keuper y del Rhetiense en sentido NO (Fig. 9).

La lámina de Alcanella, equivalente lateral de la lámina del valle de Son Marc en el corte III, es la más septentrional del corte que incluye materiales del Dogger-Malm en su serie estratigráfica.

La parte meridional del corte se caracteriza por la presencia en el Puig d'en Costurer de tres cabalgamientos imbricados, con dirección de transporte tectónico hacia el NO. El conjunto se acaba con un cabalgamiento con dirección de transporte tectónico hacia el SE que, con los demás, forma lo que en inglés se denomina un *pop-up* (con un imbricado frontal).

Los datos del sondeo en la parte más meridional del corte, así como la aparición de materiales cada vez más modernos hacia el SE son los motivos por los cuales se ha dibujado una inflexión en el cabalgamiento basal, en el sector más meridional del corte. El sondeo UFA-5, extraído de los archivos de la Junta de Aguas de Baleares, tiene 445 m de profundidad y atraviesa en los primeros 287 m las margocalizas del Dogger-Malm y de los 287 m hasta la base del sondeo las calizas del Lías. Si el buzamiento general de la serie es de unos 20°, la profundidad aproximada a la que se encuentra el cabalgamiento basal, teniendo en cuenta los datos del sondeo, es de unos 1000 m. Como se verá posteriormente en la interpretación de los perfiles sísmicos cercanos a esta zona de la Serra, la inflexión del cabalgamiento basal en el corte se considera relacionada con el emplazamiento de un

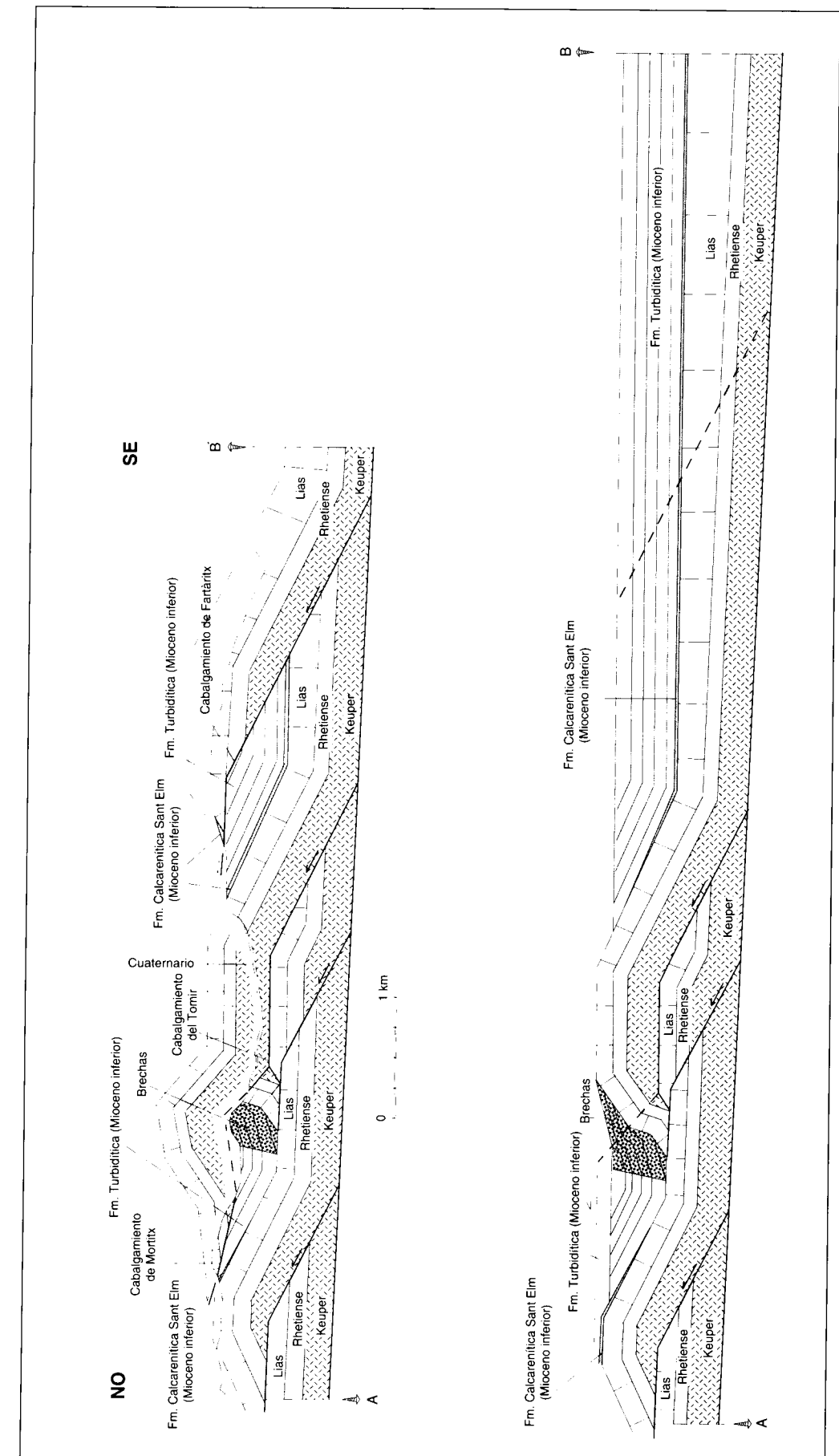


Fig. 30.- Corte geológico del área de Mortitx-abanico de Son Marc-Fartàritx, cuya situación se encuentra en la Fig. 28. Las brechas se interpretan como un depósito en la parte frontal de una lámina cabalgante, en una situación en la que el levantamiento del pliegue es mayor o igual a la sedimentación. El abanico de brechas está plegado por una pequeña lámina interior y es finalmente cortado por un cabalgamiento emplazado fuera de secuencia.

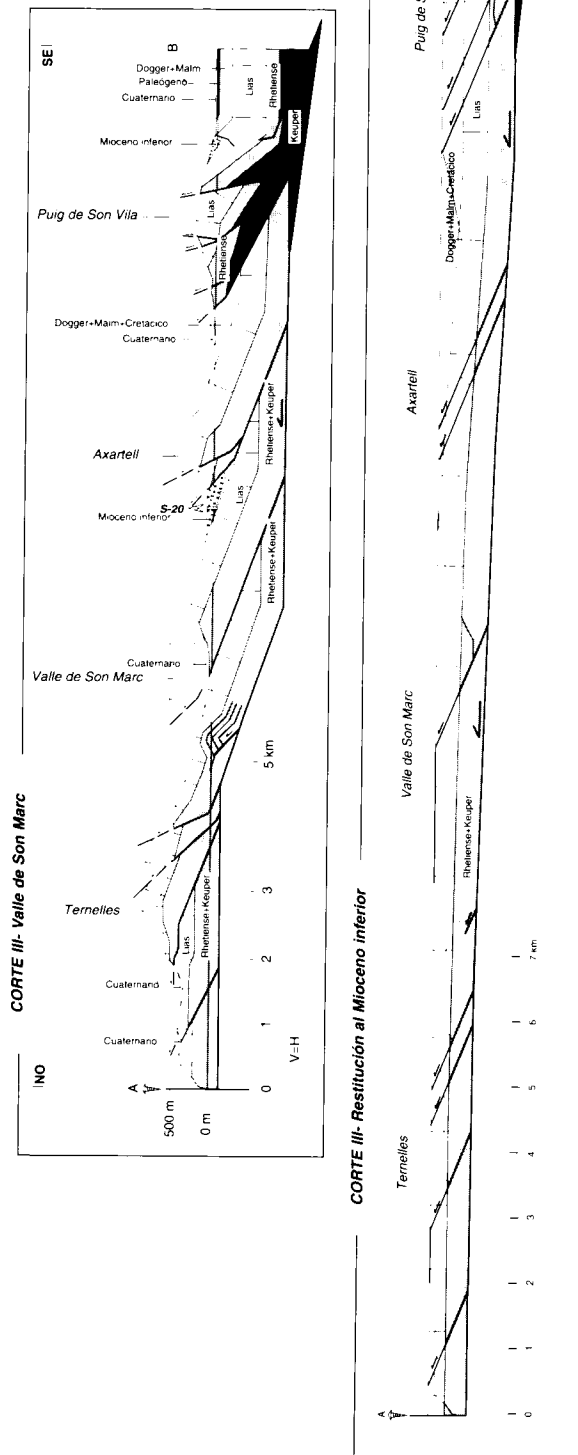


Fig. 31.- Corte geológico compensado III, desde el Puig de Son Vila hasta Ternelles, y corte restituido III. El pliegue en el cabalgamiento basal se interpreta como debido a un pliegue en el "basamento".

cabalgamiento más profundo donde participan materiales paleozoicos y del Triásico más inferior.

### 3.1.4.1 Corte restituido

El corte restituido se ha estacado en la línea de costa por el NO y al N de Campanet por el SE. Aunque en el corte deformado no afloran sedimentos sintectónicos, para la restitución del corte se ha utilizado como nivel de referencia los materiales de la Fm. Calcarenítica de Sant Elm, que afloran 50 m al SO del corte, cerca de la imbricación más meridional de la lámina de Lluc.

Teniendo en cuenta el mapa geológico, las demás láminas involucran en su serie estratigráfica materiales cada vez más modernos (pero siempre anteriores al Mioceno) en dirección SE. Por tanto, si se mantiene la unidad basal miocena considerada como nivel de referencia horizontal para la totalidad del corte restituido, se obtiene un ángulo mínimo de basculamiento de este sector de la Serra de 2°.

El acortamiento correspondiente a la diferencia de longitud entre los puntos A y B en los cortes restituido y compensado (22,8 km -12,8 km) es de 10 km. Este valor de acortamiento se reparte principalmente en 3,9 km para el cabalgamiento de la Moleta de Binifaldó-Puig Roig, 1,9 km para la lámina de Alcanella y 3,5 km para el imbricado del Puig d'en Costurer.

### 3.1.4.2. Datación de los cabalgamientos

A lo largo del corte no afloran sedimentos sintectónicos pero, dada la gran continuidad de los cabalgamientos en este sector de la Serra, es admisible que la datación de los cabalgamientos se extrapole a zonas vecinas.

De acuerdo con el mapa geológico, el cabalgamiento de la Moleta de Binifaldó-Puig Roig es prácticamente equivalente al cabalgamiento del Tomir del corte III, el cual era sincrónico y posterior a los materiales del Burdigaliense superior-Langhiense del "abanico" de Mortitx.

Por otro lado, el cabalgamiento de Alcanella es la continuación hacia el SO del cabalgamiento de Fartàritx, el cual, en el corte III, cabalga las turbiditas del Burdigaliense superior-Langhiense. El sistema imbricado del Puig d'en Costurer no presenta sedimentos sintectónicos asociados en ninguna transversal.

En definitiva, si se considera que: 1) la imbricación del Puig d'en Costurer es sincrónica con el resto de cabalgamientos del corte; 2) el acortamiento se produjo, casi en su totalidad,

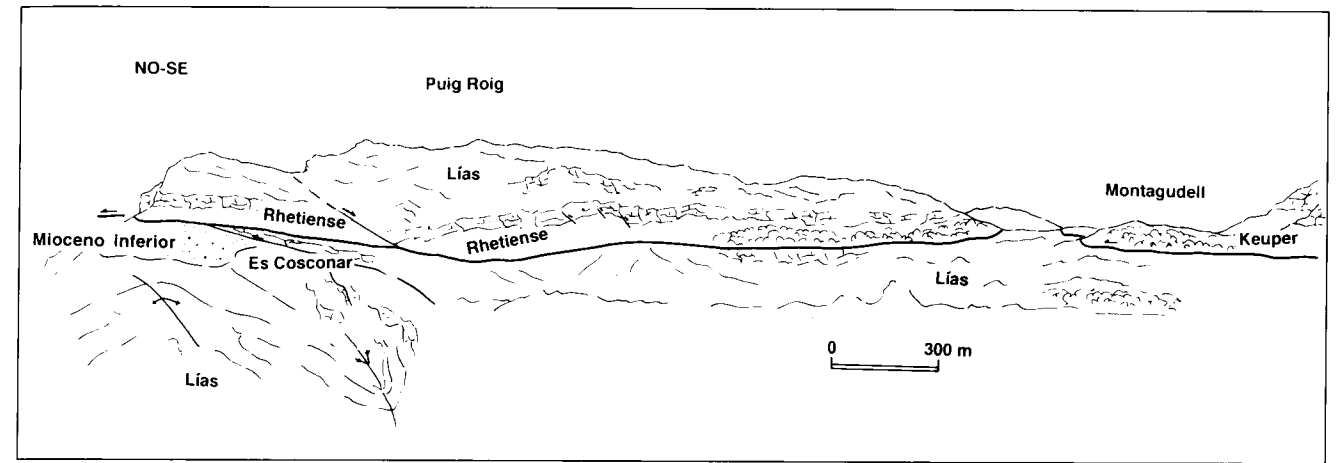


Fig. 32.- Vista desde el Mirador de Escorca. Se observa la klippe tectónica del Puig Roig. En el bloque inferior, pliegues vergentes al NO están recubiertos discordantemente por materiales del Mioceno inferior (Fm. Sant Elm).

durante el Burdigaliense superior (18-16 M.a.) y hasta el Serravaliense más inferior (hasta los 14 M.a.), es decir, durante 4 M.a. y; 3) el acortamiento en el corte es de 10 km; el resultado es que la velocidad de acortamiento mínima en esta transversal de la Serra es de 2,5 mm/a.

### 3.1.5. CORTE GEOLÓGICO V: El Puig Major

Se extiende desde Sa Costera hasta unos 2 km más al SE de la localidad de Inca, siguiendo una dirección NO-SE, con una longitud total de 16,9 km, atravesando las estructuras de los Binis, el Puig Major, Son Torrella, el sinclinal de Cúber, el imbricado del Puig Tossals, la falla normal de Aumedrà y el cabalgamiento del Puig des Rafalet.

#### 3.1.5.1. El área de los Binis

La exposición de relaciones claras entre las estructuras y los

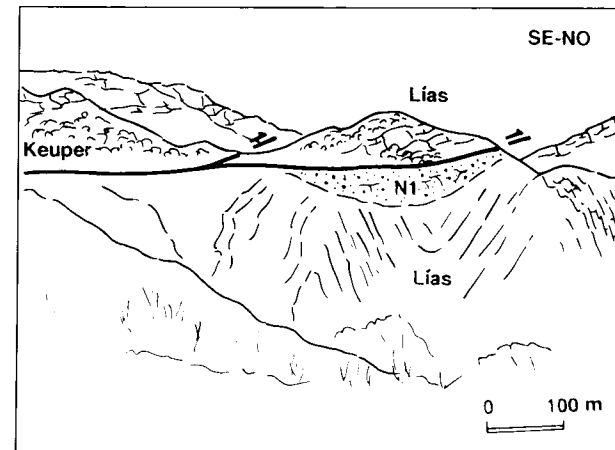


Fig. 33.- Pliegues de calizas liásicas vergentes al NO, recubiertos discordantemente por conglomerados horizontales del Mioceno inferior (Fm. Sant Elm). El conjunto está cabalgado por una lámina superior que presenta una serie estratigráfica compuesta por sedimentos del Triásico y del Jurásico.

sedimentos sintectónicos en el área de los Binis hace que esta zona sea la más idónea, dentro de la Serra de Tramuntana, para el estudio de una secuencia relativa de cabalgamientos.

El área de los Binis, localizada entre el Puig Major y Cala Tuent, se caracteriza por la presencia de un sistema imbricado de cabalgamientos dirigidos hacia el NO. La dirección de transporte se ha deducido a partir de los puntos de interrupción entre los niveles estratigráficos Rhetiense-Lías y el cabalgamiento de Els Cardcolers, al S de Moncaire (Fig. 36). El sector más interesante corresponde a las rampas oblicuas y laterales de los cabalgamientos, en los alrededores del predio de Bini, que involucran materiales miocenos de la Fm. Sant Elm (Rodríguez-Perea, 1984) y que registran la secuencia relativa de cabalgamientos.

En el mapa geológico de la figura 36 se ha designado un nombre a cada cabalgamiento, para facilitar la descripción de la estructura. El nombre de la lámina cabalgante es el mismo que el del cabalgamiento que lo limita inferiormente.

#### 1) Estratigrafía de las diferentes láminas cabalgantes

El cabalgamiento de S'Estaca es el más inferior de la zona. La lámina de S'Estaca incluye materiales del Keuper, Rhetiense, Lías y de las formaciones Sant Elm y Banyalbufar del Mioceno inferior. La relación geométrica de los materiales con el cabalgamiento es de rampa de bloque superior. Los materiales del Mioceno inferior de la Fm. Sant Elm son discordantes sobre el Lías ya que este no presenta los términos medios y superiores de la serie, que han sido erosionados, de tal manera que el espesor del Lías es inferior a los 100 m, mientras que en la lámina de Sa Costera, adyacente por el NO, supera los 300 m.

El Mioceno inferior (Fm. Sant Elm) de la lámina de S'Estaca, que aquí denominaremos como S.E.1, está descrito por Rodríguez-Perea (1984). En los alrededores de Moncaire son calcarenitas con cantos abundantes de fragmentos de rodofíceas. Cerca de Bini está formado por conglomerados subre-



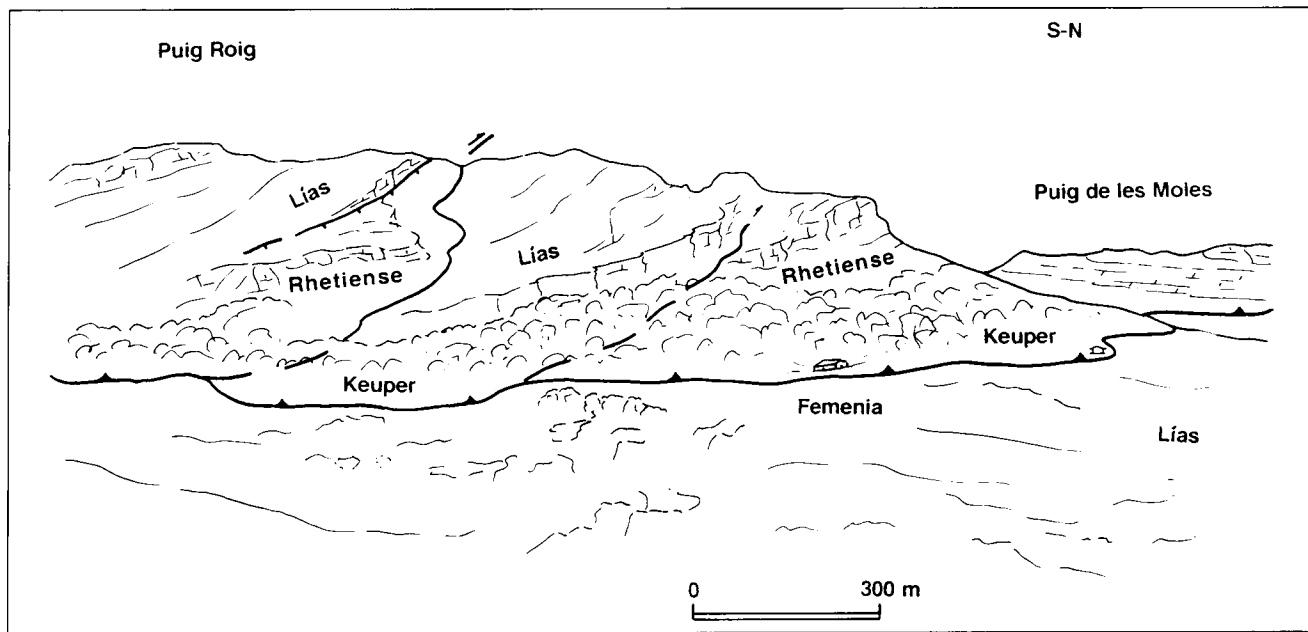


Fig. 34.- Vista parcial de la klippe tectónica del Puig Roig, donde se observa como la klippe presenta un sistema imbricado de láminas.

dondeados o redondeados, heterométricos, de tamaño centimétrico o submétrico y cantos formados predominantemente de calizas jurásicas. La textura está soportada por la matriz y ésta está formada por calcarenitas con *Heterostegina*. Finalmente, en los alrededores de Els Matalassos son una alternancia de brechas y conglomerados. Las brechas son heterométricas con cantos angulosos y redondeados de calizas, dolomías y areniscas con cuarzo del Lías; los cantos presentan perforaciones de esponjas; la matriz es abundante y está formada por calcarenitas con bioclastos (*Heterostegina* y *Amphistegina*). Los niveles conglomeráticos están soportados por cantos; estos, polimícticos y redondeados, son de naturaleza caliza o areniscosa del Lías medio. La matriz está bien clasificada y formada por una calcarenita con fragmentos de ostréas y púas de equínidos. Desde un punto de vista sedimentológico estos materiales representan sedimentos sublitorales de carácter proximal. Probablemente se trate de lóbulos progradantes de *fan-deltas* (Rodríguez-Perea, 1984).

La lámina de los Binis únicamente está compuesta por las lutitas rojizas, los yesos y los basaltos de fácies Keuper y los materiales miocenos discordantes de la Fm. Sant Elm, que denominaremos S.E.3, y que consisten en conglomerados en los que predominan los cantos de calizas subredondeadas, fragmentos volcánicos y en menor proporción glauconita. La traza del cabalgamiento de los Binis se puede seguir a lo largo de decenas de kilómetros ya que es el equivalente al SO del cabalgamiento del Puig Roig. La S.E.2 únicamente aflora más al E de Els Matalassos, en una pequeña lámina que repite el Keuper, y presenta unas características muy parecidas a la S.E.3.

La lámina del Coll de Bini presenta una serie estratigráfica formada por las calizas liásicas y los conglomerados y calca-

renitas miocenas de la Fm. Sant Elm. Incluidos dentro de esta misma lámina, podemos distinguir dos unidades de la Fm. Sant Elm: una muy parecida a la S.E.3 que buza hacia el S-SO, al igual que el Lías, y una segunda que llamaremos S.E.4, que buza hacia el SE y corta toda la serie liásica y fossiliza probablemente el cabalgamiento del Coll de Bini, aunque no lo recubre cartográficamente. La S.E.4 está formada en la base por niveles conglomeráticos con matriz caliza y margosa, con cantos que provienen básicamente del Lías superior, presentan un diámetro máximo de 15 cm y son subredondeados. A techo se encuentran calcarenitas bioclásticas con pasadas microconglomeráticas.

La lámina del Alzinar está compuesta por las dolomías rhetienses, las calizas liásicas y los conglomerados de la Fm. Sant Elm. La S.E.5 consiste en niveles conglomeráticos, con una potencia total de unos 20 m. Los cantos son subangulosos y, aunque predominantemente provienen de la erosión del Lías, también los hay provenientes del Rhetiense y del Keuper. La matriz es margosa y en la disposición de los cantos se observan algunas imbricaciones.

La lámina de Els Cardcolers incluye las dolomías rhetienses, las calizas liásicas, las calcarenitas y conglomerados de la Fm. Sant Elm (S.E.6) y las turbiditas de la Fm. Banyalbufar. La S.E.6, descrita por Rodríguez-Perea (1984), está formada, en la base, por niveles rojizos de calizas *wackestones* y *mudstones* con cantos perforados y ostreidos. Le siguen calizas *wackestones* de color gris con restos de plantas que en la vertical evolucionan a calcarenitas de grano fino y color marrón que presentan fragmentos de equínidos, pelecípodos y foraminíferos. Los litoclastos predominantes son los fragmentos de calizas micríticas. Estas calcarenitas presentan localmente secuencias granodecrecientes de orden decimétrico, aunque la estructura dominante es la laminación para-

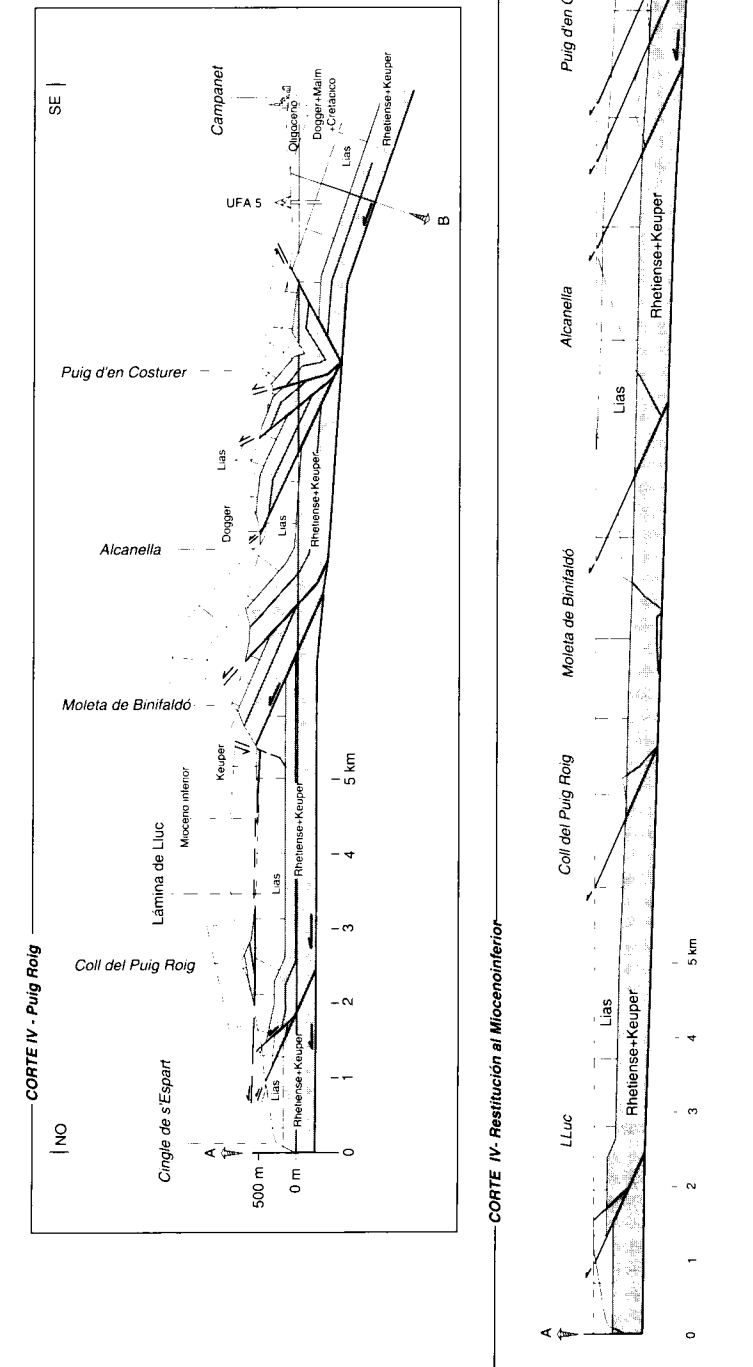


Fig. 35.- Corte geológico IV y su restitución al Mioceno inferior (Formación Sant Elm). Situación en la Figura 16. El perfil corta la klippe tectónica del Puig Roig por la zona donde su amplitud es mínima. Más explicación en el texto.

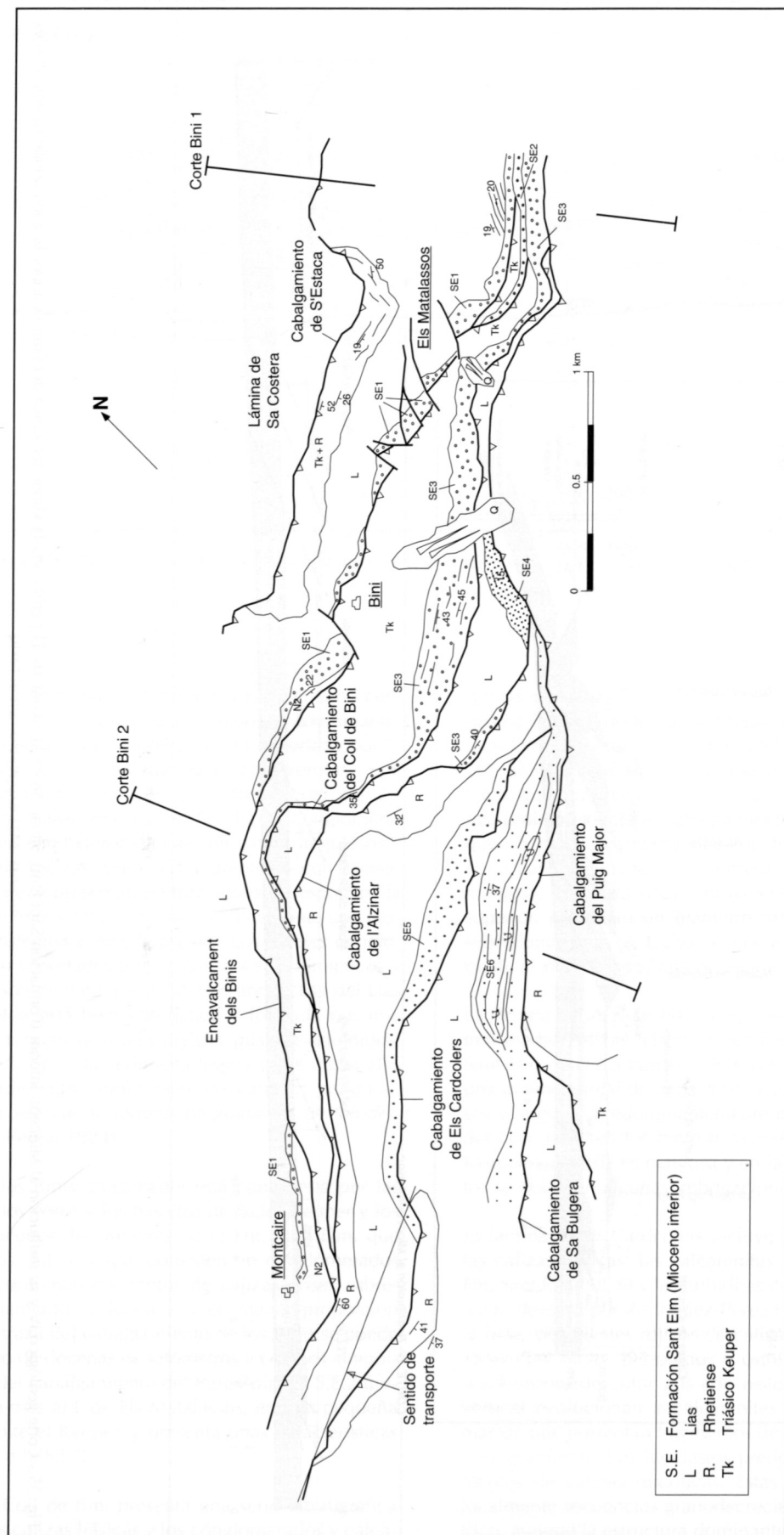


Fig. 36.- Mapa geológico de los Binis, en la parte N del Puig Major.

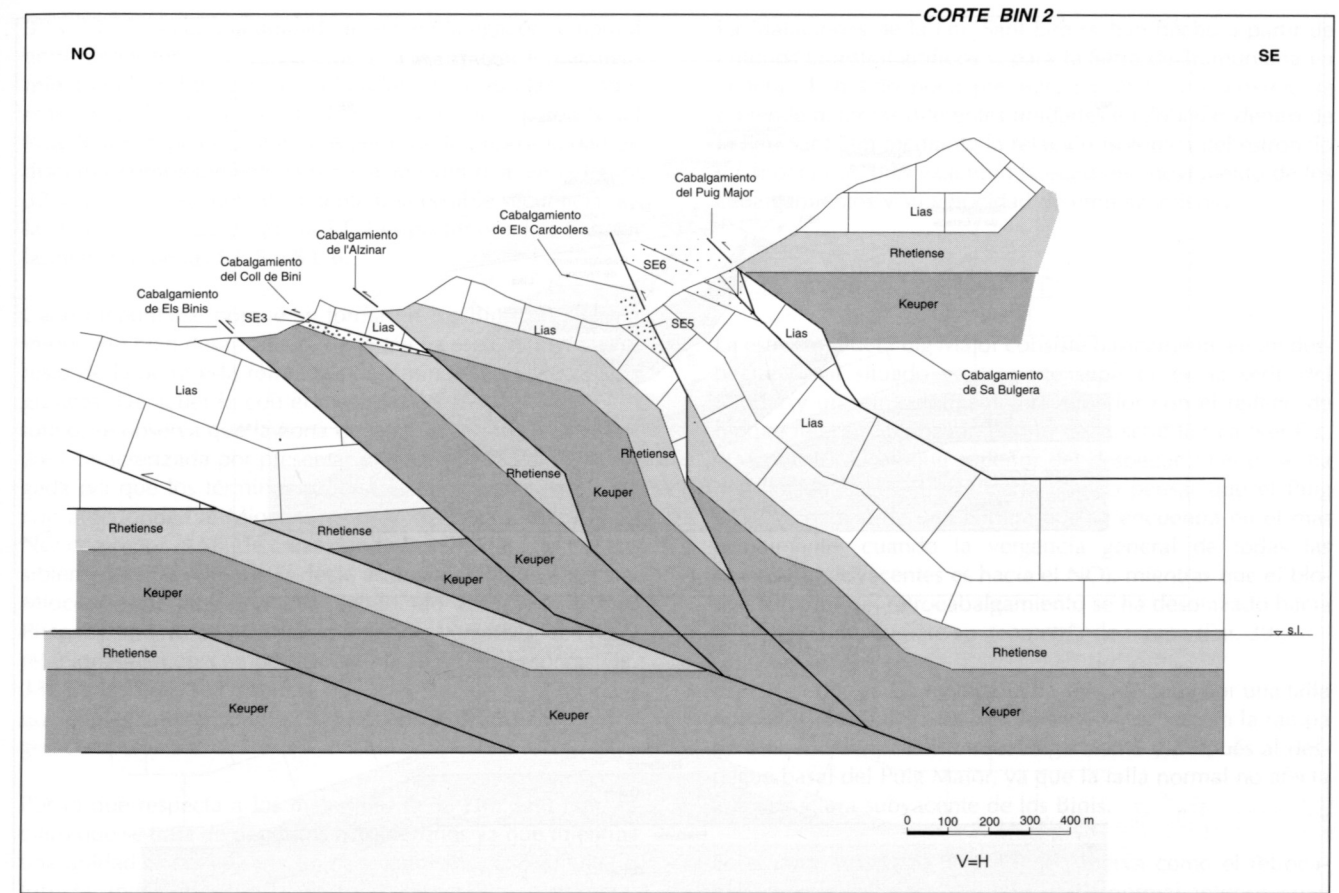


Fig. 37.- Corte geológico Bini 2, paralelo al Bini 1 (situación en la Fig. 36).

lela. La serie se acaba con calizas *packstones* y *grainstones* de rodóceas y fragmentos de pelecípodos; son abundantes las púas y placas de equínidos y los foraminíferos tipo *Amphistegina*, *Ammonia* y *Cibicidina*.

El cabalgamiento más alto y más meridional es el del Puig Major. Su lámina engloba completamente las series del Rhetiense y del Lías y no presenta afloramientos de materiales miocenos.

2) Relación entre los materiales sintectónicos de la Fm. Sant Elm y las superficies de cabalgamiento.

Los materiales de la S.E.1 son discordantes sobre las calizas liásicas. El buzamiento de los sedimentos miocenos, hacia el S o SE, es entre 25° y 30° mayor que el de las calizas, las cuales también buzaban hacia el SE. Por tanto, cuando se restituyen a la horizontal las capas miocenas resulta que las calizas del Lías presentaban un buzamiento de entre 25° y 30° hacia el NO (Fig. 38-1). Esta relación se ha explicado considerando que inicialmente los sedimentos miocenos se depositaron discordantes sobre el flanco frontal de un pliegue vergente al NO (Fig. 38-1). Los materiales de la S.E.1 son cortados por el cabalgamiento de los Binis.

La S.E.2 fosiliza, en el sector más oriental del área, el cabalgamiento de los Binis y se sitúa estratigráficamente sobre la

S.E.1. Se concluye por tanto que: 1) al menos los últimos movimientos del cabalgamiento de los Binis se produjeron entre la deposición de la S.E.1 y la S.E.2 y; 2) que la S.E.1 es anterior a la S.E.2.

La S.E.3 se sitúa estratigráficamente sobre la S.E.2 al este de Els Matalassos, indicando que es posterior a la S.E.2 y por tanto posterior también al emplazamiento final del cabalgamiento de los Binis.

La S.E.5 es cortada por el cabalgamiento de Els Cardcolers. La lámina de Els Cardcolers contiene la S.E.6 que se dispone en sinclinal vergente al NO. La S.E.6 es discordante sobre el Lías, fosiliza el cabalgamiento de Els Cardcolers y es, como mínimo, fuertemente discordante respecto al cabalgamiento del Alzinar, (si no lo fosiliza completamente) aunque esto no es observable ya que la continuación de la estructura queda tapada por la lámina del Puig Major. Finalmente, el cabalgamiento del Puig Major corta tanto la S.E.6, como las S.E. 4 y 3. Por tanto se deduce que la S.E.5 es anterior al cabalgamiento de Els Cardcolers, este es anterior a la S.E.6, que a su vez es anterior al cabalgamiento del Puig Major.

Finalmente, resta conocer las relaciones temporales entre los dos grupos de depósitos: por un costado la S.E.1, S.E.2 y S.E.3 y por otro la S.E.5 y S.E.6. Esta relación no queda clara en el mapa geológico (Fig. 36) ni tampoco en los cortes (Figs.

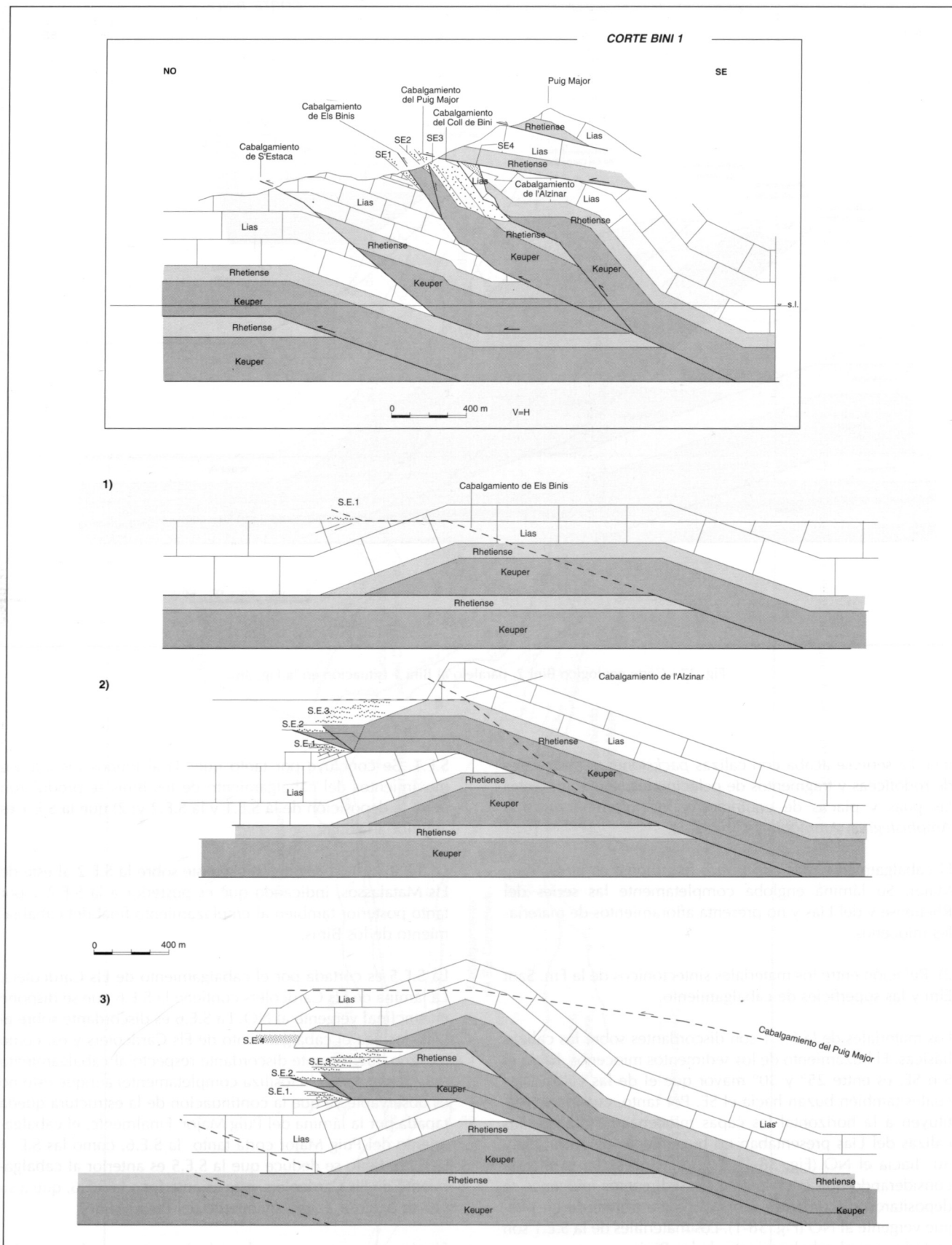


Fig. 38.- Corte geológico Bini I y su evolución estructural (situación en la Fig. 36). El sistema imbricado de cabalgamientos de los Binis se desarrolla en un lugar donde la serie liásica era inicialmente más delgada, a causa del plegamiento y de la erosión pre-Mioceno inferior (anterior a la Fm. Sant Elm).

37 y 38). De hecho la unidad clave para la ligazón temporal entre depósitos es la S.E.4; ésta parece fosilizar el cabalgamiento del Coll de Bini, pero la relación no es clara y, además, un abanico aluvial actual proveniente de la pared N del Puig Major, tapa el contacto. A pesar de la imposibilidad de discernir completamente la secuencia evolutiva, en la figura 37 se presenta esquemáticamente una posible secuencia, en la cual se ha supuesto que la S.E.4 es posterior a la S.E.3, sin la inclusión de las S.E.5 y S.E.6.

Cabe preguntarse porqué se forma en los Binis un sistema imbricado bien desarrollado, de pequeña escala, mientras el resto de la Serra está formada por láminas cabalgantes más grandes. De acuerdo con el mapa geológico y el corte evolutivo, se observa que la zona de los Binis corresponde a un área caracterizada por presentar una serie del Lías muy delgada (ya que los términos superiores han sido erosionados con anterioridad al Mioceno inferior), rodeada, tanto por el NO como por el SE, de áreas donde la serie del Lías es sensiblemente más potente. Es decir, es un área donde, antes del Mioceno inferior, se había producido un plegamiento. Pliegues anteriores al Mioceno inferior, vergentes al NO y relacionados con compresión se observan en Escorca (Fig. 33). En los Binis se considera que la evolución es parecida y que el plegamiento anterior al Mioceno inferior tiene un origen compresivo.

Por lo que respecta a los materiales de la Fm. Sant Elm, es claro que se trata de depósitos heterócronos ya que mientras una unidad es cortada por un cabalgamiento, la siguiente lo fosiliza, indicando que la última es posterior a la primera.

Las dataciones de la Fm. Sant Elm se han hecho a partir de criterios bioestratigráficos y, para la Serra de Tramuntana en general, han sido poco precisas. En un futuro próximo se pretende datar las diferentes unidades englobadas dentro de la Fm. Sant Elm mediante la relación isotópica del estroncio y conocer con más exactitud la edad del movimiento de los cabalgamientos y su velocidad de emplazamiento.

### 3.1.5.2. El Puig Major

La estructura del Puig Major consiste básicamente en un despegue basal situado en la parte superior de la serie de Keuper y un retrocabalgamiento superior con el rellano de bloque inferior localizado dentro de la serie liásica (ver Fig. 40-Corte V). El bloque superior del despegue inferior se ha desplazado hacia el NO (sería ilógico pensar que el Puig Major proviene de una lámina que se encuentra en el mar actualmente, cuando la vergencia general de todas las estructuras adyacentes es hacia el NO), mientras que el bloque superior del retrocabalgamiento se ha desplazado hacia el SE, tal como sugiere su geometría de rampa (Fig. 39).

Con posterioridad la estructura ha sido afectada por una falla normal (Corte V, Fig. 40) que se enraiza, primero a la rampa de bloque inferior del retrocabalgamiento y después al despegue basal del Puig Major, ya que la falla normal no afecta a la estructura subyacente de los Binis.

En el corte restituido (Fig. 40) se observa como el retrocabalgamiento está asociado a una falla normal anterior, cuya

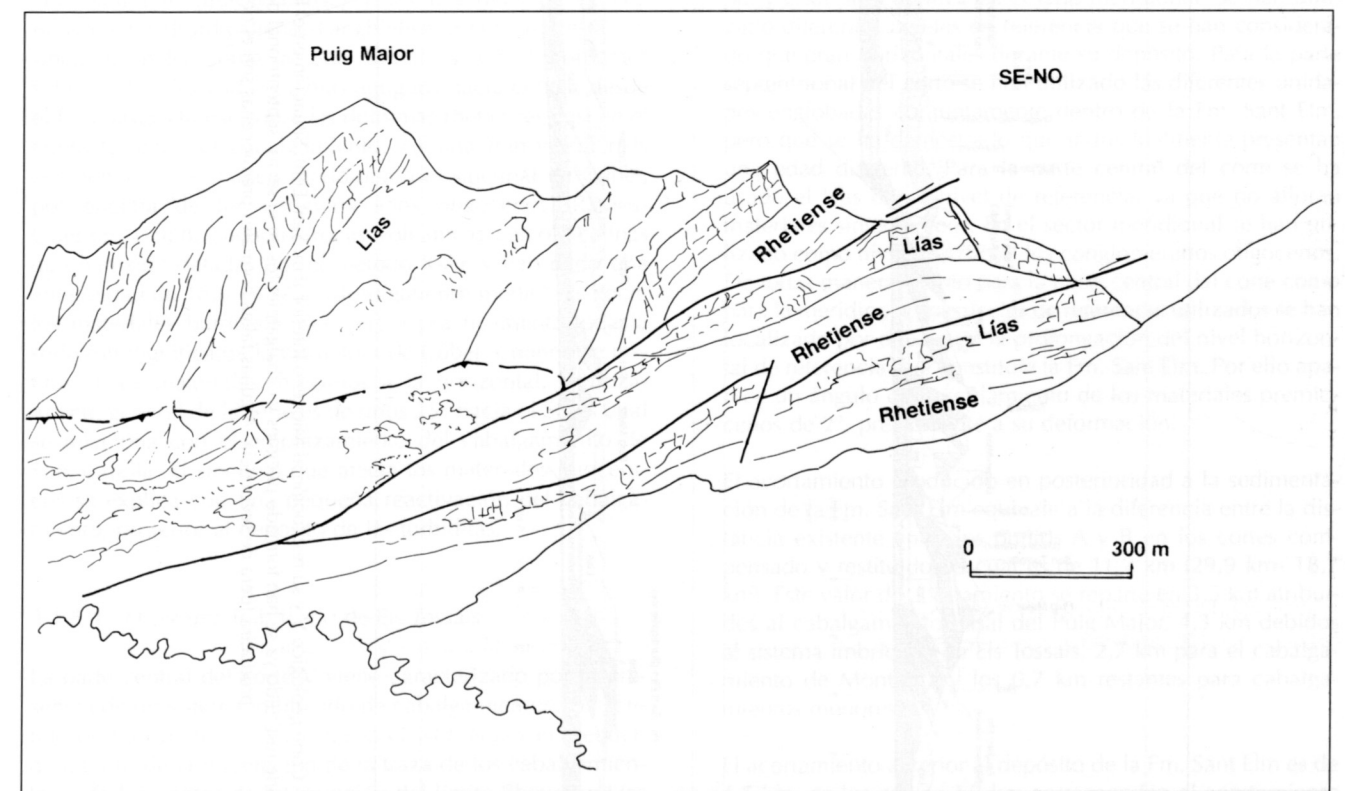


Fig. 39.- El Puig Major. Observar la rampa de bloque superior que forman las dolomías del Rhetiense y las calizas del Lías con la superficie de cabalgamiento más alta.



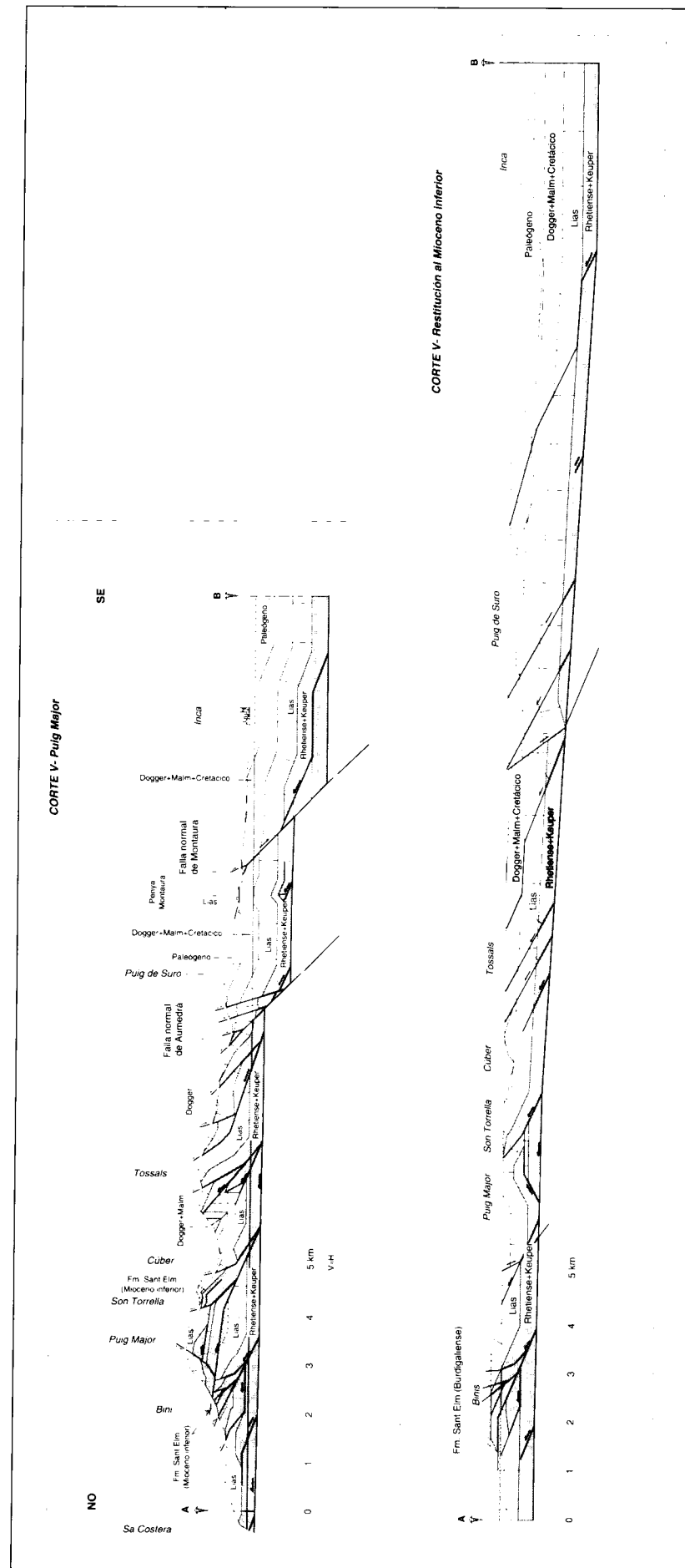


Fig. 40.- Corte geológico V y su restitución al Mioceno inferior (Fm. Sant Elm). Situación en el Fig. 16. La parte meridional del corte está afectada por fallas normales del Mioceno superior-Cuaternario. En el corte restituido ya se han formado pliegues y cabalgamientos en el sector septentrional del corte (Binis, Puig Major y Son Torrella) y, por tanto, la deformación posterior del sector SE del corte se producirá fuera de secuencia. Algunas fallas normales premiocenas son el desencadenante de la formación de retrocabalgamientos (por ejemplo, en el Puig Major).

presencia ha sido deducida por el hecho de que todas las láminas situadas más al NO del Puig Major (por ejemplo en Sa Costera y Binis) incluyen en su serie estratigráfica prácticamente la totalidad del Keuper, mientras que en las láminas del SE del Puig Major, está ausente o tiene una potencia muy reducida.

Ya que el retrocabalgamiento del Puig Major presenta un rellano de bloque inferior dentro del Lías, delante de la rampa de bloque superior habría de encontrarse un sinclinal de materiales liásicos (los que faltan en el bloque inferior). Ya que el sinclinal no existe, el problema se ha solucionado considerando que el retrocabalgamiento es anterior al cabalgamiento de Son Torrella y que éste ha cortado el sinclinal. Como el cabalgamiento de Son Torrella es en gran parte anterior a la Fm. Sant Elm (Mioceno inferior), en el corte restituido en el Mioceno inferior se ha considerado que el retrocabalgamiento ya se había emplazado.

### 3.1.5.3. Son Torrella y el sinclinal de Cúber

La estructura de Cúber constituye la continuación nororiental de la estructura de Alfàbia. Se trata básicamente de un sinclinorio con un anticlinal central vergente al NO, un flanco meridional vertical que es bloque inferior del cabalgamiento de Tossals y un flanco septentrional que forma el anticlinal de bloque superior del cabalgamiento de Son Torrella.

La estructura de Son Torrella incluye materiales supuestamente sintectónicos (Fig. 40-Corte V). Las calcarenitas de la Fm. Sant Elm (Burdigaliense) y las turbiditas de la Fm. Banyalbufar (Burdigaliense-Langhiense) están dispuestas en sinclinal en Sa Coma de Son Torrella y son discordantes sobre materiales cada vez más antiguos hacia el NO, desde el Lías hasta situarse sobre las dolomías rhetienses casi en el contacto sobre el cabalgamiento. En una transversal más occidental, en el flanco meridional del sinclinal de Cúber, por encima de los conglomerados oligocenos, Ramos-Guerrero (1988) encontró rocas volcánicas calco-alcálicas que han sido datadas por el método K-Ar, y han dado una antigüedad de 18,6-19 M.a. (Burdigaliense medio). Es decir, los materiales burdigalienses cortan prácticamente toda la serie estratigráfica de la estructura de Cúber. Cuando se restituyen los materiales miocenos a la horizontal, el buzamiento general de la serie es de unos 25° hacia el SE, el cual se relaciona con el emplazamiento del cabalgamiento de Son Torrella. El sinclinal que afecta los materiales miocénicos se explica con una pequeña reactivación del cabalgamiento, posterior al depósito de las turbiditas.

### 3.1.5.4. El sistema imbricado de Els Tossals

La parte central del corte V viene caracterizado por la presencia de un sistema imbricado de cabalgamientos con sentido de transporte tectónico hacia el NO (N325°E), deducido a partir de la orientación de la traza de los cabalgamientos y de los puntos de interrupción del límite Rhetiense-Lías con las superficies de cabalgamiento. Las láminas cabalgantes involucran materiales del Keuper, Rhetiense, Lías y del

Dogger-Malm, sin que presenten cambios apreciables en cuanto a potencia o fácies.

El límite meridional del imbricado de Els Tossals viene dado por la falla normal de Aumedrà, la traza de la cual se sigue a lo largo de 9,5 km, según una dirección NE-SO. La falla, que tiene asociada otras fallas de orden menor, hunde el bloque meridional, presenta un salto mínimo de 1 km y es posterior a los cabalgamientos ya que los corta.

### 3.1.5.5. Los alrededores de Montaura

Situada 3 km al NO de Inca, la Peña Montaura consiste en un cabalgamiento con sentido de transporte tectónico hacia el NO, que dispone las calizas del Lías sobre las margocalizas del Jurásico medio-superior y Cretácico. La Peña Montaura correspondería a una pequeña *klippe* tectónica sino estuviese limitada al S por la falla normal de Montaura. La *klippe* de Peña Montaura es equivalente a la *klippe* del Puig de Sa Creu, localizado 3 km al O, en la cual el bloque superior está formado exclusivamente por materiales del Lías, dispuestos en situación de rellano de bloque superior. La *klippe* se relaciona con el cabalgamiento de Montaura, de tal manera que en este, más al SE, se ha supuesto la existencia en profundidad de un rellano de bloque inferior situado en el techo del Rhetiense, para compensar el rellano de bloque superior del Puig de Sa Creu.

### 3.1.5.6. Corte restituido

El corte se ha estacado en Sa Costera en el lado septentrional y 2 km al S de Inca en el lado meridional. Se han utilizado diferentes niveles de referencia que se han considerado que eran horizontales durante su depósito. Para la parte septentrional del corte se han utilizado las diferentes unidades englobadas conjuntamente dentro de la Fm. Sant Elm, pero que se ha demostrado que individualmente presentan una edad diferente. Para la parte central del corte se ha usado el Lías como nivel de referencia, ya que no afloran materiales sintectónicos. En el sector meridional se han utilizado como nivel horizontal los conglomerados oligocenos. De todas maneras, tanto para la parte central del corte como para la meridional, los niveles de referencia utilizados se han localizado por debajo de la prolongación del nivel horizontal de referencia que constituía la Fm. Sant Elm. Por ello aparece un ángulo de basculamiento de los materiales premiocenos de 2°, previamente a su deformación.

El acortamiento producido en posterioridad a la sedimentación de la Fm. Sant Elm equivale a la diferencia entre la distancia existente entre los puntos A y B en los cortes compensado y restituido, la cual es de 11,2 km (29,9 km- 18,7 km). Este valor de acortamiento se reparte en 3,5 km atribuidos al cabalgamiento basal del Puig Major, 4,3 km debidos al sistema imbricado de Els Tossals, 2,7 km para el cabalgamiento de Montaura y los 0,7 km restantes para cabalgamientos menores.

El acortamiento anterior al depósito de la Fm. Sant Elm es de 4,5 km, de los cuales 2,7 km corresponden al acortamiento producido en los Binis, 0,7 km al retrocabalgamiento del Puig Major y 1,1 km al cabalgamiento de Son Torrella.



### 3.1.5.7. Edad de la deformación

Buena parte del movimiento de los cabalgamientos de los Binis es anterior a la sedimentación de los materiales de la Fm. Sant Elm (ver corte restituido). La edad de esta Formación en la Serra de Tramuntana es dudosa pero casi todos los autores (González-Donoso et al., 1982; Rodríguez-Perea, 1984; I.T.G.E. 1993; Serra, com. per.) la atribuyen al Burdigaliense.

El cabalgamiento de Son Torrella se encuentra prácticamente fosilizado por los materiales de la Fm. Sant Elm, aunque puede haberse producido un pequeño desplazamiento posterior.

El cabalgamiento más septentrional del imbricado de Tossals es equivalente, hacia el SO, al cabalgamiento de L'Ofre. Este, como se verá en el corte VI, cabalga unas rocas volcánicas que fueron atribuidas por Ramos-Guerrero, 1988, mediante datación absoluta, al Burdigaliense medio (18,6-19 M.a.). Por tanto el cabalgamiento septentrional de Els Tossals es posterior a los 18,6-19 M.a.

El sistema imbricado de Els Tossals confluye hacia el NE con el cabalgamiento de Fartàritx, el cual corta turbiditas del Burdigaliense superior-Langhiense y, por tanto, el emplazamiento final del sistema imbricado ha de ser posterior a esa edad.

Por lo que respecta al cabalgamiento de Peña Montaura, el mapa geológico muestra como corta conglomerados del Oligoceno superior y por tanto es posterior a ellos, sin que se pueda precisar más su edad ya que no presenta sedimentos sintectónicos asociados.

En todo caso, si se considera que el acortamiento de 4,5 km anterior al corte restituido en el Mioceno inferior (Fm. Sant Elm), se ha producido únicamente durante el Burdigaliense

inferior (21-19 M.a.), la velocidad de acortamiento mínima en el ámbito del corte, durante este periodo de tiempo, es de 2,25 mm/a.

Si se considera que el cabalgamiento de Peña Montaura se emplazó posteriormente al depósito de la Fm. Sant Elm y que los 11,2 km de acortamiento existentes entre los cortes compensado y restituido tuvieron lugar durante un lapso de tiempo que incluye desde el Burdigaliense medio (19 M.a.) hasta el Serravaliense inferior (14 M.a.), la velocidad de acortamiento mínima en el corte es de 2,24 mm/a.

### 3.1.6. CORTE GEOLÓGICO VI: L'Ofre

Se extiende en dirección NO-SE desde Bàltx, 2,5 km al NE del Puerto de Sóller hasta Binissalem. El corte se ha seguido dentro de la cubeta de Inca y hasta el pueblo de Montuiri, en el centro de la isla, con la ayuda del perfil sísmico núm. 10 de G.E.S.A. El corte atraviesa el Puig de Bàltx, L'Ofre, el cabalgamiento del castillo de Alaró, Binissalem, la cubeta de Inca y llega hasta 1 km al O de Montuiri. La longitud total del corte es de 40 km.

#### 3.1.6.1. Desde Bàltx hasta Fornalutx

La lámina más septentrional corresponde a la del Puerto de Sóller y forma un sinclinal vergente al NO. El corte, paralelo a la dirección de transporte, atraviesa perpendicularmente el cabalgamiento de transporte, atraviesa perpendicularmente la rampa lateral del cabalgamiento de Bàltx d'Abaix. Este último cabalgamiento (Fig. 41) presenta una traza orientada NE-SO desde Sa Costera hasta Bàltx des Mig asociada a la rampa frontal y está orientada N-S, desde Bàltx des Mig hasta el NO de Fornalutx, en el tramo relacionado a la rampa oblicua. La disposición de los puntos de interrupción del límite Keuper-Rhetiense en el bloque superior está de acuerdo con esta interpretación.

El Puig de Sa Bassa presenta un cabalgamiento en su base que repite parcialmente la serie del Lías y la del Rhetiense y que, en el mapa, cabalga sedimentos miocenos tanto de la Fm. Sant Elm como de la Fm. Banyalbufar. De hecho, este cabalgamiento es el equivalente lateral del cabalgamiento de los Binis y los materiales del Mioceno inferior corresponden a la S.E.1 de la figura 36.

#### 3.1.6.2. L'Ofre y el sinclinal de Cúber

Son Torrella constituye el flanco septentrional del sinclinal de Cúber y su estructura ya ha sido explicada en el corte anterior. El flanco meridional del sinclinal está invertido y constituye el bloque inferior del cabalgamiento de L'Ofre. En el Puig de l'Ofre se encuentra, de base a techo, un cabalgamiento de conglomerados oligocenos sobre materiales volcánicos calcoalcalinos que han sido datados por el método K-Ar y han dado una antigüedad de 18,6-19 M.a., Burdigaliense medio (Ramos-Guerrero, 1988). Un segundo cabalgamiento dispone las calizas liásicas sobre los conglomerados oligocenos y un cabalgamiento superior sitúa las dolomías del Rhetiense, en posición de rampa de bloque superior, sobre las calizas del Lías. Se considera que el cabalgamiento principal es el superior, el cual relaciona los materiales de la Mola de Son Montserrat (bloque superior) con los de Cúber (bloque inferior).

El cabalgamiento de L'Ofre se encuentra afectado por una falla normal posterior (la falla normal de Alfàbia) que hunde el bloque meridional, de tal manera que los materiales que afloran en la Mola de Son Montserrat son equivalentes a los de la cima del Puig de l'Ofre, que es el testimonio de que la lámina de Son Montserrat cabalgó la de Cúber y toda la sierra de Alfàbia. La traza de esta falla normal presenta una longitud mínima de 12 km (25 km si se prolonga por el límite de la Serra con la cubeta de Palma), tiene una forma general de media luna y un salto en esta transversal de 1,2 km.

#### 3.1.6.3. La estructura de los alrededores de Alaró

La traza del cabalgamiento de la base de los Puigs de Alaró y de S'Alcadena queda interrumpida por la falla normal de Alaró que hunde el bloque meridional unos 1400 m, ya que se interpreta que los conglomerados oligocenos del Puig de Bellveure (más al SE) pertenecen a la misma lámina que las dolomías rhetienses del Puig de Alaró.

El cabalgamiento del Puig de Alaró sube y baja en la serie estratigráfica de su bloque inferior. En efecto, en el mapa geológico se observa que se dispone alternativamente sobre materiales del Jurásico y Cretácico o bien del Oligoceno. Si un cabalgamiento presenta un nivel de despegue irregular puede suceder que la lámina cabalgante, al moverse, arrastre con ella pequeños fragmentos del bloque inferior. Esto es lo que se observa en el margen septentrional del Puig de S'Alcadena (Fig. 42) donde en el frente del cabalgamiento de Alaró los conglomerados oligocenos y las calizas del Lías se encuentran adyacentes mediante un contacto tectónico que se entronca con el cabalgamiento principal de Alaró. La esquistosidad encontrada en el contacto indica un movimiento hacia el NO del bloque superior. Se considera que

los conglomerados forman parte de un fragmento del bloque inferior arrastrado juntamente con el bloque superior durante el emplazamiento del cabalgamiento principal.

En el corte restituido en el Mioceno inferior, para que el cabalgamiento de Alaró no bajase de forma excesiva (y poco probable) en la serie estratigráfica del bloque inferior, se ha considerado la existencia de un pliegue asociado a un cabalgamiento, los dos previos al emplazamiento del cabalgamiento de Alaró.

#### 3.1.6.4. El perfil sísmico número 10 de G.E.S.A.

Se trata de un perfil sísmico que atraviesa en dirección NO-SE la cubeta de Inca y se extiende desde Binissalem hasta Montuiri, con una longitud total de 18,5 km. De acuerdo con las directrices dadas por G.E.S.A. (Gas y Electricidad, Sociedad Anónima), la empresa propietaria de los perfiles, en esta memoria se presenta un dibujo de líneas del perfil sísmico (Fig. 43).

La principal y más clara característica del perfil es la presencia en el sector NO, entre los puntos de disparo 520 y 840, de un paquete de reflectores paralelos entre si e inclinados unos 20° hacia el SE, que cortan otros reflectores también paralelos, pero horizontales. La geometría corresponde a la de un cabalgamiento (cabalgamiento 1 en el perfil sísmico) con un sentido de transporte tectónico hacia el NO y un nivel de despegue horizontal localizado a una profundidad de 1,6 segundos de tiempo doble (el que equivale a unos 3,8-4 km de profundidad, aproximadamente). La superficie de cabalgamiento presenta dos inflexiones y no llega a aflorar en superficie a causa de que, supuestamente, es cortada por una falla normal localizada al NO de Binissalem, casi al pie de la Serra de Tramuntana.

En el sector central del perfil queda bien definida la falla normal de Sencelles, cartografiada y estudiada por Benedicto (1991). La falla se corresponde con un cambio abrupto de la facies sísmica y una falta de continuidad de los reflectores, los cuales presentan una geometría interna de abanico abierto hacia la falla. Aunque no se encuentra exactamente sobre la transversal del perfil sísmico, el sondeo Mallorca 1, de 1700 m de profundidad, situado al NO de la falla de Sencelles y que atraviesa toda la serie estratigráfica completa desde el Cuaternario hasta el Oligoceno, presenta una interrupción en el registro sedimentario que abarca prácticamente desde el Eoceno (únicamente se cortan una decena de metros) hasta el Malm. Este vacío en el registro estratigráfico es debido a la presencia de diversas fallas normales (comprobado personalmente en el sondeo). Se ha interpretado que estas fallas se relacionan con las que se observan en superficie (p.ej. fallas normales de Sencelles y de Binissalem) y en consecuencia se considera que son fallas listricas, ya que tienden a horizontalizarse en profundidad.

El sector SE del perfil se caracteriza por la presencia de retrocabalgamientos superficiales, con el nivel de despegue situado a una profundidad máxima de 0,7 segundos en tiempo doble. En las proximidades de Sineu, unos 6 km al NE del perfil sísmico, Fallot y Darder (1925) describen un cabalgamiento, dirigido hacia el SE, de conglomerados oligocenos

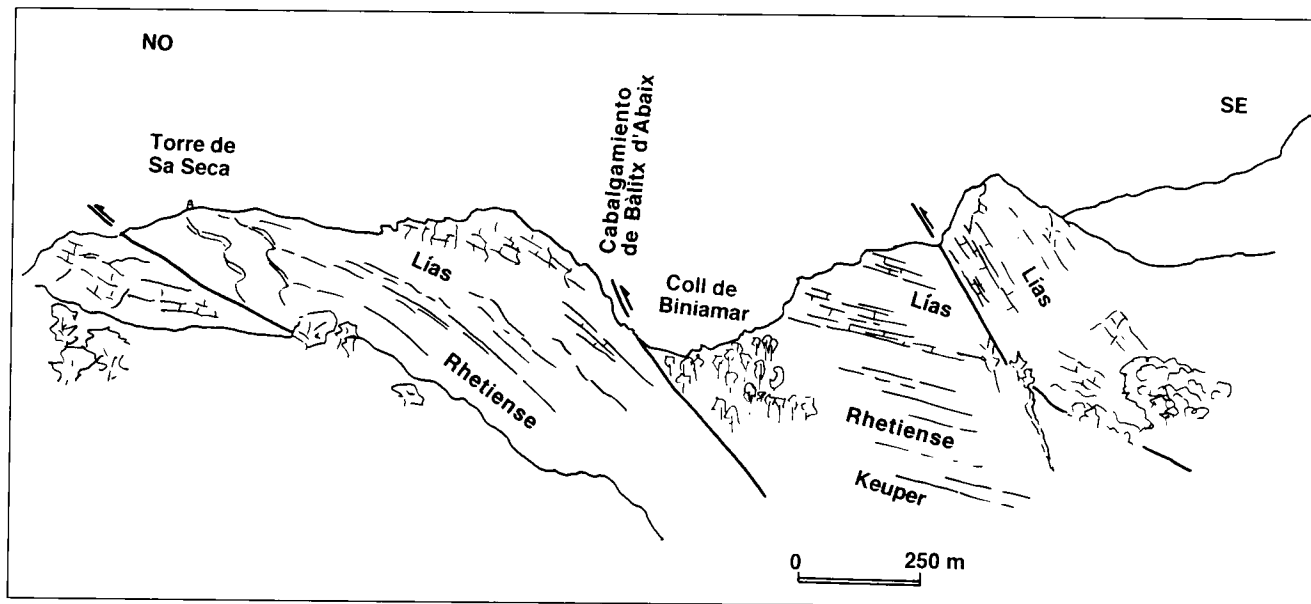


Fig. 41.- Cabalgamientos imbricados en el área de Bàltx. Las láminas están compuestas por materiales del Keuper, Rhetiense y del Lías. Los pliegues son vergentes al NO y en el dibujo se observan dos rampas de bloque superior: en la Torre de Sa Seca y en el Coll de Biniamar.

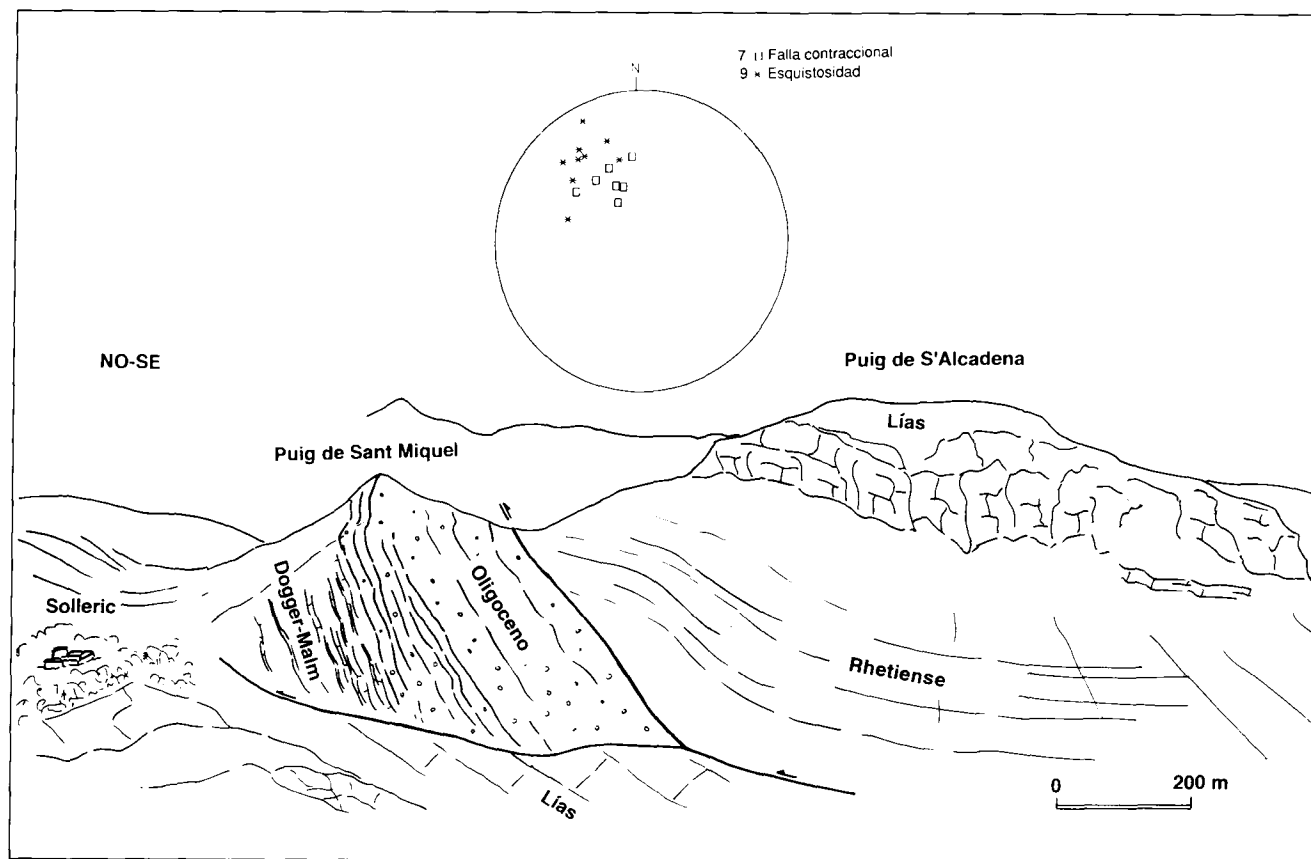


Fig. 42.- Contacto tectónico entre las calizas del Lías y los conglomerados oligocenos y las margocalizas del Dogger-Malm. Todo el conjunto está cabalgado por la lámina del Puig de S'Alcadena. Este último cabalgamiento sube y baja en la serie del bloque inferior (se observa en el mapa geológico) y se interpreta que los materiales del Oligoceno y del Dogger-Malm corresponden a un fragmento del bloque inferior, cortado y transportado por el cabalgamiento del Puig de S'Alcadena.

sobre turbiditas del Mioceno inferior. De hecho en Defla, 1 km al E de Sineu, aflora un retrocabalgamiento que dispone las calizas lagunares oligocenas (con numerosos pliegues vergentes al SE) sobre las turbiditas miocenas. Por tanto, en el corte geológico se considera que los retrocabalgamientos observados en el perfil se despegan en los materiales eoceenos o/y oligocenos. En profundidad los retrocabalgamientos se entroncan a un cabalgamiento dirigido hacia el antepaís constituyendo una estructura general en cuña.

Otro hecho destacable es la interpretación de una falla normal (A en la Fig. 43) anterior a los cabalgamientos localizada entre los puntos de disparo 600 y 760 y a una profundidad entre 1 y 1,5 segundos, en tiempo doble. La suposición de la existencia de esta falla se fundamenta en que:

1) la lámina cabalgante 1 engloba una serie estratigráfica que abarca desde el Keuper hasta el Oligoceno. El sondeo Mallorca 1 ha confirmado la columna global hasta el Lías. La presencia del Rhetiense y del Keuper se ha deducido a partir del cálculo de la profundidad a la que se encuentra el cabalgamiento y de los datos de la potencia de estos niveles en superficie.

2) si el despegue situado a 1,6 segundos se prolonga más al NO de donde se acaba el perfil sísmico, éste, o bien habría

de emerger en la Serra de Tramuntana (lo cual no es posible ya que los cabalgamientos en este sector de la Serra presentan numerosas rampas y es posible deducir donde empiezan y donde se acaban) o bien indicaría que, en esta transversal, por debajo de la Serra de Tramuntana se encontraría otra lámina cabalgante con una serie estratigráfica que abarca desde el Keuper hasta el Oligoceno, con lo cual la aloctonía sería mucho mayor. En cambio la presencia de una falla normal premiocena en el lugar donde se ha interpretado en el corte reduce la aloctonía de la Serra y su acortamiento y permite explicar la presencia de un gran cabalgamiento (el cabalgamiento 1) y la génesis de la cubeta de Inca.

Hay tres grandes tipos de interacción entre las estructuras compresionales y las estructuras extensionales preexistentes (Fig. 44-1) -Mitra, 1993-: 1) la reactivación de la falla normal como un cabalgamiento dando lugar a una inversión tectónica positiva (Fig. 44-2); 2) la falla normal provoca una concentración de esfuerzos que determina la posición del cabalgamiento (Fig. 44-3 y 4) y; 3) la falla normal es cortada y plegada por el cabalgamiento. En nuestro caso, la segunda hipótesis (Fig. 44-3) se adapta perfectamente a la geometría presentada: el cabalgamiento se forma delante de una falla normal porque ya existe la falla normal. El cabalgamiento sobrepasa la falla y continúa en un nivel superior al otro lado de la falla. Este hecho comporta la presencia de dos niveles

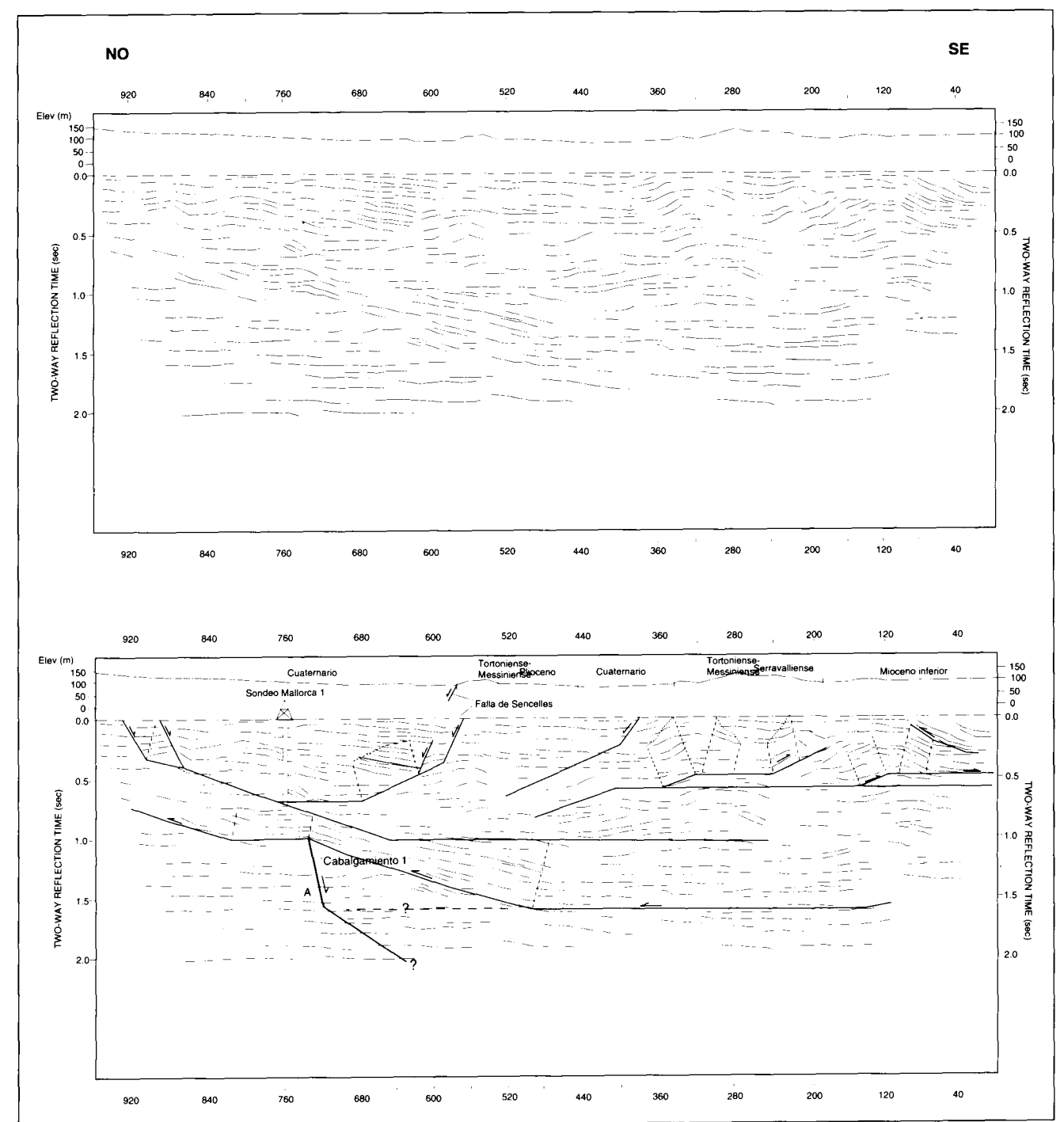


Fig. 43.- Dibujo de líneas e interpretación del perfil sísmico 10 de G.E.S.A. La estructura interpretada está incluida en el corte VI (Fig. 45). Más explicación en el texto.

de base diferentes a ambos lados de la falla, siendo posible la formación de una cuenca si otros cabalgamientos no rellenan el escalón dejado por el primer cabalgamiento.

### 3.1.6.5. Corte restituido

El corte se ha estacado en el Puig de Bàltx en el costado septentrional y, en el límite SE del perfil sísmico en la parte meri-

dional. Se han utilizado como nivel de referencia horizontal los materiales de la Fm. Sant Elm para la parte septentrional del corte, hasta el Puig de l'Ofre. Para el sector meridional, manteniendo la prolongación del nivel horizontal de la Fm. Sant Elm, ya que no aflora, el nivel de referencia utilizado han sido los conglomerados oligocenos, siempre situados por debajo de la prolongación del nivel miocénico.

El acortamiento total entre los puntos de estacamiento A y B

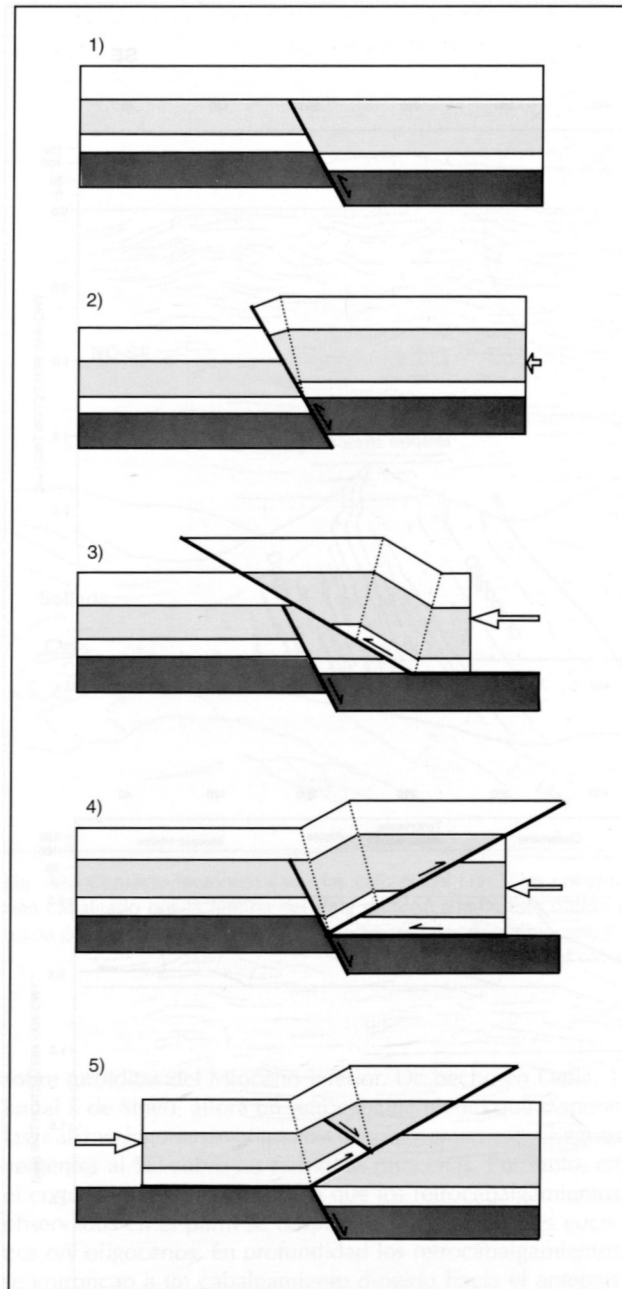


Fig. 44.- Tres grandes tipos de interacción entre las estructuras compresionales y las extensionales preexistentes: 1) falla normal planar, con sedimentos sintectónicos (trama de color gris pálido) que dan lugar a un engrosamiento de la serie en el bloque superior; 2) reactivación de la falla normal dando lugar a una inversión positiva; 3) y 4) la falla normal provoca una concentración de esfuerzos que determina la posición del cabalgamiento (3) o del retrocabalgamiento (4); 5) falla normal cortada y plegada por el cabalgamiento (según Mitra, 1993, modificado).

en los cortes compensado y restituido es de 22,6 km (58,6 km-36 km). Este valor se reparte básicamente en 7,5 km para el cabalgamiento de Alaró y 10 km para el cabalgamiento de la lámina superior sobre la inferior en el margen SE del corte.

El acortamiento anterior a la restitución es de 3,8 km; 1,3 km correspondientes al bloque inferior del Ofre, 1,3 km al blo-

que inferior del cabalgamiento de Alaró y 1,2 al retrocabalgamiento de Fornalutx (equivalente al del Puig Major).

### 3.1.6.6. Edad de la deformación

El cabalgamiento del Puig de Bàltx corta materiales de la Fm. Sant Elm y, por tanto, es posterior a ella. El cabalgamiento de Sa Bassa, equivalente al de los Binis, ha de ser anterior y sincrónico a la Fm. Sant Elm ya que el segundo también lo era. Tanto el retrocabalgamiento de Fornalutx como el cabalgamiento frontal del sinclinal de Cúber también son anteriores a la Fm. Sant Elm por su equivalencia al retrocabalgamiento del Puig Major y al cabalgamiento de Son Torrella, respectivamente.

El resto de los cabalgamientos son considerados posteriores a la Fm. Sant Elm. Por ejemplo, los retrocabalgamientos del margen SE del corte engloban y cortan turbiditas miocenas, pero estas son de edad Burdigaliense (inferior y superior) -Fig. 7-, probablemente de la misma edad que la Fm. Sant Elm en la Serra de Tramuntana (Burdigaliense: P. Serra com. per., Ramos-Guerrero, 1988).

Ya que no se conoce la edad exacta de cada estructura y se pueden cometer errores con relativa facilidad a causa de la heterocronía de los sedimentos sintectónicos a lo largo del corte, se hará un cálculo global de la velocidad de acortamiento. Se considera que la totalidad del acortamiento, 26,8 km (22,6 + 3,8 km) se ha producido entre el Burdigaliense (21-16 M.a.), el Langhiense (16-15 M.a.) y el inicio del Serravalliense (15-14 M.a.). Por tanto, la velocidad de acortamiento mínima para el periodo considerado es de (26,8 km/7 M.a.) 3,8 mm/a.

### 3.1.7. CORTE GEOLÓGICO VIII: Pastoritx

Se extiende en dirección NO-SE, desde S'Estaca, unos 2,5 km al NE del puerto de Valldemossa, hasta 1 km al N de Palmanyola, atravesando la unidad I de Fallot, las láminas de los puigs de Fontanelles y Son Moragues, los retrocabalgamientos de Pastoritx y de S'Obi y, en el margen SE, la lámina de S'Alqueria.

La unidad I únicamente aflora en el extremo septentrional del corte. Presenta una serie estratigráfica constituida por el Keuper, Rhetiense, Lías y, discordante, el Mioceno inferior con las dos formaciones características: la Sant Elm y la Banyalbufar. Todo el conjunto presenta un buzamiento suave hacia el SE. En la transversal del corte, la unidad I no aflora en ningún otro lugar y, por tanto, el punto de entroncamiento con la unidad II no es conocido. De todas maneras, una vez analizados los demás cortes, el mapa estructural y la geometría de la parte superficial del mismo corte, se ha considerado que la línea de entroncamiento entre la unidad I y la unidad II puede estar localizada en el subsuelo de Pastoritx, unos 4 km al E de Valldemossa.

#### 3.1.7.1. El imbricado de Pouet, Fontanelles y Son Moragues

La parte septentrional del corte se caracteriza por la presen-



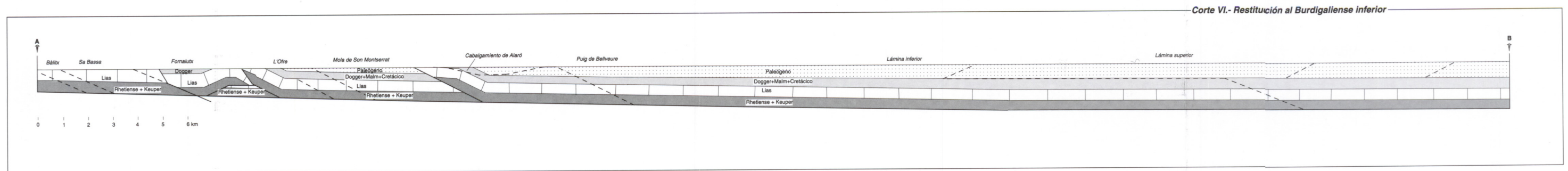
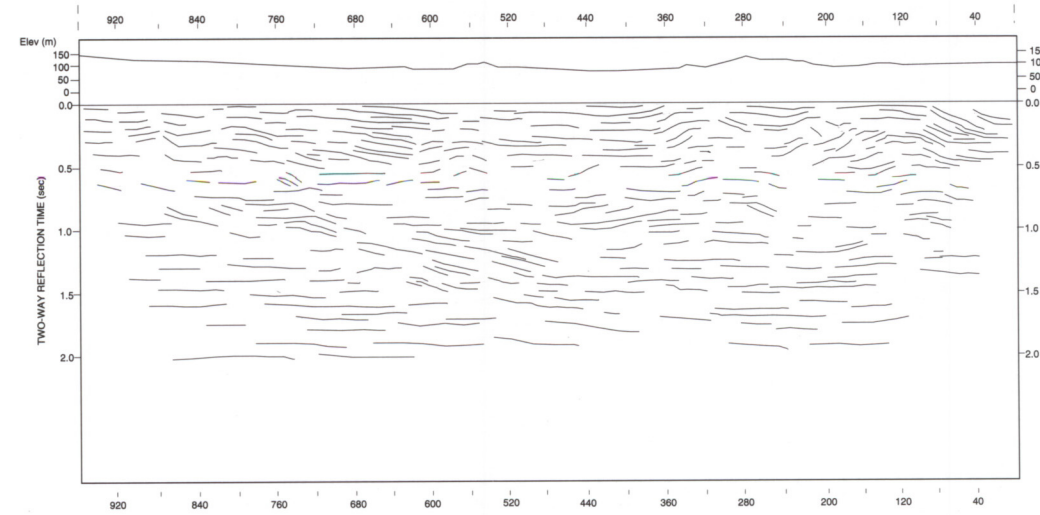
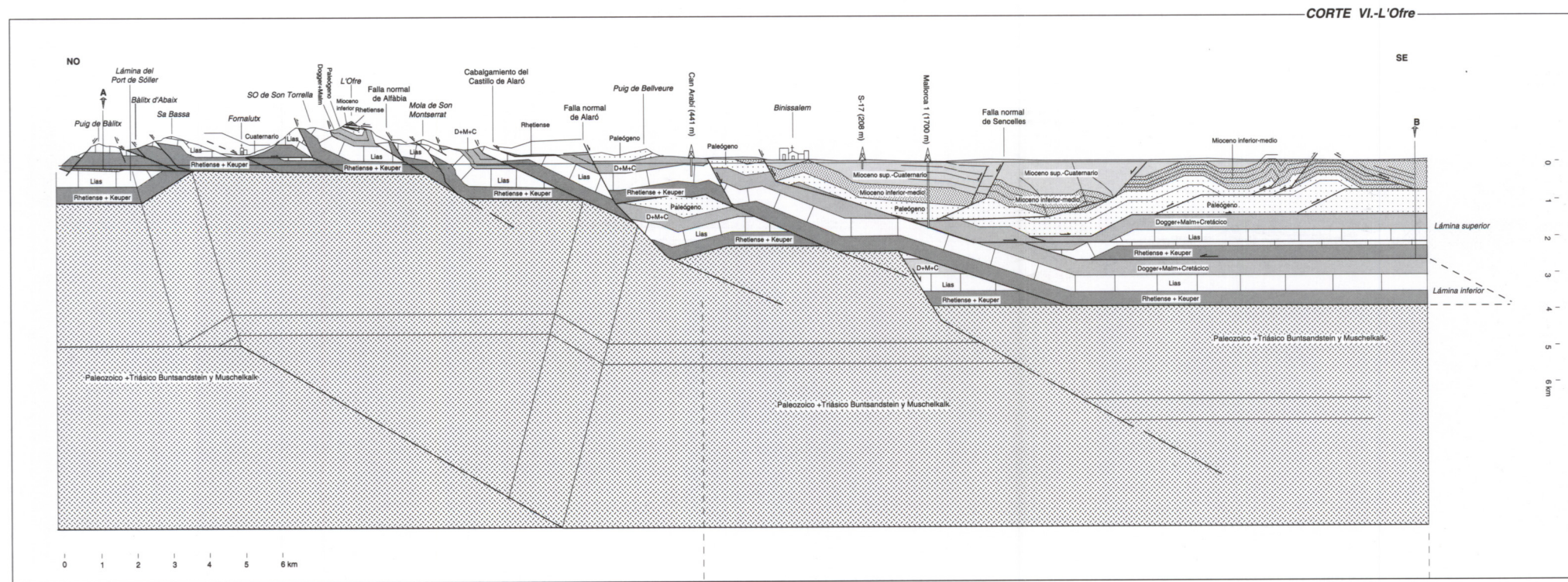


Fig. 45.- Corte geológico y corte restituído VI, que se extiende desde 2 km al NO de Montuiri hasta el Puig de Bàlitz, al N del Puerto de Sóller. La traza del perfil sísmico 10 de G.E.S.A., del cual se presenta un dibujo de líneas en la figura, es paralela y coincide con el corte geológico.



cia de un sistema imbricado de cabalgamientos con dirección de transporte tectónico hacia el NO, deducido a partir de la orientación general SO-NE de la traza de los cabalgamientos, las cuales se siguen a lo largo de una decena de kilómetros. El corte atraviesa los cabalgamientos de Pouet y de Son Moragues en una situación de rampa frontal, mientras que el cabalgamiento de Fontanellas es cortado en una situación de rampa lateral, como se puede deducir de la orientación N-S de los puntos de interrupción, en el bloque inferior, del límite Rhetiense-Lías con el cabalgamiento.

El nivel de despegue del cabalgamiento de Son Moragues se localiza en el Muschelkalk y el de los cabalgamientos de Pouet y Fontanellas en el Keuper. Se ha supuesto que el cabalgamiento simplemente sube en la serie hacia el NO y no se ha interpretado ninguna falla normal mesozoica para explicar este hecho, ya que no se observan criterios cartográficos para suponer una falla normal y, además, la primera hipótesis es más sencilla. La lámina de Fontanelles presenta un pequeño cabalgamiento que repite la serie del Keuper y da lugar a un anticlinal laxo en el bloque superior. El anticlinal caracteriza la estructura general del Puig de Fontanelles.

### 3.1.7.2. El sector meridional del corte

Desde Pastoritx hacia el SE se observa un cambio drástico, respecto al sector septentrional de corte, tanto en la geometría de los cabalgamientos como en la serie estratigráfica que involucran. Así la lámina de Pastoritx corresponde a un retrocabalgamiento plegado por el retrocabalgamiento del Puig de S'Obi el cual, a su vez, se encuentra plegado por un cabalgamiento (S'Alqueria) dirigido hacia el antepaís. Los retrocabalgamientos se encuentran despegados en la base del Lías, mientras que el cabalgamiento de S'Alqueria inclu-

ye incluso niveles del Keuper más alto. El retrocabalgamiento de Pastoritx incluye, sobre las calizas del Lías, sedimentos miocenos de la Fm. Sant Elm y se trata de la aparición más meridional de estos materiales en la transversal del corte. El retrocabalgamiento de S'Obi ya engloba niveles del Jurásico medio y superior, al igual que la lámina de S'Alqueria. En la figura 46 se observan claramente los puntos de interrupción del Dogger-Malm del bloque inferior del cabalgamiento de Pastoritx, indicando un sentido SE del transporte tectónico. El bloque inferior del cabalgamiento se encuentra plegado en sinclinal, cuyo flanco meridional está verticalizado.

Las diferencias estructurales entre el sector SE y el sector NO del corte son debidas a la presencia de la falla normal de Pastoritx. Efectivamente, en la Serra de Son Moragues, a unos 2 km al NE del corte, el Rhetiense e incluso el Keuper de la lámina de Son Moragues se encuentran adyacentes al Lías de la lámina de S'Obi, mediante un contacto tectónico que buza hacia el SE, siendo claramente una falla normal. Se considera que la presencia de la falla normal es la causa de que el nivel de despegue del sector meridional del corte esté situado a un nivel superior al del sector septentrional (ver corte restituído) y además explica la existencia de un retrocabalgamiento al frente de la falla normal, en un caso análogo al punto 4 de la figura 44, donde la falla normal provoca una concentración de esfuerzos para el desarrollo de un retrocabalgamiento.

La figura 47 muestra la secuencia evolutiva de la parte meridional del corte, a partir de la falla normal de Pastoritx. En el apartado A se observa como el acortamiento del cabalgamiento hacia el antepaís con rellano en el límite Rhetiense-Lías se compensa con un retrocabalgamiento despegado en la base del Lías y formado enfrente de la falla normal. Al progresar la cuña (Fig. 47 B), se produce un nuevo retrocabalgamiento incipiente en una posición más meridional que el

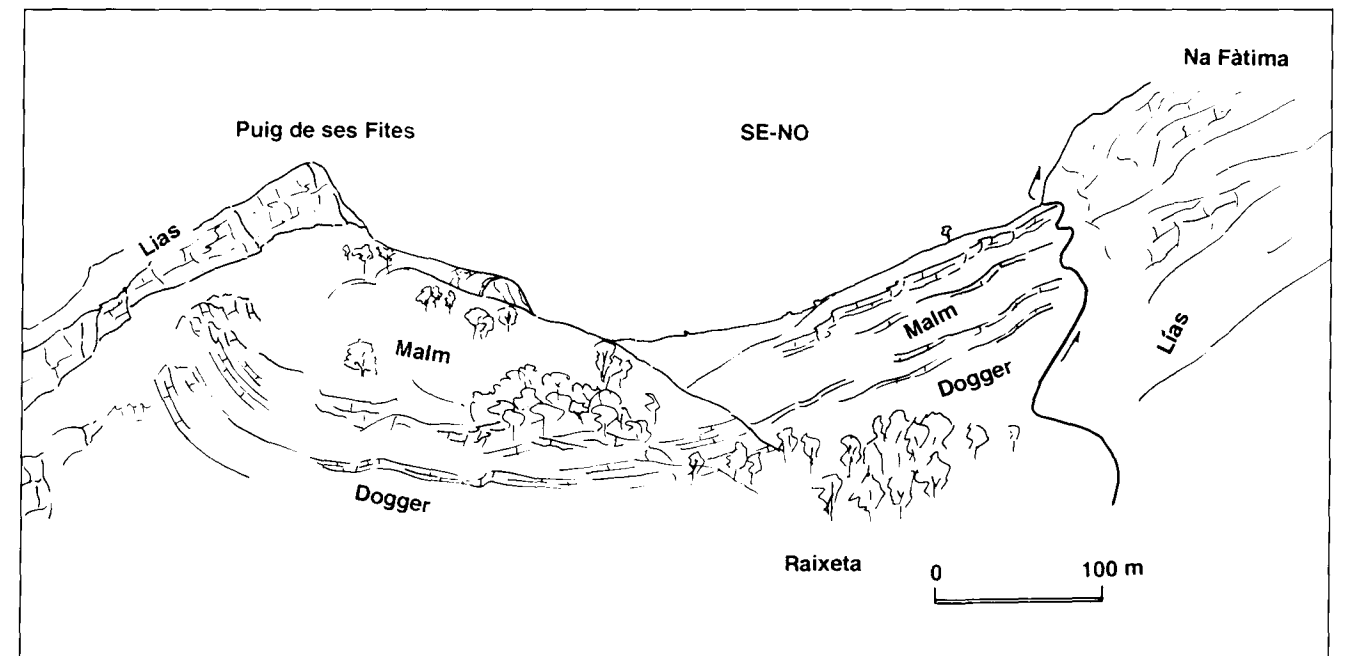


Fig. 46.-Dibujo del sinclinal de Raixeta, donde se observan claramente los puntos de interrupción del Dogger-Malm del bloque inferior del cabalgamiento de Pastoritx, indicando un sentido SE del transporte tectónico.

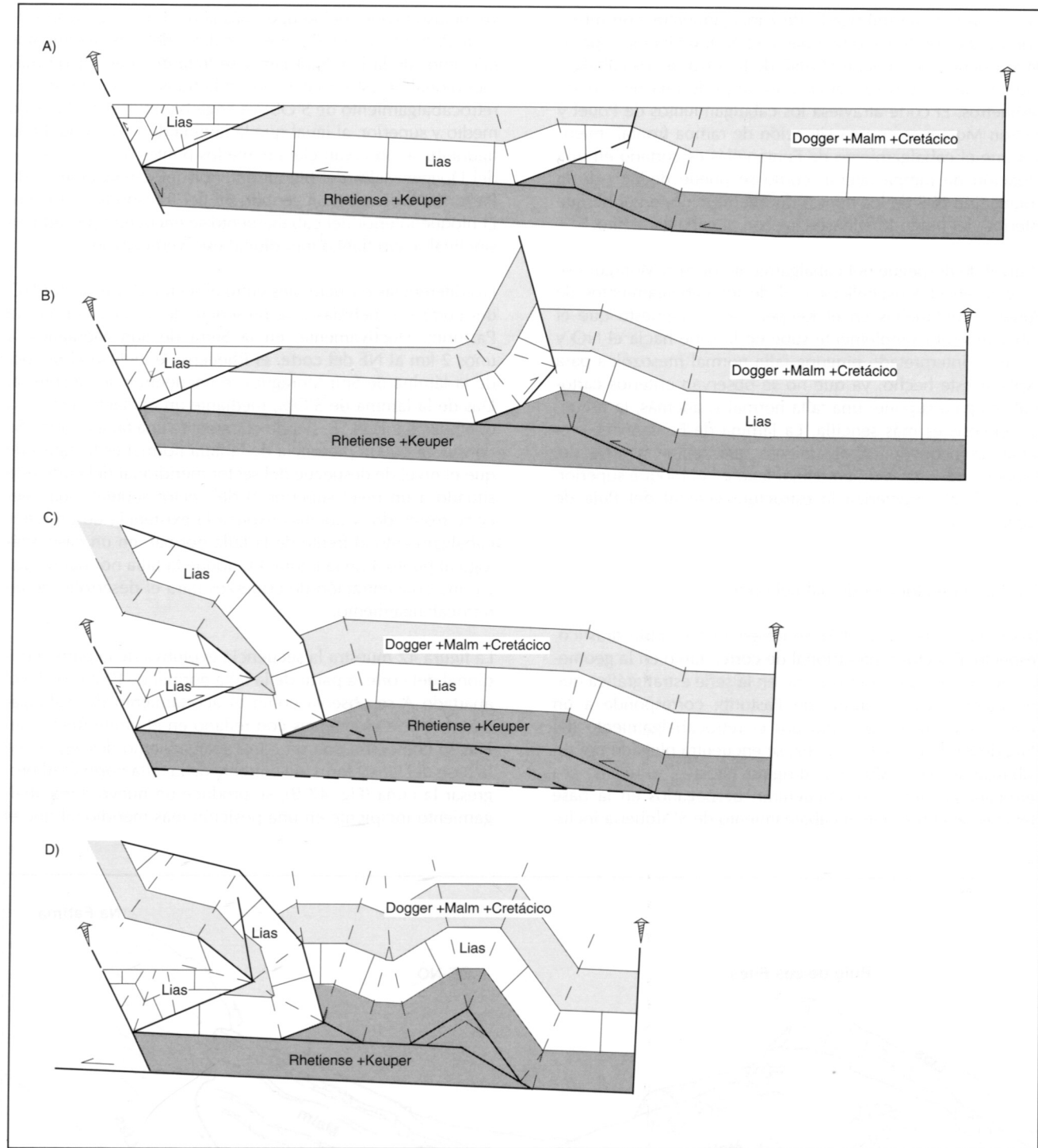


Fig. 47.- Secuencia evolutiva de la parte meridional del corte VIII, a partir de la falla normal de Pastoritx. Explicación en el texto.

primero. Finalmente (Fig. 47 C y D), el cabalgamiento hacia el antepaís avanza conjuntamente con el retrocabalgamiento, plegándolo y este, a su vez, plegando el primer retrocabalgamiento.

### 3.1.7.3. Corte restituido

Se ha utilizado como nivel horizontal de referencia las

calcarenitas de la Fm. Sant Elm del Mioceno inferior. El principal problema se encuentra en que únicamente hay dos afloramientos de estos materiales sobre la traza del corte. De todas formas, se ha podido hacer una restitución que da una idea aproximada de la secuencia de cabalgamientos.

El acortamiento total entre los puntos de estacamiento A y B entre los cortes compensado y restituido (7,7 km y 14,5 km, respectivamente) es de 6,8 km. Este valor se puede repartir

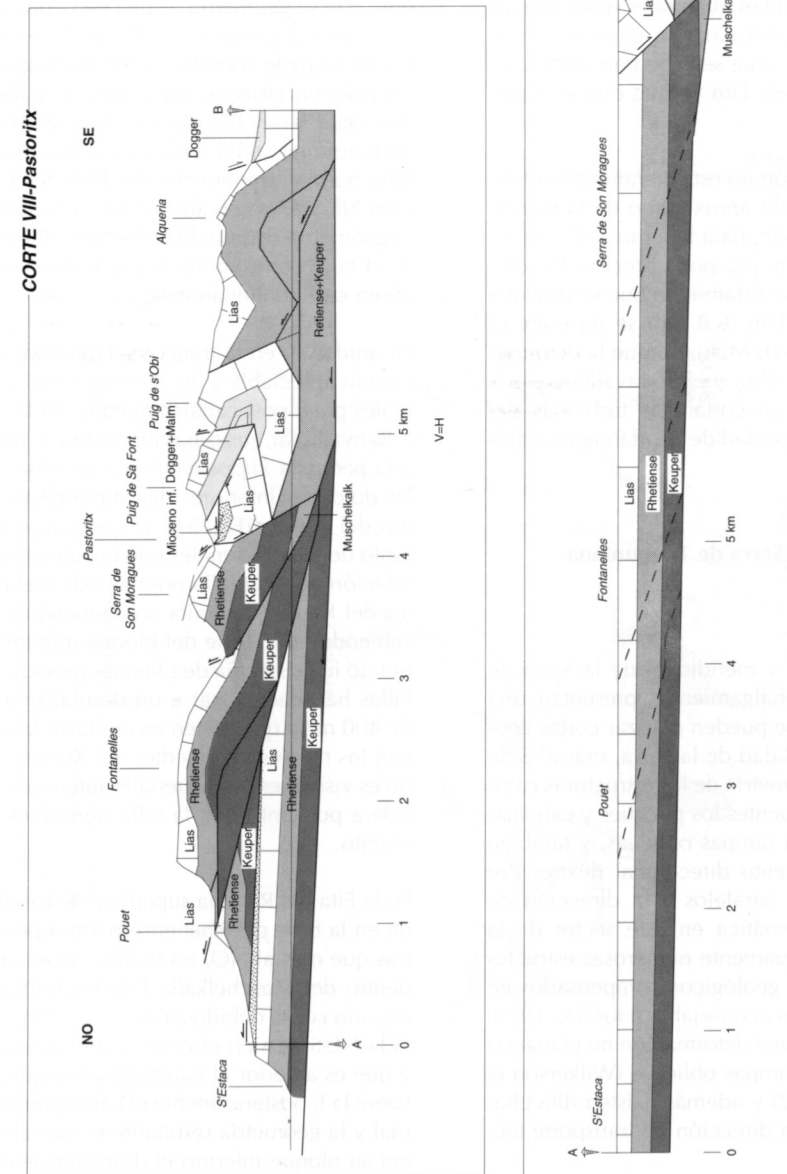


Fig. 48.- Corte geológico VIII y su restitución al Mioceno inferior (Formación Sant Elm). Situación en el Fig. 16. La parte septentrional del corte está caracterizado por un sistema imbricado de cabalgamientos. La parte meridional del corte está caracterizada por la coexistencia de cabalgamientos dirigidos hacia el antepaís y de retrocabalgamientos formados a partir de la presencia de una falla normal premiocena. La secuencia evolutiva del sector meridional del corte se muestra en la Fig. 47.

entre 1,7 km para el sector meridional del corte, a partir de la falla normal de Pastoritx, 3,2 km para el cabalgamiento de Pouet, 0,6 km para el cabalgamiento de Son Moragues y 1,3 km para el cabalgamiento de Fontanelles: El acortamiento anterior al corte restituido al Mioceno inferior es de 0,8 km y es debido al incipiente anticlinal de la lámina de S'Alqueria.

#### 3.1.7.4. Edad de la deformación

El cabalgamiento de Pouet, que dispone la unitat II de Fallo sobre la unidad I, corta turbiditas de edad Burdigaliense superior-Langhiense (muestras, 29 y 37, Fig. 7) y, por tanto, al menos el final de su emplazamiento es posterior a ellas. Si se mira el mapa geológico se observa como en Deià, a unos 4 km al NE del corte, el cabalgamiento de Fontanelles corta también turbiditas del Burdigaliense superior-Langhiense, siendo por tanto posterior a ellas. Por otro lado, el cabalgamiento de Son Moragues es posterior a los materiales de la Fm. Sant Elm ya que los corta en los alrededores del Puig des Teix, situado 2 km al SE de Deià. El resto de las láminas, las del sector SE del corte, no presentan materiales sintectónicos asociados siendo muy difícil determinar su edad de deformación. En todo caso, lo único que se sabe con certeza es que son posteriores a la Fm. Sant Elm ya que esta está plegada.

Si bien la edad de la deformación no está claramente definida, se intentará hacer un cálculo aproximado de la velocidad de acortamiento en este corte, para tener una idea de su orden de magnitud, aunque este sea poco preciso. De esta manera, si se considera que el acortamiento que se produce posteriormente a la Fm. Sant Elm (6,8 km) se da entre el Burdigaliense más superior (17-16 M.a.), porque la deformación es posterior a la Fm. Sant Elm, y el Serravaliense más inferior (15-14 M.a.), ya que se cortan las turbiditas del Langhiense, se obtiene una velocidad de acortamiento mínima de 2,3 mm/a.

### 3.2. El sector meridional de la Serra de Tramuntana

#### 3.2.1. Introducción

Si bien en los sectores central y meridional de la Serra de Tramuntana los pliegues y cabalgamientos presentan una orientación general SO-NE y se pueden realizar cortes geológicos transversales de la totalidad de la Serra, más al S de Esporlas la orientación y la geometría de las estructuras cambian radicalmente, siendo frecuentes los pliegues y cabalgamientos N-S, relacionados con rampas oblicuas, y también algunas fallas con desplazamiento direccional dextro. Por tanto la realización de cortes paralelos a la dirección de transporte tectónico es problemática en este sector de la Serra ya que se cortarían oblicuamente numerosas estructuras. La construcción de cortes geológicos compensados en zonas de rampas oblicuas no es aconsejable (Hosack, 1979; entre otros) ya que se produce una deformación no planar de los materiales a través de las rampas oblicuas (Wilkerson et al., 1992 y Apotria et al., 1992) y además existen dificultades en el reconocimiento de la dirección de transporte tectónico.

En consecuencia la estructura geológica del sector meridional de la Serra de Tramuntana se explicará de manera conjunta y los cortes realizados, a excepción de uno, no atraviesan toda la Serra sino que pertenecen a una estructura concreta del sector.

#### 3.2.2. Corte IX: Planici-Ram

Del SE hacia el NO, atraviesa los materiales oligocenos de Establiments, las montañas de la Fita del Ram y Planici, separadas por una falla normal premiocena (A en el corte), y finalmente se acaba en las proximidades de Banyalbufar, donde afloran las turbiditas de la Fm. Banyalbufar, englobadas dentro de la unidad estructural I (Fig. 49). El corte se ha dibujado porque se trata del lugar de máxima sobreposición visible de la unidad II sobre la I. Además permite conocer la geometría de la unidad II, en una transversal donde aflora en casi toda su extensión.

La unidad I únicamente aflora en la costa septentrional y en la ventana tectónica de Son Malferit. Por tanto, en el corte (Fig. 50), su geometría resulta de la proyección desde la ventana de Puigpunyent o desde la estructura de Esporles. Desde la parte meridional del corte geológico X se ha proyectado un sistema imbricado de cabalgamientos, con el despegue basal situado en el Rhetiense. Para la parte más septentrional se ha tenido en cuenta la prolongación de la falla normal premiocena del Port des Canonge, de orientación NE-SO, observable en la cartografía. De todos modos, la geometría de la unidad I se describe en el corte geológico X, el cual corresponde a una transversal donde la unidad I aflora casi continuamente.

La unidad II, en la transversal del corte, no presenta acortamiento apreciable y únicamente está afectada por fallas normales pre y post cabalgamientos. En la carretera de Esporles a Banyalbufar, justo pasado el cruce hacia Puigpunyent, en una pequeña *klippe* tectónica, se observa el contacto entre las dolomías inferiores del Muschelkalk y las margas y arcillas del Keuper (Fig. 51). El contacto corresponde a un conjunto de fallas normales que buzan unos 70° hacia el ESE. La relación entre la falla normal más meridional y los materiales del Keuper presenta una geometría compleja ya que va subiendo en la serie del bloque inferior en sentido SE, sugiriendo la existencia de pliegues previos a la falla normal. Las fallas han dado lugar a un desplazamiento normal mínimo de 400 m ya que ponen en contacto la base del Muschelkalk con los niveles intermedios del Keuper. Este desplazamiento no es visible en los materiales inferiores a la *klippe*, y se considera por tanto que la falla normal es anterior al cabalgamiento.

En la Fita del Ram, la superficie de cabalgamiento está situada en la base del Rhetiense-parte superior del Keuper mientras que más al NO, en Planici, se encuentra en algún nivel dentro del Muschelkalk. Este hecho también ha sido interpretado como debido a una falla normal con una traza orientada NE-SO (A en el corte) que hunde el bloque meridional y que es anterior al cabalgamiento que dispone la unidad II sobre la I; posteriormente el cabalgamiento corta la falla normal y la geometría resultante es que al SE de la falla normal (en su bloque inferior) el despegue se encuentra en la parte

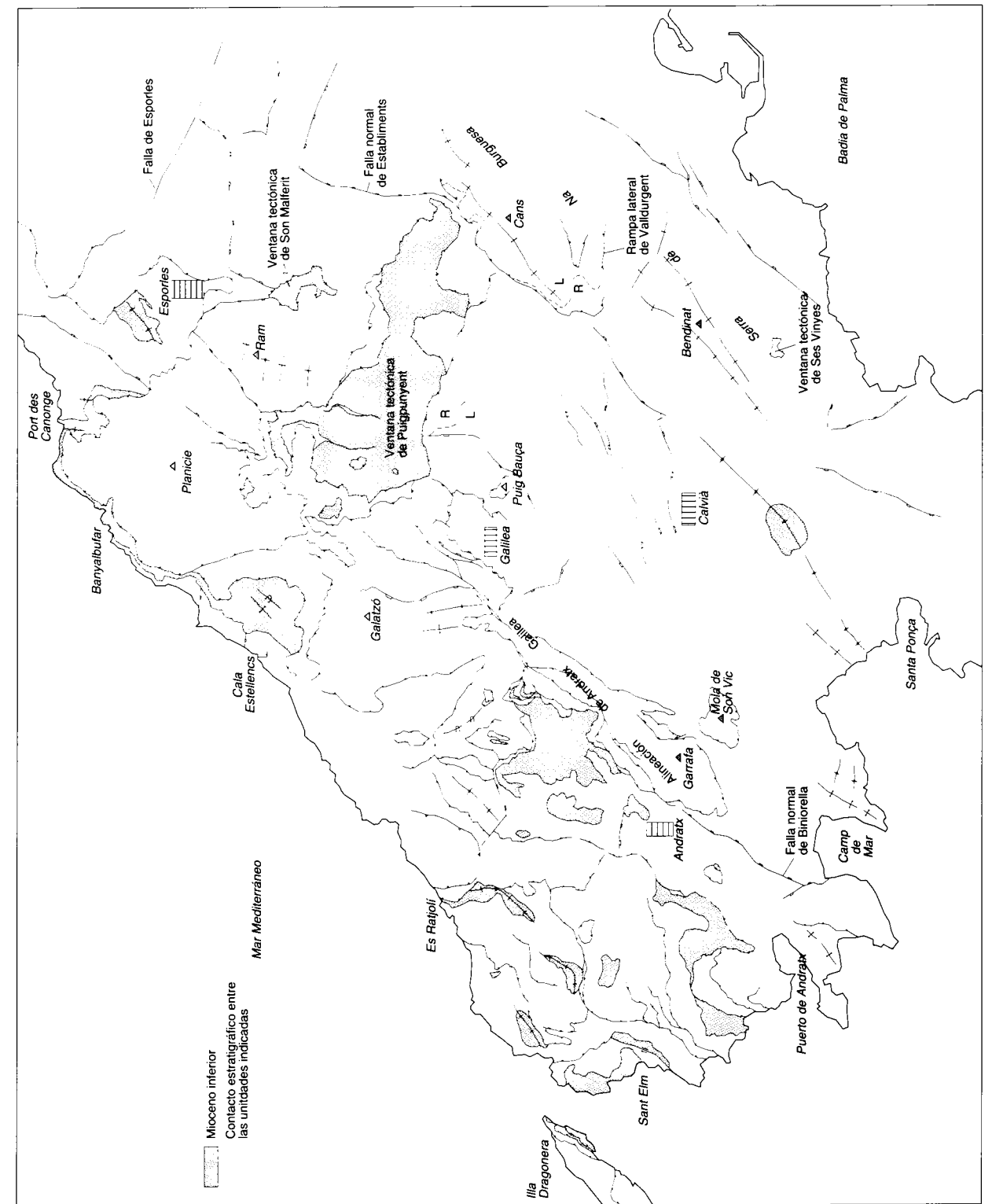
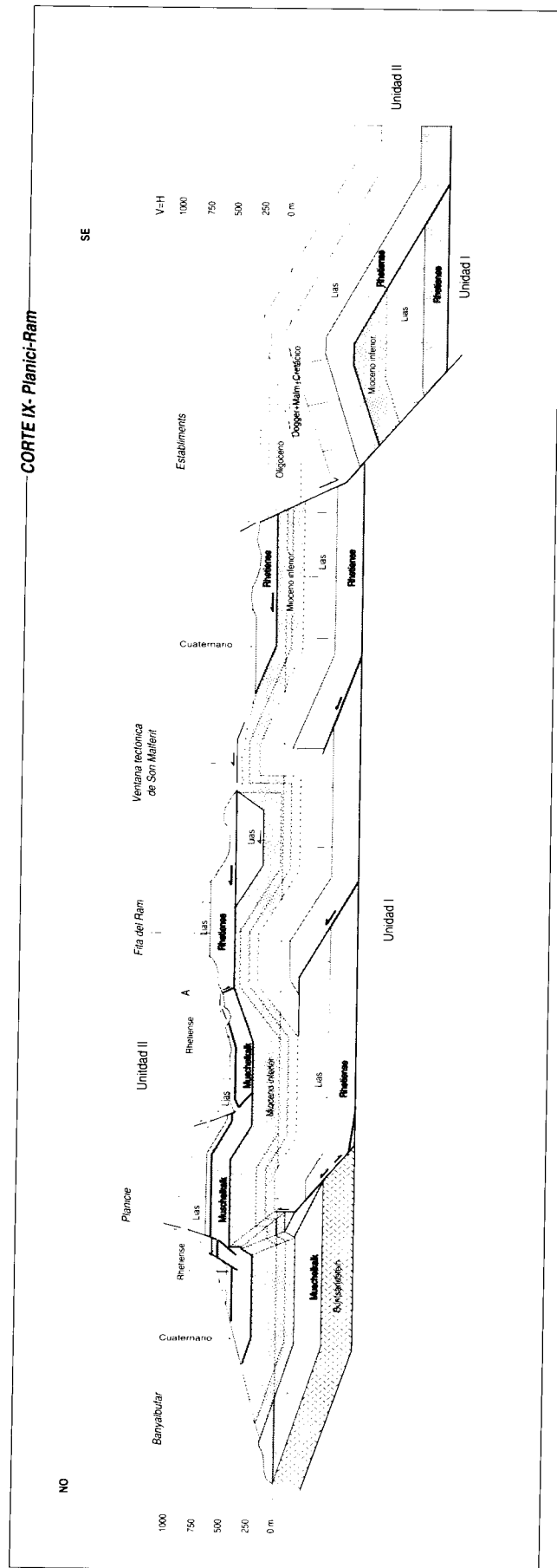


Fig. 49.- Mapa estructural del sector meridional de la Serra de Tramuntana.



superior del Keuper, hacia el NO el cabalgamiento corta la falla normal y, aún más al NO, en el bloque superior de la falla normal, el despegue se sitúa dentro de algún nivel del Muschelkalk. Otro punto importante es que en Planici el Lías y el Rhetiense están directamente encima del Muschelkalk, sugiriendo la idea de un despegue extensional que se entroncaría con la falla normal A. En todo caso la naturaleza del contacto no ha sido estudiada en el campo y se trata, de momento, de una hipótesis.

De todas formas, en otros lugares se han observado despegues importantes en la base del Lías. Así, en Galilea, 2 km al SO de Puigpunyent, se observa como una losa horizontal del Lías (la losa de Galilea) se encuentra por encima de un contacto extensional que dispone en un mismo nivel topográfico las dolomías del Muschelkalk y las margocalizas del Dogger-Malm (Fig. 52). Es obvio, por tanto, que la base de la losa del Lías corresponde a un contacto tectónico. Cartográficamente, la base de la losa se sigue más al NO de Galilea, hasta un contacto claramente extensional en el cual el Muschelkalk se dispone adyacentemente tanto con el Lías como con el Dogger-Malm. La hipótesis que se sigue en esta memoria es la que se presenta en la figura 52: se trata de una falla normal de bajo ángulo que corta una falla normal anterior. La geometría resultante en el sector SE (Puig de Na Bauçà) de la Fig. 52 puede parecer un retrocabalgamiento, pero se interpreta debido a un despegue extensional el cual se ha producido en posterioridad al Malm, ya que corta sedimentos de esta edad. Considerar como un cabalgamiento el contacto de la base de la losa es problemático ya que se ha de explicar su origen (se tendría que enraizar con la cuenca de Palma, hipótesis muy improbable). En el mapa geológico se observa como el contacto está plegado por un cabalgamiento más septentrional que repite parte de la serie del Muschelkalk. Es decir, el contacto es anterior al cabalgamiento. Con un razonamiento análogo, es probable que el contacto entre las dolomías del Muschelkalk y las calizas del Lías, en la base del Puig de Galatzó, corresponda también a un contacto extensional de la misma naturaleza que el que se ha explicado.

Más al S de la estructura descrita, al S de Puigpunyent, en la unidad II, se ha cartografiado una falla normal que provoca la obliteración del Lías, poniendo en contacto las margocalizas del Dogger y las dolomías rhetienses. Por tanto, el salto de la falla es de 300 m, como mínimo. La traza de la falla normal no continúa en el bloque inferior del cabalgamiento y en consecuencia se piensa que se trata de una falla normal cretácica o paleógena, anterior al cabalgamiento. En la cartografía también se observa como, en la misma zona, las capas del Lías y del Rhetiense chocan contra la superficie de cabalgamiento de la ventana tectónica de Puigpunyent, indicando que el cabalgamiento corta pliegues (extensionales o compresivos) previos.

Fig. 50.- Corte geológico IX. El corte se ha dibujado porque se trata del lugar de máxima superposición visible de la unidad II sobre la I. La unidad II únicamente está afectada por fallas normales pre y post-cabalgamientos.

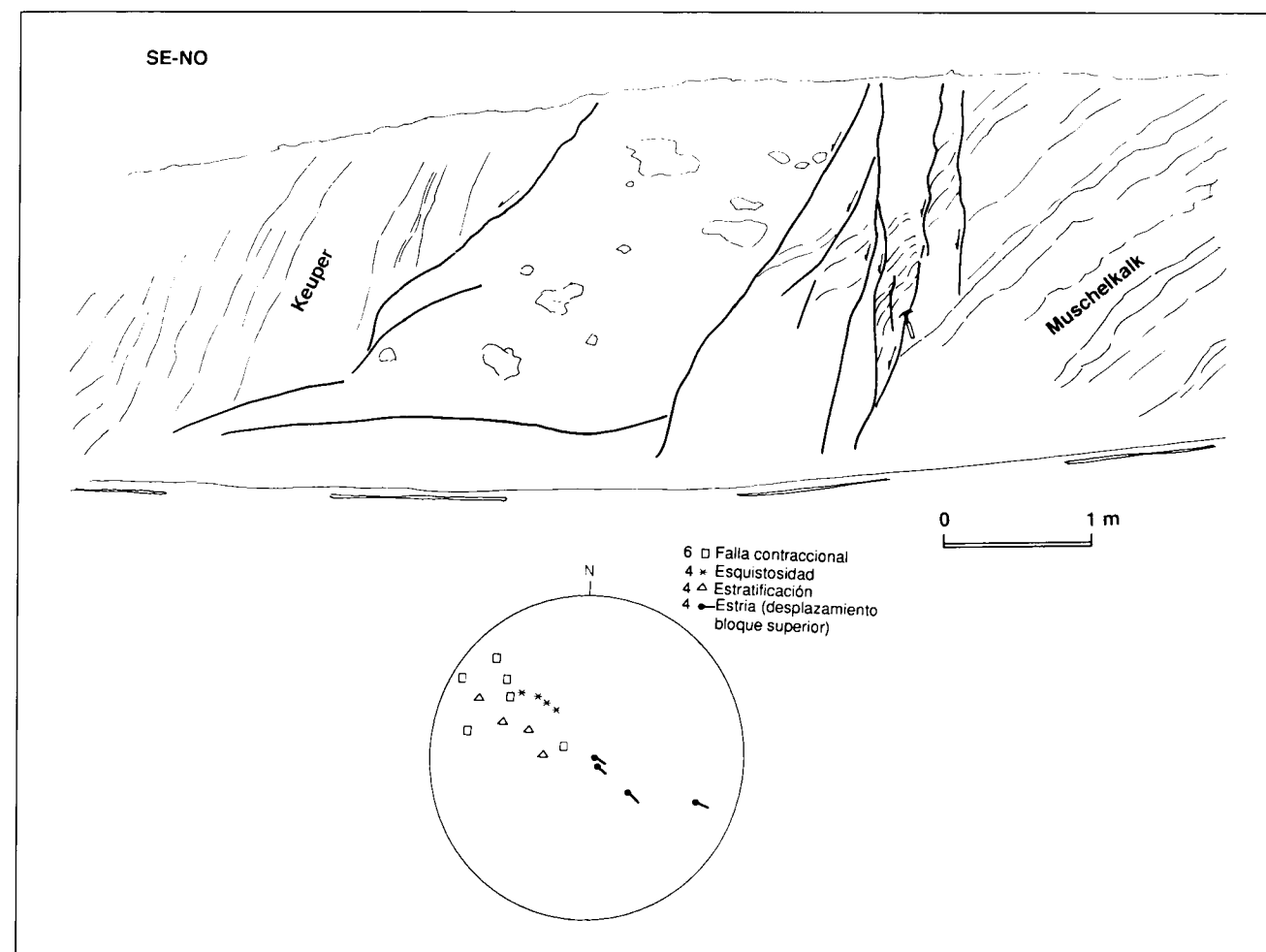


Fig. 51.- Contacto tectónico entre el Keuper y el Muschelkalk, en la carretera de Esporles a Banyalbufar (km 1,3, carretera PM-110). Las fallas buzanan fuerte hacia el ESE. La geometría del bloque superior es complicada ya que la falla baja en la serie del Keuper en sentido SE.

Al E de la Fita del Ram también se encuentran dos fallas normales que están cortadas por el cabalgamiento que sobrepone la unidad II a la I. La falla situada más al oeste de las dos tiene una traza N-S y hunde el bloque occidental; su edad está poco acotada ya que en el bloque oriental únicamente presenta dolomías del Muschelkalk y en el occidental corta materiales del Keuper y del Rhetiense. Por tanto, puede tratarse de una falla triásica, mesozoica e incluso cenozoica pero anterior al cabalgamiento. La otra falla, la más oriental, presenta una traza orientada NNE-SSO y corta el Lías; por tanto su edad está comprendida entre el Dogger y la edad del cabalgamiento (Langhiense, como se verá a continuación).

La parte meridional del corte viene caracterizado por la presencia de la falla normal de Establiments (Figs. 49 y 50), que tiene una orientación N-S y hunde el bloque oriental, donde afloran los conglomerados oligocénicos. La edad de esta falla queda restringida entre el Oligoceno y el Cuaternario. De todas formas se considera que la falla es posterior al Oligoceno ya que los cantos de los conglomerados oligocenos son demasiado redondeados para proceder de un escarpe de falla próximo. Por otro lado, y dado el contexto regio-

nal, se considera poco probable que la falla normal sea del Mioceno inferior, y mucho menos con la orientación que presenta. Por tanto si la falla normal de Sarrià es posterior a los cabalgamientos presentaría un salto normal mínimo de 750 metros. La falla de Establiments se junta con la del pie del Puig de Canet, de orientación NE-SO, y hundien toda la zona de Establiments. De hecho, el eje anticlinal de la cantera de Establiments tiene una inclinación hacia Establiments a causa del movimiento de estas fallas normales.

En el mapa geológico, el cabalgamiento de la unidad II sobre la I provoca un acortamiento de 11 km. La rampa de bloque inferior entre la unidad I y II se ha construido considerando un acortamiento mínimo y un ángulo de rampa de 17 grados. El acortamiento mínimo viene dado por el hecho de que los materiales de la unidad I del margen NO de la falla normal de Establiments corresponden, en el corte restituído, a los primeros materiales situados por debajo del rellano de bloque superior del cabalgamiento. El ángulo de 17 grados para la rampa es un ángulo arbitrario, pero es frecuente en las rampas que producen los pliegues de adaptación a la falla.



El emplazamiento de la unidad II es posterior al inicio del Langhiense ya que las turbiditas que forman parte de la unidad I y que están cabalgadas por la unidad II son del Langhiense basal (Fig. 7, muestras 30, 31, 32, 34, 36 y 37). La velocidad de acortamiento es variable según cuando se considere que se ha producido el emplazamiento de la unidad II sobre la I. Si el emplazamiento finalizó durante el Langhiense, duró 1 M.a. y la velocidad de acortamiento fue de 11 mm/a. Si el emplazamiento duró 3 M.a. y se produjo durante el Serravaliense inferior, la velocidad de acortamiento fué de 3,6 mm/a. Dada la falta de sedimentos sintectónicos no se puede determinar la edad en que se produjo el emplazamiento definitivo.

### 3.2.3. Los alrededores de Puigpunyent

El corte X (Fig. 53) se ha realizado para visualizar la estruc-

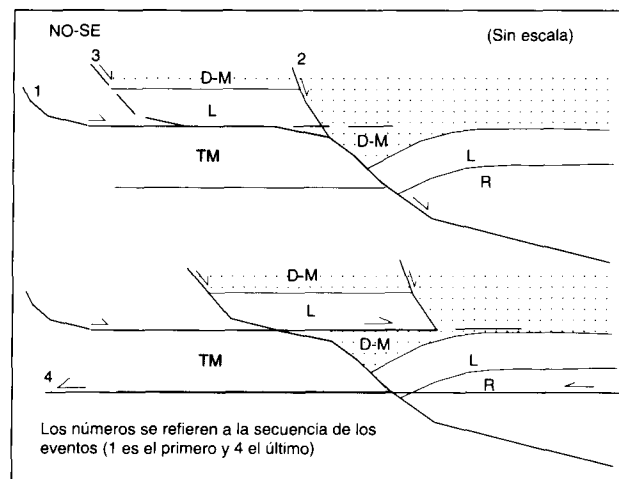
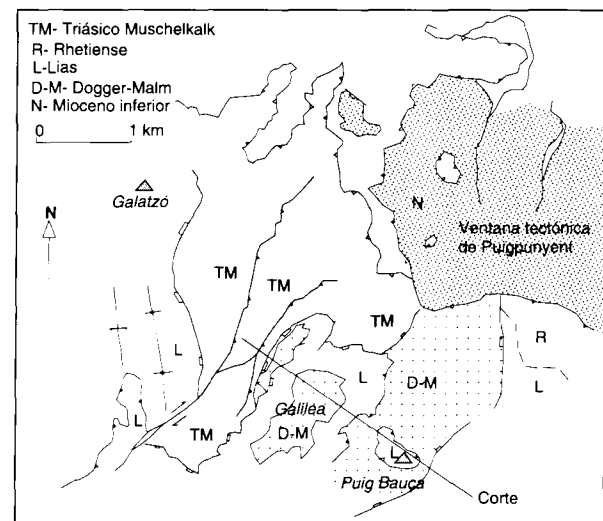


Fig. 52.- Contacto extensional que dispone el Lías por encima de otro contacto extensional que sitúa en un mismo nivel topográfico las dolomías del Muschelkalk con las margocalizas del Dogger-Malm. La extensión es pre-miocena ya que el contacto inferior del Lías está plegado por un cabalgamiento. Esta relación estructural es la observada en los alrededores de Galilea y del Puig de Na Bauça, al SO de Puigpunyent.

tura de la unidad I y se extiende, en dirección SE-NO, desde Son Pont, al E de Puigpunyent, hasta el N de Estellencs. La parte meridional del corte transcurre por la ventana de Puigpunyent y viene representada por dos cabalgamientos imbricados (en el Puig des Meló y Es Grau) vergentes al O-NO y despegados supuestamente en algún nivel próximo al límite Keuper-Rhetiense, aunque la localización del nivel de despegue es hipotética: a partir del mapa geológico no hay ningún criterio objetivo para situarlo en el Keuper y podría encontrarse en niveles más profundos. Las láminas cabalgantes incluyen, además de los yesos y materiales volcánicos del Keuper, las dolomías del Rhetiense, las calizas del Lías y, discordantes, las calcarenitas del Fm. Sant Elm y las turbiditas de la Fm. Banyalbufar.

Más hacia el NO del corte, el origen de la losa del Lías de Son Fortuny, situada justo por debajo de las dolomías del Triásico Muschelkalk de la unidad II (que aflora en la cresta de Puntals-Planici, localizada entre las vertientes que dan a Puigpunyent y a Estellencs) es dudoso. La losa presenta dolomías del Rhetiense, justo al oeste de Son Forteza, pero básicamente está compuesta por brechas decimétricas de calizas liásicas. En cartografía, la traza del límite de la losa es irregular, paralela a las curvas de nivel, indicando que la losa está dispuesta subhorizontalmente. Además, exceptuando la zona N de Puigpunyent, la losa se encuentra siempre encima de turbiditas miocenas. Al no haber trabajado desde un punto de vista microestructural el contacto entre la losa y los materiales subyacentes, lo cual hubiese podido determinar el sentido de emplazamiento, se presentan a continuación las tres hipótesis planteadas para explicar su procedencia:

1. La losa corresponde a un gran olistostroma: al estar situada en una posición intermedia entre las unidades I y II, el volumen de roca podría corresponder a un olistostroma depositado durante el emplazamiento de la unidad II. Esta hipótesis está reforzada por la naturaleza extremadamente brechoide de la losa y por el hecho de que se encuentre situada casi siempre sobre turbiditas.

2. La losa podría pertenecer a una lámina cabalgante emplazada conjuntamente con la unidad II (corte X, Fig. 53), pero que esta ha ido dejando detrás durante su desplazamiento. A favor de este origen está el hecho de que la lámina corta la estratigrafía de la unidad I; al N de Puigpunyent la losa corta de O a E las turbiditas, un pequeño cabalgamiento, la Unidad Basal y el Lías. Además, al NE de Estellencs, en el contacto entre la losa y las turbiditas, estas están verticales mientras que la losa está subhorizontal. En su conjunto la lámina corta pliegues y cabalgamientos anteriores.

3. Se trata de una lámina cabalgante que se enraiza a la unidad I. La geometría se puede solucionar mediante una estructura en cuña, de manera que mientras el acortamiento del Rhetiense se resuelve a través de su duplicación mediante un cabalgamiento dirigido hacia el NO, el acortamiento del Lías es debido a un retrocabalgamiento pasivo que sitúa la losa horizontal de Lías sobre el Mioceno que aflora en la ventana tectónica de Puigpunyent.

En la parte más septentrional del corte se presenta el problema de conectar los materiales del Buntsandstein que afloran en la costa de Estellencs con los sedimentos del Keuper y

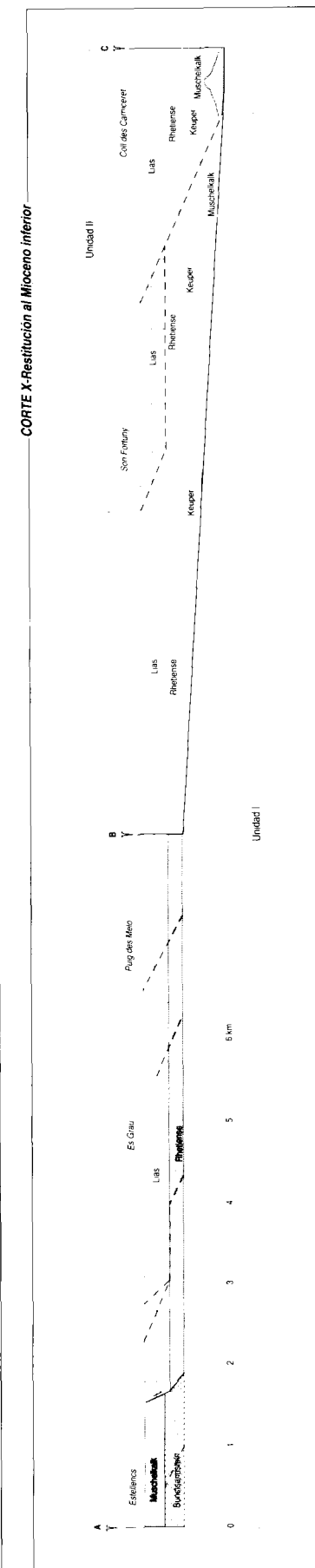
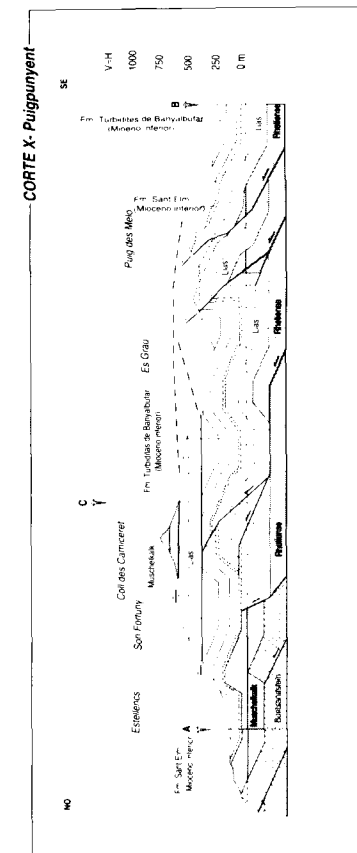


Fig. 53.- Corte geológico X de la ventana tectónica de Puigpunyent y restitución de la estructura al Mioceno inferior. Situación en la Fig. 16. La rampa entre la unidad I y la unidad II se ha construido considerando un acortamiento mínimo, deducido a partir del mapa geológico. La estructura de debajo de Son Fortuny se ha representado a partir de la observada en el Port des Canonge.

Rhетиense que se mantienen del sector SE del corte. Para solucionarlo se ha adoptado la misma estructura que se ha observado en el Port des Canonge (ver apartado siguiente): una falla normal premiocena cortada por un cabalgamiento posterior que invierte parcialmente el movimiento de la falla.

Para representar el corte X restituido al Mioceno inferior (Fig. 53) es necesario deshacer la deformación de la unidad I y la superposición de la unidad II sobre la I. El nivel de referencia empleado para la restitución del corte ha sido la Fm. Calcarenítica de Sant Elm. Para la unidad II, las dolomías triásicas se han localizado simplemente por debajo de la prolongación del nivel de referencia. La rampa entre la unidad I y la unidad II se ha construido considerando un acortamiento mínimo, deducido a partir del mapa geológico.

El acortamiento mínimo total es diferente en función de que se considere la losa de Son fortuny como parte del bloque superior, inferior o un olistostroma. En el caso representado en el corte (la losa pertenece al bloque superior), el acortamiento total es de 12,7 km, repartidos entre 1,9 km para el acortamiento en la unidad I y 10,8 km para el acortamiento debido al emplazamiento de la unidad II sobre la I.

La edad de emplazamiento de la unidad II ha de ser posterior al Langhiense inferior ya que las turbiditas de la ventana tectónica de Puigpunyent son del Burdigaliense superior en la base de la serie y del Langhiense inferior en el techo de la serie (Fig. 7, muestras 30, 31, 32, 34, 36, y 37).

### 3.2.4. La estructura de los alrededores del Port des Canonge

Aunque constituye un punto clásico de la geología de Mallorca, por la diversidad de unidades estratigráficas que afloran, la estructura geológica de los alrededores del Port des Canonge no es del todo conocida.

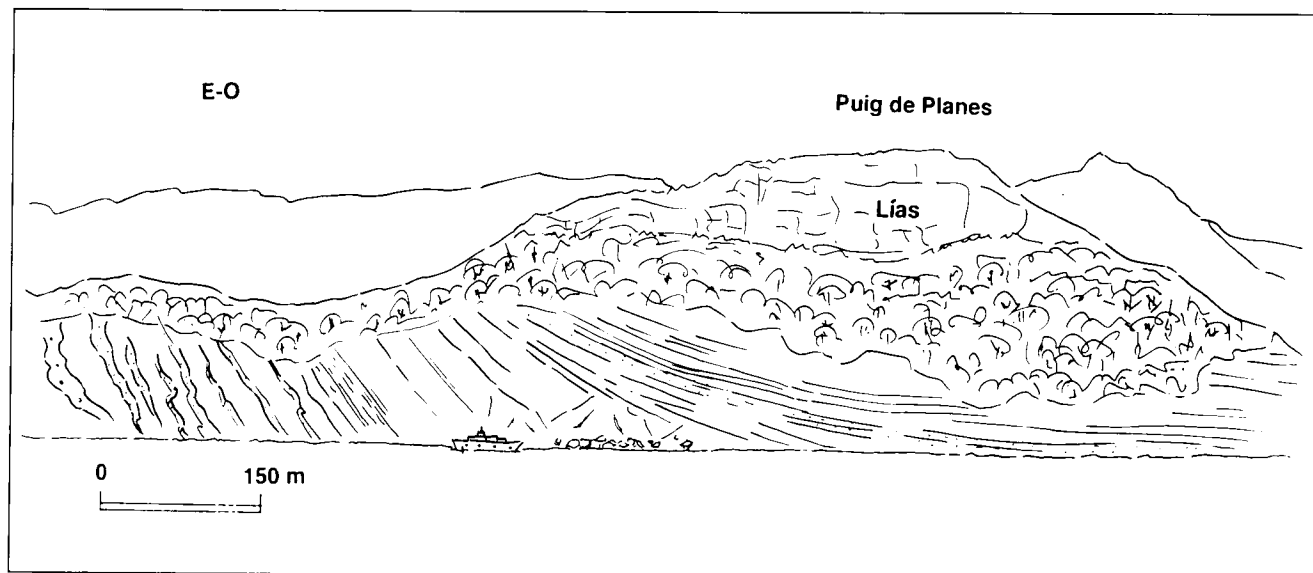


Fig. 54.- Dibujo de la geometría de los sedimentos turbidíticos del Mioceno inferior en el Port des Canonge. Se puede diferenciar un tramo inferior de capas planoparalelas y un tramo superior donde parece que las capas se acúñan hacia el E, sugiriendo que se trata de sedimentos sincrónicos con el emplazamiento de la estructura subyacente.

A escala cartográfica, la estructura más destacable es una falla normal premiocena cuya traza tiene una orientación NNE-SSO y se sigue a lo largo de 5 km, desde el Port des Canonge hasta el puerto de Valldemossa. El salto de la falla es de 500 m, como mínimo, ya que en algunas transversales coloca en un mismo nivel topográfico la base del Muschelkalk del bloque inferior y la base del Lías del superior.

Un segundo punto destacable es la presencia de pequeños afloramientos (menos de 25 m<sup>2</sup> de sección) de sedimentos del Paleozoico. En el punto donde aparecen más claramente, estos materiales cabalgan a los del Buntsandstein. La superficie de cabalgamiento tiene una dirección N176°E y un buzamiento de 75° hacia el E; en el bloque cabalgado, justo por debajo del contacto se observa un pliegue sinclinal con vergencia O (Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984). El límite superior del Paleozoico no es visible pero se supone que ha de ser una falla normal, ya que entre el Paleozoico y la base del Muschelkalk únicamente se contabilizan un centenar de metros, cuando la potencia normal del Buntsandstein es de unos 500, aproximadamente (Rodríguez-Perea et al., 1987). A escala métrica los conglomerados del Buntsandstein están plegados y cabalgados: los ejes de los pliegues están alineados NNE-SSO y son vergentes al ONO (Sàbat y Rodríguez-Perea, 1989).

Por otro lado, en un sondeo en Can Bujosa, 0,7 km al S del Port des Canonge, por debajo de los materiales del Buntsandstein se ha cortado una serie de dolomías y evaporitas (Barón et al., 1985) atribuibles al Muschelkalk (datación palinológica de N. Solé). Por tanto, todos los datos disponibles sugieren que los sedimentos triásicos están despegados.

La presencia de materiales del Paleozoico en el edificio orogénico puede ser explicada de diferentes maneras (Banks, com. per. 1989; Roca, 1992): 1) mediante un despegue que

corta paleorelieves del zócalo paleozoico; el despegue puede encontrarse en diferentes niveles dentro de la serie triásica; 2) debido a un *short-cut*, es decir, un cabalgamiento que corta una falla normal que afectaba al zócalo; 3) a causa de la existencia de al menos un nivel de despegue dentro de la serie paleozoica y; 4) mediante una combinación de las hipótesis presentadas.

Un tercer punto de interés dentro de la estructura geológica del Port des Canonge es el hecho de que los sedimentos de la formación miocena Sant Elm son discordantes sobre los materiales del Buntsandstein y del Muschelkalk. Tanto las calcarenitas de la Fm. Sant Elm como las turbiditas de la Fm. Banyalbufar están plegadas y los ejes de estos pliegues tienen una orientación N-S y NNE-SSO, visible a escala cartográfica. En las turbiditas, a partir de la esquistosidad, grietas de tensión y fallas menores se ha deducido una dirección de acortamiento orientada N100°E (Pomar et al., 1983) que es compatible con los pliegues acabados de citar.

Un kilómetro al oeste del Port des Canonge, en la costa, se encuentra un excelente afloramiento donde se puede observar la geometría de los sedimentos turbidíticos en el flanco vertical del anticlinal más occidental (Fig. 54). Desde un punto de vista geométrico se puede diferenciar un tramo inferior donde las capas, planoparalelas, presentan un buzamiento fuerte y un tramo superior de buzamiento más suave, donde parece que las capas se acúñan ligeramente hacia el este. Esta geometría en abanico sugiere que, al menos el tramo superior, podría corresponder a sedimentos depositados sincrónicamente con la evolución de la estructura subyacente.

A partir de los buzamientos tomados (Fig. 56) y del análisis del mapa geológico se observa como las capas del Buntsandstein y las del Mioceno inferior forman un ángulo de 60°. Se considera que los pliegues de los materiales miocenos son debidos a la indentación de los materiales triásicos subyacentes, es decir, la cobertera miocena se pliega como respuesta al levantamiento provocado por una falla contraccional en el "basamento" triásico, el cual actúa como un bloque rígido. La cobertera se adapta a la morfología de la estructura que crece por debajo, creando pliegues monoclinales con el flanco oriental buzando fuerte, el cual es paralelo a la falla contraccional, y el otro flanco prácticamente horizontal. En definitiva, el basamento triásico actúa como una cuña que pliega la cobertera miocena. El contacto entre cobertera y falla contraccional parece una falla normal; de hecho Rodríguez-Perea y Pomar (1983), Pomar et al., (1983) y Sàbat y Rodríguez-Perea (1989) interpretan el contacto vertical entre los conglomerados del Buntsandstein y las turbiditas miocenas como una falla normal.

En esta memoria, para explicar la estructura descrita y realizar un corte parcial de este sector de la Serra de Tramuntana se ha utilizado cualitativamente el modelo de Narr y Suppe (1994) de estructuras compresivas que involucran basamento (Fig. 55). Se trata de un modelo cinemático retrodeformable que muestra muchas de las características de las estructuras con basamento involucrado. En el estado inicial A se muestra un basamento con una cobertera estratificada horizontal encima. El punto t\* es considerado un punto triple (triple junction), falla-falla-superficie axial, que se mueve hacia

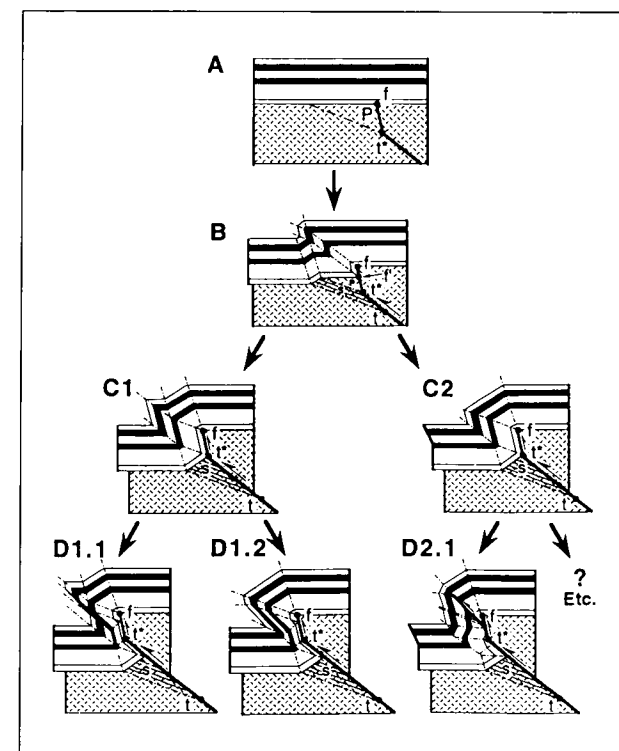


Fig. 55.- Desarrollo del modelo cinemático retrodeformable de las estructuras con basamento involucrado. El punto t\* es un punto triple que se mueve con el bloque superior, dando lugar a una superficie axial activa que afecta al prisma P. Del estadio A hasta el C, se produce un engrosamiento paralelo a las capas en la cobertera; en el estadio C, en cambio, se produce extensión paralela a las capas.

arriba juntamente con el bloque superior. El segmento de falla inferior se bifurca en el punto t\*, formando un segmento de falla superior con un mayor buzamiento y una superficie axial con buzamiento suave que limita un área triangular de roca, la región P. La falla con buzamiento fuerte puede ser, por ejemplo, una zona preexistente de debilidad o la parte superior de una falla lístrica anterior. Al iniciarse el movimiento, el punto t\*, fijo al bloque superior, se va separando del correspondiente punto t del bloque inferior. Una superficie axial activa viaja con el punto t\* plegando la roca a medida que se desplaza por el triángulo P. Una superficie axial inactiva está sujeta al punto t del bloque inferior, marcando la posición inicial de la superficie axial activa. En la figura C, t\* ha llegado al punto superior del basamento del bloque inferior. Posteriormente a este estadio, el bloque superior se traslada sin más interacción con el basamento del bloque inferior.

En el modelo existe una discontinuidad en la deformación a lo largo del contacto cobertera-basamento a causa de que: 1) se conserva el espesor y la longitud de las capas siempre que es posible, causando cambios en la orientación de los pliegues a lo largo del contacto; 2) la longitud del contacto cobertera-basamento cambia a lo largo de la deformación, causando un despegue de la cobertera y; 3) la falla del basamento se acaba en el contacto con la cobertera.

En los primeros estadios del desarrollo de la estructura, la

cobertera presenta acortamiento paralelo a las capas, mientras que en el último estadio se caracteriza por una extensión generalizada de la cobertera. La extensión en la cobertera se incrementa al aumentar el desplazamiento a lo largo de la falla principal. La magnitud de la extensión varía en función del nivel estratigráfico y es mayor para los niveles inferiores de la cobertera.

En la figura 56 se muestra el corte geológico del Port des Canonge. Se observa como la falla normal del Port des Canonge ha invertido su movimiento, de tal manera que parece cabalgar los sedimentos miocenos. De acuerdo con el modelo, la inversión de la falla normal da lugar al monoclin más oriental de turbiditas miocenas. Más al N se localiza otra falla de carácter compresivo que daría lugar al segundo monoclin de turbiditas miocenas (cuya geometría se observa parcialmente en la figura 54). Se supone que el movimiento de la falla inversa es sincrónico con la sedimentación del tramo superior de turbiditas miocenas, de acuerdo con su morfología en abanico abierto hacia el oeste; de todas formas, debido a la complejidad del modelo, no se han dibujado superficies axiales de crecimiento (asociadas a los sedimentos sintectónicos) y por tanto el corte es preliminar. De acuerdo con el corte y el mapa geológico, la inversión de la falla normal es posterior a las turbiditas y también al emplazamiento de la unidad II, ya que esta está plegada en el sector de la falla normal. Es decir, el emplazamiento de la unidad II es posterior a las turbiditas y anterior a la inversión de la falla normal.

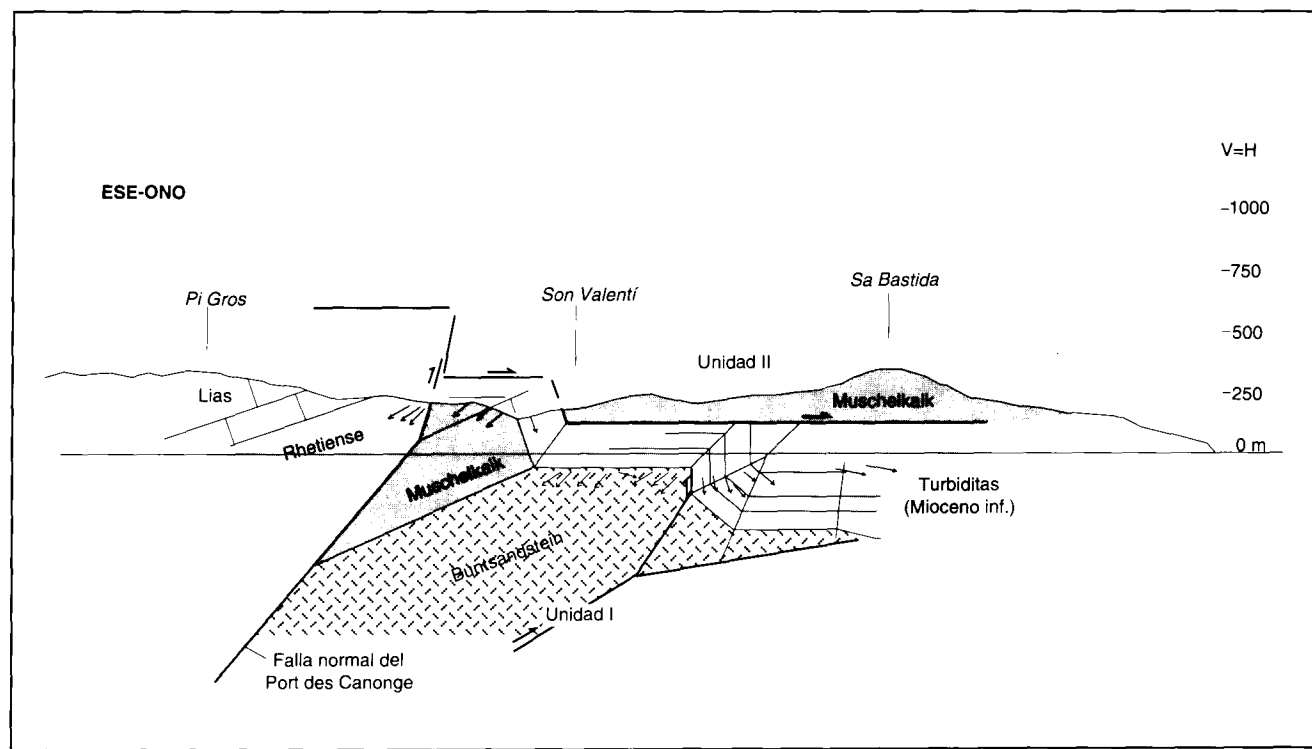


Fig. 56.- Corte esquemático de la estructura observada en el Port des Canonge. Se interpretan los pliegues que afectan los materiales miocenos como causados por la indentación de bloques del basamento.

### 3.2.5. La Serra de Na Burguesa

Lo que se denomina como Serra de Na Burguesa corresponde a dos alineaciones montañosas alargadas en dirección NE-SO que culminan en los puigs Gros de Bendinat al S y de Cans al N (Fig. 49). La alineación de la montaña de Cans se encuentra desplazada hacia el NO respecto a la de Bendinat. Desde un punto de vista geológico, cada una de las dos alineaciones de montañas corresponden a un pliegue de inflexión de falla, más o menos complejo, vergente al NO, pero el septentrional desplazado 1,5 km más hacia el NO que el meridional. El diferente desplazamiento se acomoda con la que se denominará rampa lateral de Valldurgent (Fig. 49).

El corte que se presenta (Fig. 57) corresponde al sector meridional de Na Burguesa y se extiende de SE a NO, desde Portals Nous hasta Calvià. La geometría del corte viene restringida por el mapa geológico, la ventana tectónica de Ses Vinyes y el sondeo del IGME en el llano de Calvià, que atraviesa 438 m de conglomerados oligocenos. En la ventana tectónica de Ses Vinyes afloran las margocalizas del Dogger y Malm y la superficie de cabalgamiento buza hacia el SE.

Por otro lado, el flanco NO del anticlinal que forma la Serra de Na Burguesa presenta una serie estratigráfica que incluye el Rhetiense, el Lias, el Dogger, el Malm, el Cretácico y el Oligoceno, con un buzamiento general de unos 50° hacia el NO. Ya que el cabalgamiento que aflora en la ventana tec-

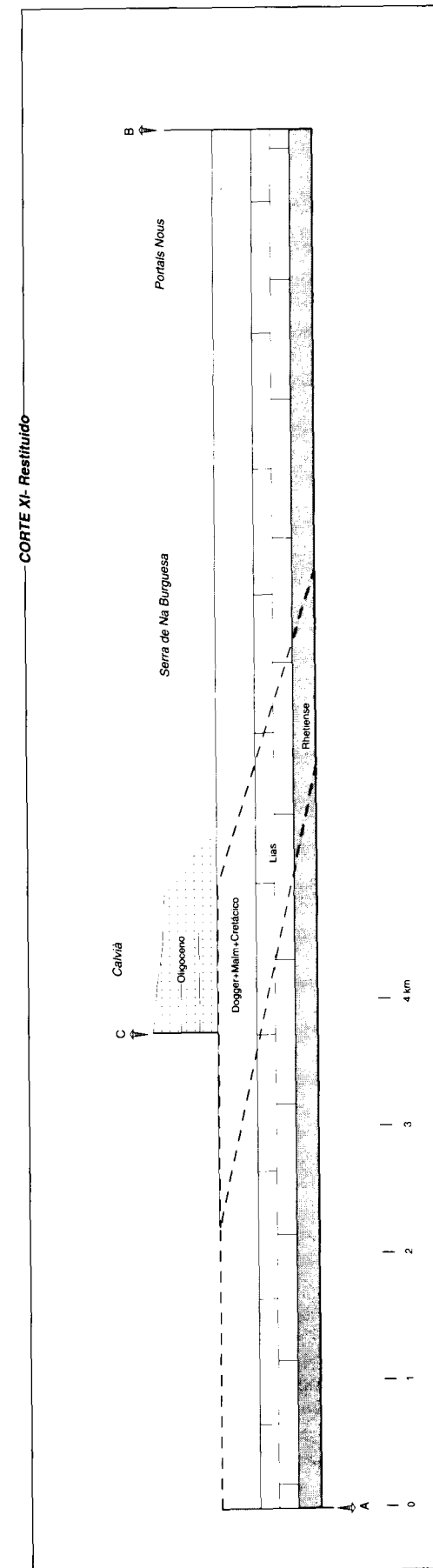
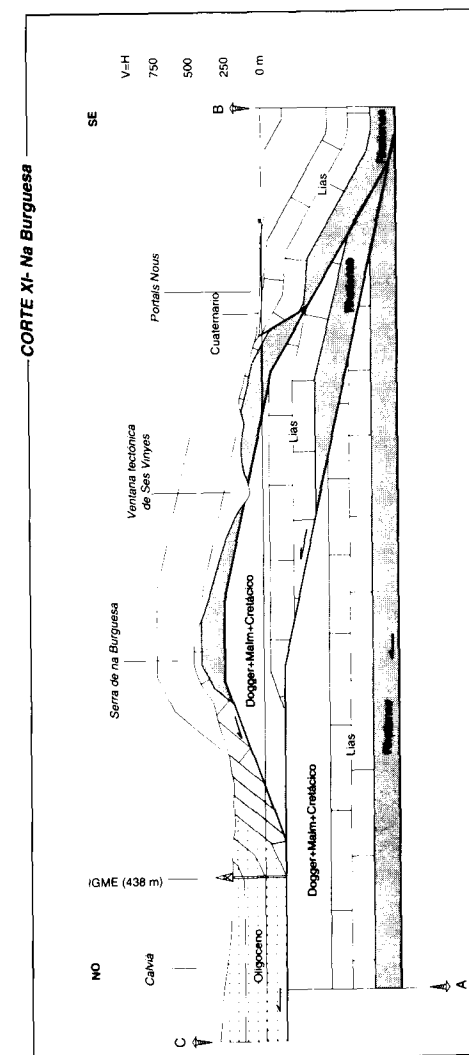


Fig. 57.- Corte geológico XI de Na Burguesa. La estructura básica es la de un pliegue de inflexión de falla vergente al NO, plegado por una lámina cabalgante inferior y de menor tamaño.

tónica no vuelva a salir en superficie más hacia el NO, se considera que este se encuentra en profundidad y que el flanco NO del anticlinal de Na Burguesa corresponde a la rampa de bloque superior del cabalgamiento citado.

De acuerdo con las cotas relativas de la ventana tectónica de Ses Vinyes y el llano de Calvià, y considerando que los 438 m de conglomerados oligocenos atravesados por el sondeo pertenecen al bloque superior, la superficie de cabalgamiento, en algún lugar situado entre la ventana y el llano de Calvià, ha de buzar hacia el NO. La solución adoptada en el corte se basa en la consideración de que Na Burguesa es un pliegue de inflexión de falla de dos imbricados. Así, el imbricado inferior pliega la superficie de cabalgamiento que aflora en la ventana tectónica de Ses Vinyes, a causa de que el salto de la falla del imbricado superior es mayor que la longitud de la lámina imbricada inferior. Ambos cabalgamientos presentan una rampa que corta desde la base del Rhetiense hasta el techo del Cretácico y se disponen en situación de rellano en la base del Oligoceno.

A partir del corte restituído se constata que existe un mayor acortamiento en los materiales mesozoicos que en los paleógenos. Esta diferencia en el acortamiento se ha de compensar mediante una rampa de bloque inferior que corte los conglomerados oligocenos, situada más allá del límite NO del perfil y por encima del nivel de erosión actual. Alternativamente, el acortamiento de los materiales del Oligoceno se podría producir mediante una estructura en cuña consistente en un retrocabalgamiento que únicamente afectase a los sedimentos oligocenos.

El acortamiento de los materiales mesozoicos, correspondiente a la diferencia en la distancia entre los puntos de estacamiento A y B en los cortes restituído y compensado, es de 4,8 km (10,9 km - 6,1 km, respectivamente). Respecto a la edad en que se produjo la estructura descrita, al no existir sedimentos sintectónicos, únicamente se sabe que es posterior al Oligoceno.

### 3.2.6. La alineación de Andratx-Galilea

La alineación de Andratx-Galilea (Fig. 49) corresponde a un conjunto de estructuras con orientación general NE-SO, localizado en el sector SO de la Serra de Tramuntana. Se trata básicamente de un pequeño cinturón de cabalgamientos, cuya traza está orientada NE-SO, con un sentido aparente de desplazamiento tanto hacia el NO como hacia el SE. En la parte N, los cabalgamientos forman un sistema imbricado hacia el NO y su traza no suele superar los dos kilómetros de longitud. En la parte S, el número de cabalgamientos disminuye pero su longitud aumenta y tienen un sentido aparente de transporte hacia el SE.

La losa del Lías que forma el Puig de Garrafa y la Moleta de Son Vic corresponde a una *klippe* asociada a un cabalgamiento con un sentido de transporte tectónico hacia el S o SO. Este sentido se deduce a partir del hecho que en la punta meridional de Garrafa el Lías superior está completamente rodeado (excepto por el N, que es por donde continúa la losa del Lías) por materiales del Dogger, Malm y del Cretácico. Esto implica la imposibilidad de enraizar el Lías

en una dirección NO o SE ya que, en estas direcciones, no aflora en el bloque superior. El movimiento en sentido S-SO ha de ser de 3 km como mínimo, deducido a partir de la posición de la Moleta de Son Vic. Por otro lado, microestructuras s-c recopiladas en el contacto indican un sentido de movimiento del bloque superior hacia el SO.

La componente direccional del movimiento de la lámina de Garrafa se observa más al N, en la finca del Galatzó: el par anticlinal-sinclinal con ejes de orientación N165°E, localizado justo al S del Puig Galatzó, formado por las calizas del Lías y las margocalizas del Dogger y Malm, se encuentra en el Puig de Ses Planes cortado por una superficie que buza unos 35° hacia el SE y lleva encima las calizas liásicas con el mismo buzamiento. En otro punto, en la vertiente S del Galatzó, la traza N-S del contacto entre las dolomías del Muschelkalk y las calizas del Lías se encuentra, al SE de la falla direccional, desplazada 1 km hacia el SO.

El límite septentrional de la alineación de Andratx-Galilea corresponde a una falla con una clara componente normal. La afirmación se deduce por el hecho de que en S'Alqueria, 3 km al NE de Andratx, los materiales miocenos son discordantes sobre el Keuper, mientras que en el Castellet, 300 m más al E, lo son sobre el Cretácico. La edad de la falla está comprendida entre el Cretácico y el Paleógeno. Posteriormente la falla supuestamente normal ha invertido su movimiento y los materiales cretácicos cabalgan los miocenos discordantes sobre el Keuper. La falla normal se sigue hasta Biniorella (Fig. 59), 2 km al S de Andratx, y presenta una ramificación de orientación E-O, justo al N de Andratx.

En conclusión cabe decir que el movimiento a lo largo de la alineación Andratx-Galilea tiene una componente direccional dextra. Citadas en Pomar et al. (1983) y Roca y Vergés (1989), el reconocimiento en Mallorca de estructuras asociadas a fallas direccionales se había limitado hasta el momento a pequeños afloramientos. Las estructuras de orden kilométrico se habían interpretado siempre como fallas inversas o normales puras. Por otro lado, si la estructura descrita se considera una gran falla direccional, esta sería compatible y podría ser sincrónica con los pliegues y cabalgamientos de orientación N-S presentes en el sector más sudoccidental de la Serra de Tramuntana (Fig. 49). La estructura global sería debido a una compresión E-O, con fallas direccionales dexas SO-NE y cabalgamientos N-S. La falta de sedimentos que fosilizan o datan las estructuras se presenta como un problema importante a la hora de comprobar su contemporaneidad.

Las fallas direccionales se han supuesto posteriores a los cabalgamientos (Roca y Vergés, 1989) porque cortan los pliegues asociados a cabalgamientos. Opuestamente, en el Ratjolí, 4 km al NNO de Andratx, un cabalgamiento con la traza orientada N-S también corta pliegues de materiales miocenos (Fig. 58), los cuales suelen ser considerados sincrónicos con los cabalgamientos. Esto indica que los cabalgamientos N-S pueden tener la misma edad que las fallas direccionales. De todos modos, la conclusión es que la edad de las estructuras aún no está perfectamente delimitada (por falta de estudio y buenos afloramientos) y no se puede afirmar rigurosamente la contemporaneidad de las estructuras descritas.

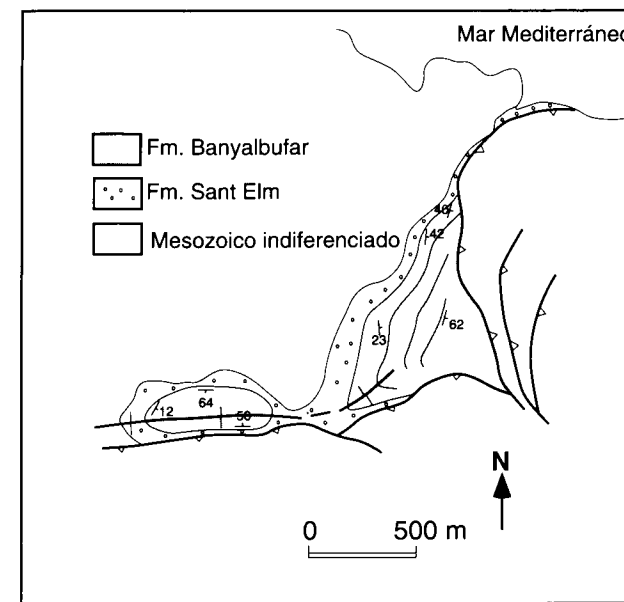


Fig. 58.- Esquema estructural simplificado del área del Ratjolí, donde se muestran las variaciones en la orientación de las trazas de los cabalgamientos y de los pliegues asociados (Roca y Vergés, 1989). El cabalgamiento superior corta el sinclinal de turbiditas miocenas y baja en la serie del bloque inferior en el flanco occidental del sinclinal.

### 3.2.7. Biniorella

En este apartado se presenta el corte XIII (Fig. 59) realizado en Biniorella, 2 km al S de Andratx (Fig. 49), para demostrar la presencia en este sector de la Serra de Tramuntana de fallas normales anteriores a los cabalgamientos.

La falla normal de Biniorella sitúa en un mismo nivel topográfico las dolomías del Muschelkalk en el bloque levantado de la falla (el NO) y las calizas del Lías del bloque inferior. Tanto las dolomías como la falla normal están plegadas por dos cabalgamientos ciegos situados más al NO de la falla. La estructura que se enseña en el corte está reforzada por la presencia de un sondeo de 330 m de profundidad, presentado en Mataillet y Pechoux (1978), que atraviesa el Cretácico, el Jurásico superior, el Lías, el Rhetiense y el Buntsandstein. Es obvio que tanto el Keuper como el Muschelkalk están ausentes en el sondeo y se interpreta que es debido a la existencia de una falla normal. En el corte se propone que esta falla normal corresponda a la prolongación hacia el SE de la falla normal de Biniorella. Así, en el bloque levantado de la falla de Biniorella la serie sería continua (Buntsandstein y Muschelkalk) y se explicaría la presencia del Buntsandstein en el sondeo.

El límite septentrional del corte viene dado por una falla direccional dextra de la alineación de Andratx-Galilea. De hecho, la falla normal de Biniorella se sigue en el mapa, hacia el NE, hasta la falla con componente normal del límite septentrional de la alineación de Andratx-Galilea (ver apartado anterior).

### 3.2.8. La zona del Puig d'en Tió-Puig d'en Basset

El sector comprendido entre el Puig d'en Tió y el Puig d'en

Basset, localizado entre Sant Elm y Andratx, en el sector SO de la Serra de Tramuntana, se caracteriza por la presencia de cabalgamientos cuyas trazas tienen una orientación que varía desde NE-SO a N-S (Fig. 60). Asociados a los cabalgamientos se desarrollan pliegues con orientaciones paralelas a ellos.

En el mapa geológico de la figura 60 se observa que el Puig d'en Basset está constituido por materiales del Cretácico, del Oligoceno y del Mioceno inferior, mientras que el Puig d'en Tió está formado por materiales del Paleógeno y del Mioceno inferior. Más al NO de ambos puigs, las láminas cabalgantes incluyen las calizas del Lías y encima, discordantes, los materiales del Mioceno inferior (Fm. Sant Elm y Fm. Banyalbufar). Por tanto es obvio que, anteriormente al Mioceno inferior, el contacto entre las calizas del sector NO del corte y las margocalizas cretácicas y los conglomerados paleógenos de los puigs d'en Tió y d'en Basset, debía corresponder a una falla normal o direccional. En el caso del Puig d'en Basset, las margocalizas del Cretácico cabalgan los materiales del Mioceno inferior del Puig de Ses Celles (Fig. 60) dispuestos en sinclinal. El Puig d'en Basset presenta la serie más completa del Cretácico inferior y superior de toda la isla de Mallorca (Mataillet y Pechoux, 1978), con numerosos slumps, indicadores de una cierta inestabilidad; en cambio su serie oligocena es de un espesor reducido y está compuesta por conglomerados de origen continental sin indicios de una área fuente muy próxima. Se considera por tanto, que el contacto tectónico existente entre el Lías del Puig de Ses Celles y el Cretácico del Puig d'en Basset corresponde a una falla normal o direccional de edad cretácica, invertida como un cabalgamiento durante el Mioceno inferior.

En el Puig d'en Tió hay dos contactos mayores (Fig. 61): en el más noroccidental el Cretácico está parcialmente encima del Lías y vendría a ser la continuación hacia el SO del contacto explicado en el Puig d'en Basset. El segundo contacto, situado cerca del primero pero un poco más al SE, dispone parte de los materiales paleógenos por encima del Cretácico; es decir, si se restituye el movimiento contraccional del contacto, este correspondía anteriormente al Mioceno inferior, a una falla normal o a una falla direccional con una cierta componente normal. Además, la serie del Oligoceno está formada por brechas y bloques de gran tamaño muy proximales, depositados al pie de un talud (columna del Puig d'en Tió, Ramos-Guerrero, 1988) y hacia el SE se produce un cambio lateral de facies, de tal manera que la serie oligocena está compuesta (más al SE) por conglomerados y areniscas más distales. Igualmente los materiales del Oligoceno localizados más al N-NO, corresponden a facies detríticas más distales. Se considera por tanto que el segundo contacto del Puig d'en Tió corresponde a una falla normal o direccional con componente normal, de edad paleógena. Tanto los materiales cretácicos como los oligocenos están claramente despegados ya que al N del Puig d'en Tió se observan pequeños cabalgamientos que disponen el Cretácico sobre el Oligoceno (Fig. 62). Estos pequeños cabalgamientos se entroncan al primer contacto (Fig. 62) el cual se ha considerado una falla normal cretácica, invertida positivamente durante el Mioceno inferior.

En definitiva, la conclusión que se extrae es que si este sec-



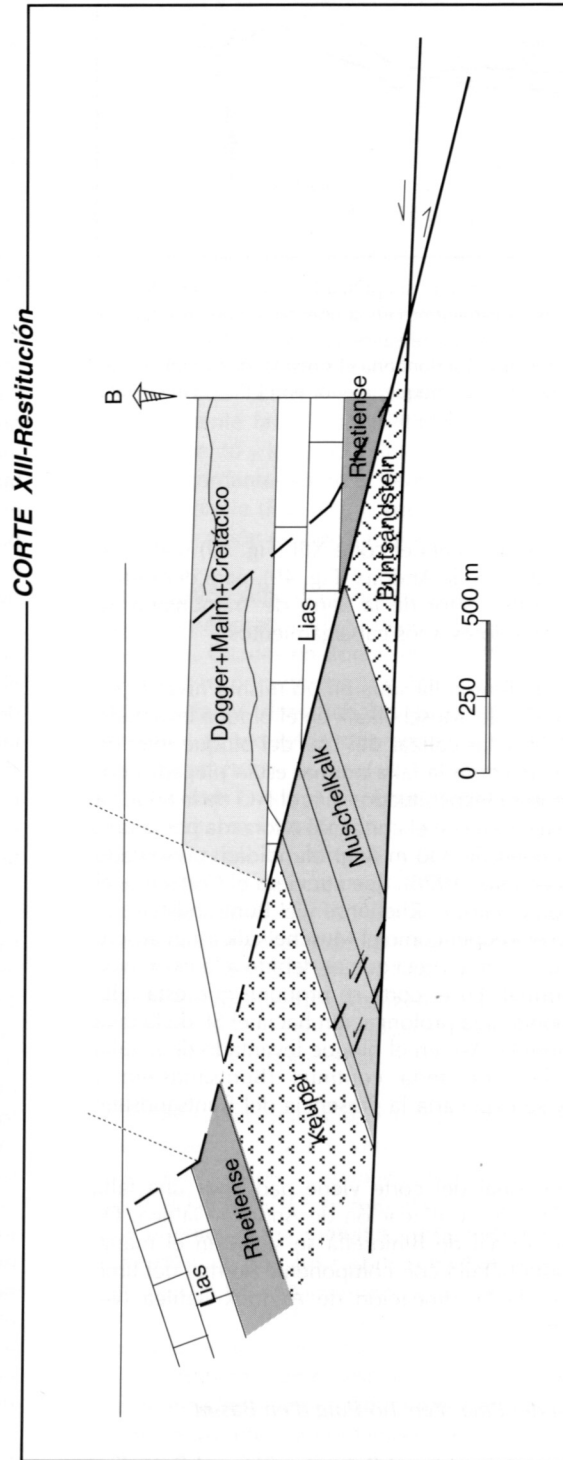
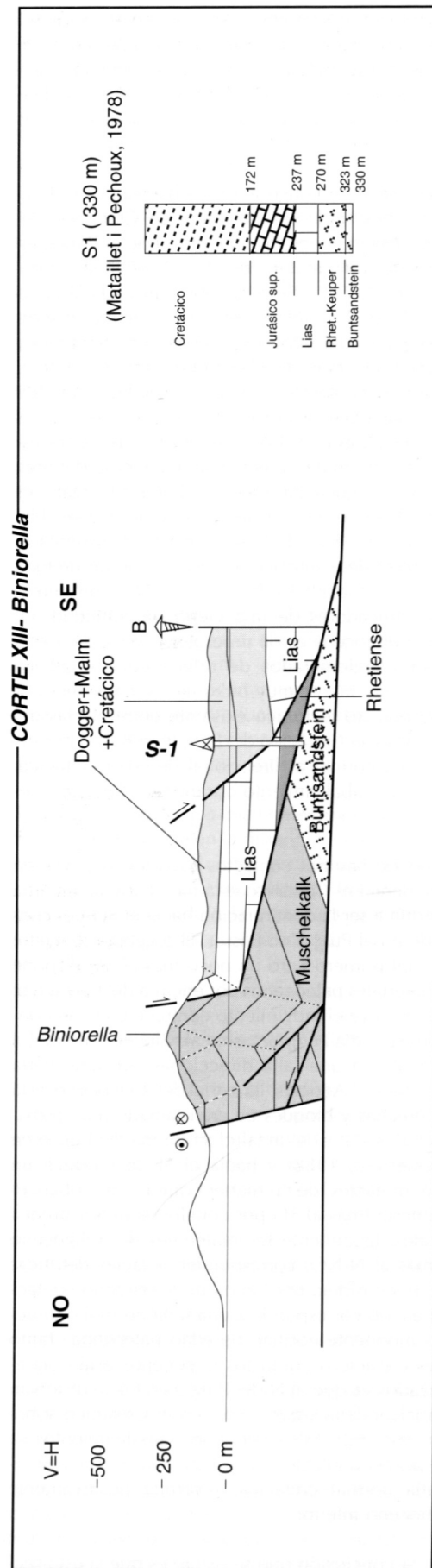


Fig. 59.- Corte geológico XII (situación en la Fig. 49). El sondeo S1 de Mataillet y Pechoux (1978) donde se atraviesa el Buntsandstein a los 323 m de profundidad, permite seguir la estructura en profundidad de la falla normal premiocena de Biniorella.

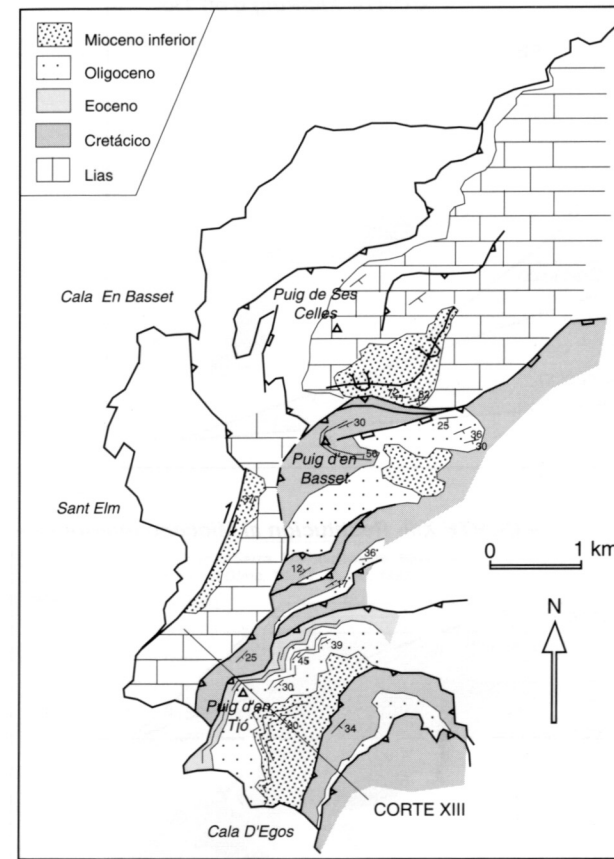


Fig. 60.- Mapa geológico simplificado del área del Puig d'en Tíó-Puig Basset. La estructura básica es una falla normal o direccional, de edad cretácica. La orientación anómala (N-S) de las trazas de los cabalgamientos en la Serra de Tramuntana normalmente va ligada a la presencia de fallas normales premiocenas.

tor de la Serra de Tramuntana se caracteriza por presentar una orientación anómala (N-S) de las estructuras respecto a la orientación general de la Serra no es por casualidad, sino que es debido a la existencia, previa a la compresión miocena, de fallas normales o direccionales con componente normal de edad cretácica o paleógena. Hayward y Graham (1989) ya mostraron como la presencia de rampas oblicuas y de cabalgamientos arqueados pueden insinuar la existencia de estructuras extensivas bajo los cabalgamientos.

#### 4. EL MAPA ESTRUCTURAL DE LA SERRA DE TRAMUNTANA

##### 4.1. Antecedentes

Únicamente tres trabajos tratan las unidades estructurales de la totalidad de la Serra de Tramuntana: Fallot (1922), Alvaro y del Olmo (1984) y Alvaro (1987), siendo este último trabajo una continuación del segundo.

El año 1922, Fallot publica el "Étude géologique de la Sierra de Majorque". Se trata de uno de los trabajos geológicos más completos, hasta el momento, de la Serra de Tramuntana de Mallorca ya que trata tanto aspectos estructurales como estratigráficos, petrográficos o paleontológicos. Basándose

en las diferencias estratigráficas de las series mesozoicas de la Serra de Tramuntana, distingue dentro de ella tres grandes unidades estructurales limitadas por cabalgamientos con un sentido de transporte de SE a NO (Fig. 63).

La unidad I, para él posiblemente autóctona, se extiende a lo largo de la costa septentrional de la Serra y presenta indicios de pliegues premiocenos con el eje orientado SSE-NNO. La segunda unidad (II) se sitúa por encima de la primera y constituye la mayor parte de la Serra de Tramuntana. La unidad III se localiza en las estribaciones meridionales de la Serra y se relaciona de forma poco clara con la estructura de la Península de Alcúdia y del Puig de Son Fe, áreas que Fallot no consideraba que perteneciesen a la estructura de la Serra a causa, especialmente, de las diferencias estratigráficas con el Jurásico medio del resto de la cadena. Las unidades II y III son escamas de grandes dimensiones y únicamente presentan desplazamientos tangenciales importantes en el sector SO de la Serra. Hacia el NE se fragmentan en imbricaciones secundarias que convierten parte de los pliegues anteriores en pliegues-falla. La segunda unidad cabalga unos 12 km encima de la primera, mientras que la tercera cabalga 10 km sobre la segunda.

El año 1984, Alvaro y del Olmo y el año 1987, Alvaro, resumen los datos estructurales obtenidos a partir de la realización de los mapas a escala 1:50.000 de toda la isla de Mallorca (proyecto MAGNA). Confirmando el modelo de Fallot, definen la Serra de Tramuntana como un sistema de cabalgamientos en el sentido de Boyer y Elliot (1982). Se divide la Serra en cinco unidades tectónicas (Fig. 63): la unidad I, denominada Banyalbufar, está formada casi exclusivamente por materiales paleozoicos y triásicos y es considerada autóctona. La unidad de George Sand-Sa Calobra (II), aflora a lo largo de la costa septentrional desde el puerto de Valldemossa hasta Ternelles. Las unidades de Banyalbufar y de George Sand-Sa Calobra son equivalentes a la unidad I de Fallot. Las unidades III (Teix-Tomir) y IV (Alfàbia-Es Barracar) muestran una estructura en duplex, ya que se conecta L'Ofre con el cabalgamiento de la base del Puig de Alaró, y son asimilables a la segunda unidad de Fallot. La unidad V (Alaró-Serra de Na Burguesa) es equivalente a la tercera unidad de Fallot y también se considera la Península de Alcúdia como un dominio separado de la Serra de Tramuntana.

##### 4.2. Introducción

Una unidad estructural corresponde a una zona del terreno limitada por fallas de dimensión cartográfica. La división en unidades estructurales es función de las características y relaciones mutuas entre las fallas y se basa en su cartografía detallada. El esquema estructural es el resultado de ponderar las fallas; el principal criterio de ponderación ha sido el de su magnitud: es decir, dependerá del salto de la falla que, generalmente, está relacionado con la longitud de la falla (Elliot, 1976).

Se considera que la Serra de Tramuntana está estructurada en dos grandes unidades estructurales que, para seguir con la nomenclatura utilizada por Fallot (1922), se han denominado unidad I y unidad II (Fig. 64). El límite entre la unidad I y la unidad II viene dado por una superficie de cabalgamiento

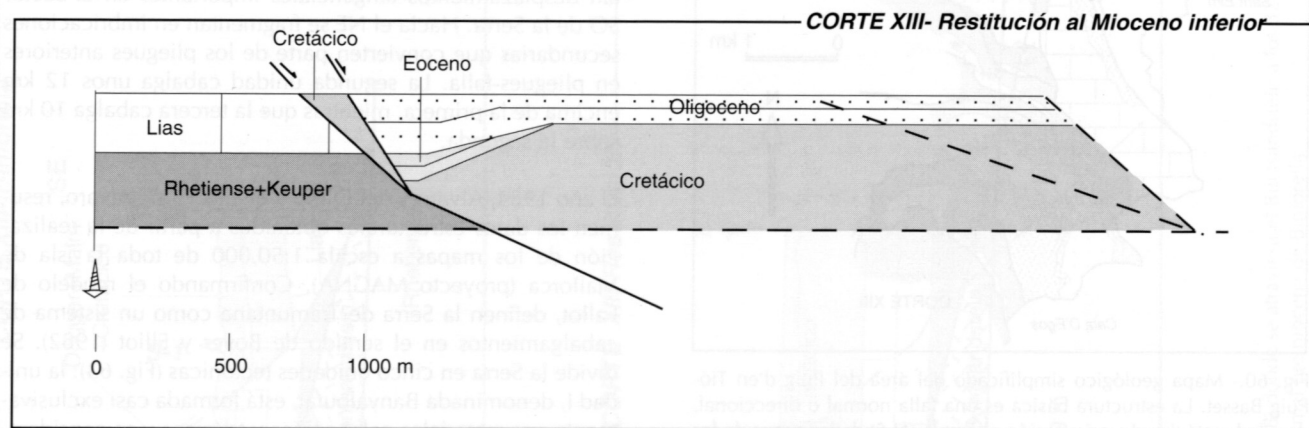
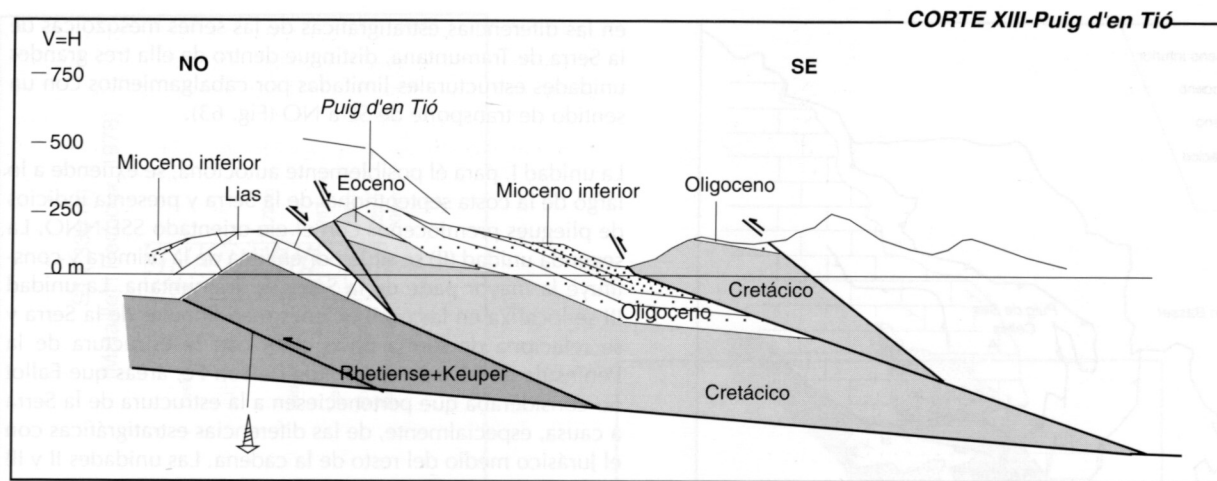


Fig. 61.- Corte geológico XIII, del Puig d'en Tió (situación en la Fig. 49). La estructura básica es la de una falla normal de edad oligocena, invertida positivamente como un cabalgamiento. La falla normal presenta materiales sintectónicos asociados.

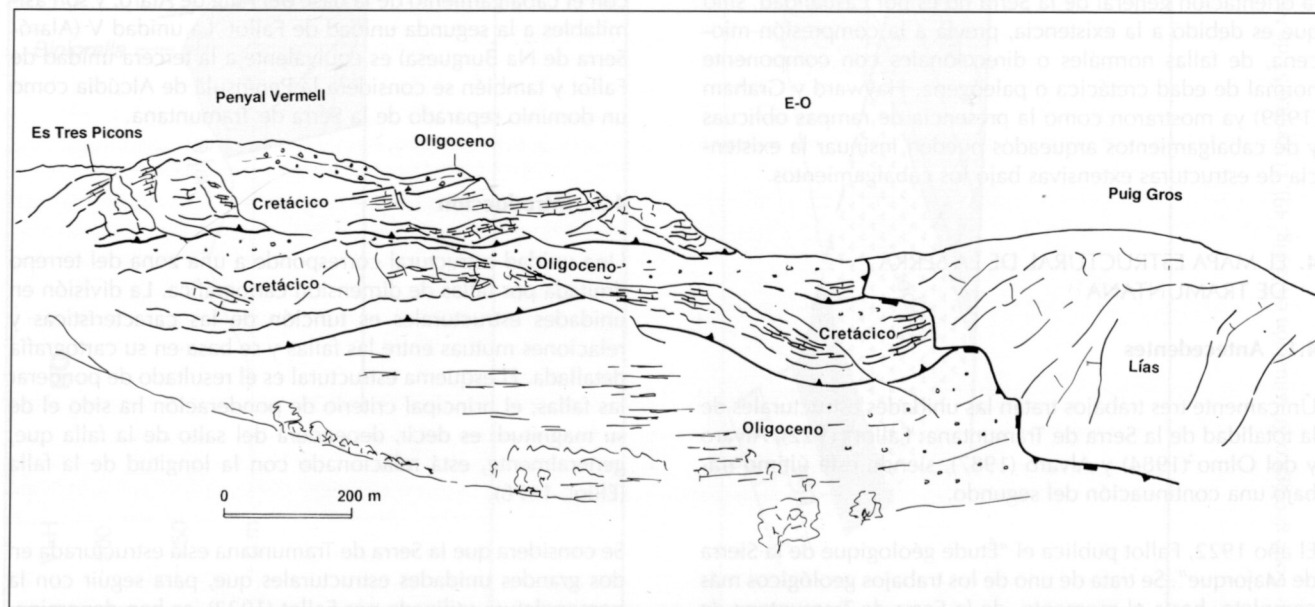


Fig. 62.- Dibujo de paisaje que muestra como la falla normal o direccional del Puig Basset está "despegada" ya que los pequeños cabalgamientos que disponen el Oligoceno sobre el Cretácico se entroncan con la falla normal.

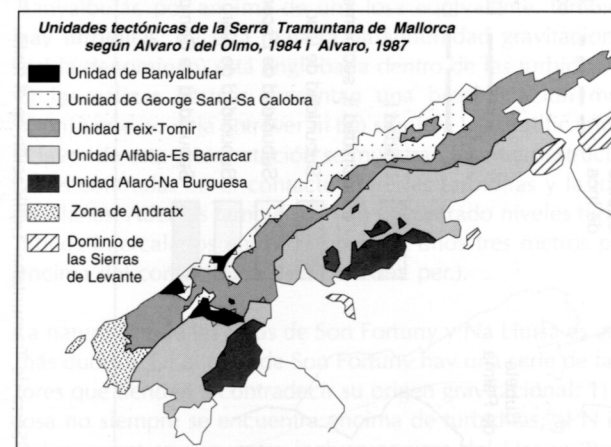
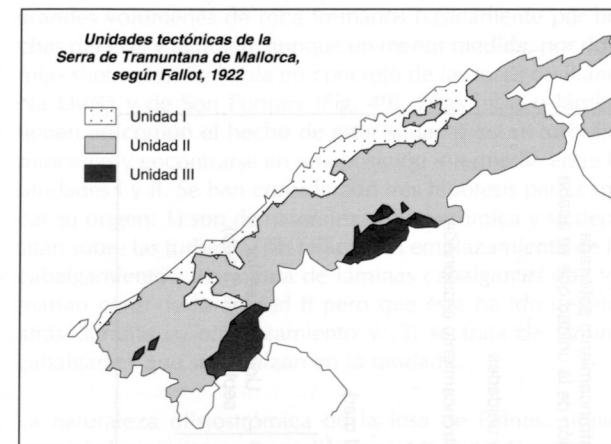


Fig. 63.- Unidades tectónicas de la Serra de Tramuntana definidas en los principales trabajos estructurales de la Serra de Tramuntana: Fallot (1922) y Alvaro y del Olmo (1984).

que superpone la unidad II sobre la I. Este cabalgamiento es el que presenta, con diferencia, el mayor desplazamiento de todos los cartografiados. En efecto, la superposición mínima de las dos unidades, en la transversal de Puigpunyent, medida a partir del mapa geológico y paralelamente a la dirección de transporte tectónico, es del orden de 11 km.

La unidad I únicamente aflora en el sector SO de la Serra de Tramuntana, en los alrededores de Puigpunyent, Estellencs, Banyalbufar, Esporles, Es Port des Canonge, Deià y el puerto de Sóller. Todo el resto de la Serra pertenece a la unidad II, la cual se ha dividido en dos sectores: el meridional y el septentrional, separados entre sí por la falla de Esporles. Dentro del sector septentrional destacan las subunidades de Lluç, Escorca, Alaró y Campanet.

La falla de Esporles define claramente dos dominios claramente diferenciados dentro de la Serra. Como se puede ver en el corte geológico IX, localizado al S de la falla, la unidad II no presenta acortamiento apreciable y este se consume con la superposición de la unidad II sobre la I, a lo largo de 11 km como mínimo. Sin embargo, en los cortes geológicos situados al N de la rampa, la unidad II presenta numerosos

cabalgamientos y la superposición de la unidad II sobre la I únicamente representa un acortamiento de un par de kilómetros, aproximadamente. Por tanto, la falla de Esporles se entiende como una falla de transferencia en la cual su salto varía en función del punto considerado. En este caso el salto es máximo en el extremo NO de la falla y disminuye hacia el SE. La falla de Esporles acomoda un desplazamiento de un orden de magnitud más importante que cualquier otro cabalgamiento de la Serra, exceptuando el que separa las unidades I y II, y en consecuencia se considera límite entre unidades.

#### 4.3. Las unidades estructurales

##### 4.3.1. La unidad I

La unidad estructural I aflora en las ventanas tectónicas de Puigpunyent y Son Malferit y también a lo largo de la costa septentrional desde Estellencs hasta el puerto de Sóller. Se trata de la única unidad en la que están involucrados materiales paleozoicos y del Triásico de facies Buntsandstein en su serie estratigráfica. Los materiales paleozoicos presentan únicamente un pequeño afloramiento. Su límite inferior es un cabalgamiento que buza hacia el E y que los sitúa sobre los conglomerados del Buntsandstein. El límite superior está cubierto, pero es probable que se trate de una falla normal ya que por encima, hay únicamente 100 m de sedimentos del Bunts, cuando la serie en los alrededores es de casi 500m (Rodríguez-Perea et al., 1987).

Es destacable el hecho de que en un sondeo realizado en el Port des Canonge, por debajo de los materiales rojizos del Pérmico, Barón et al., 1985, describen una serie de calizas, dolomías, arcillas y evaporitas atribuibles al Muschelkalk (datación palinológica de N. Solé).

Todos estos datos apuntan a que los materiales paleozoicos y triásicos no corresponden al autóctono, sino que están despegados e involucrados dentro del sistema de cabalgamientos de la Serra de Tramuntana. Las posibles hipótesis de la presencia de materiales paleozoicos dentro de las láminas cabalgantes han sido explicadas en el apartado del corte geológico IX.

La falla normal del Port des Canonge separa la unidad I en dos mitades: la mitad oriental, que aflora en la costa y está compuesta por una serie de materiales triásicos recubierta discordantemente por las unidades del Mioceno inferior; y la mitad occidental, formada básicamente por las dolomías rhetienses, las calizas liásicas y, discordantes, las unidades basal y turbidítica miocenas. Esta falla normal ha de continuar por debajo de la unidad II en los alrededores de Estellencs ya que existe un cierto paralelismo en los afloramientos: materiales triásicos en la costa y liásicos en el interior (Puigpunyent), ambos recubiertos por los sedimentos del Mioceno inferior. Se trata, por tanto, de una falla normal pre-miocena importante, de más de 12 km de longitud y con un salto normal de, como mínimo, 600 m, ya que elimina prácticamente las series del Keuper y del Muschelkalk.

En el límite entre las unidades I y II, existen toda una serie de "piezas" intermedias, cuyo origen es dudoso. Se trata de



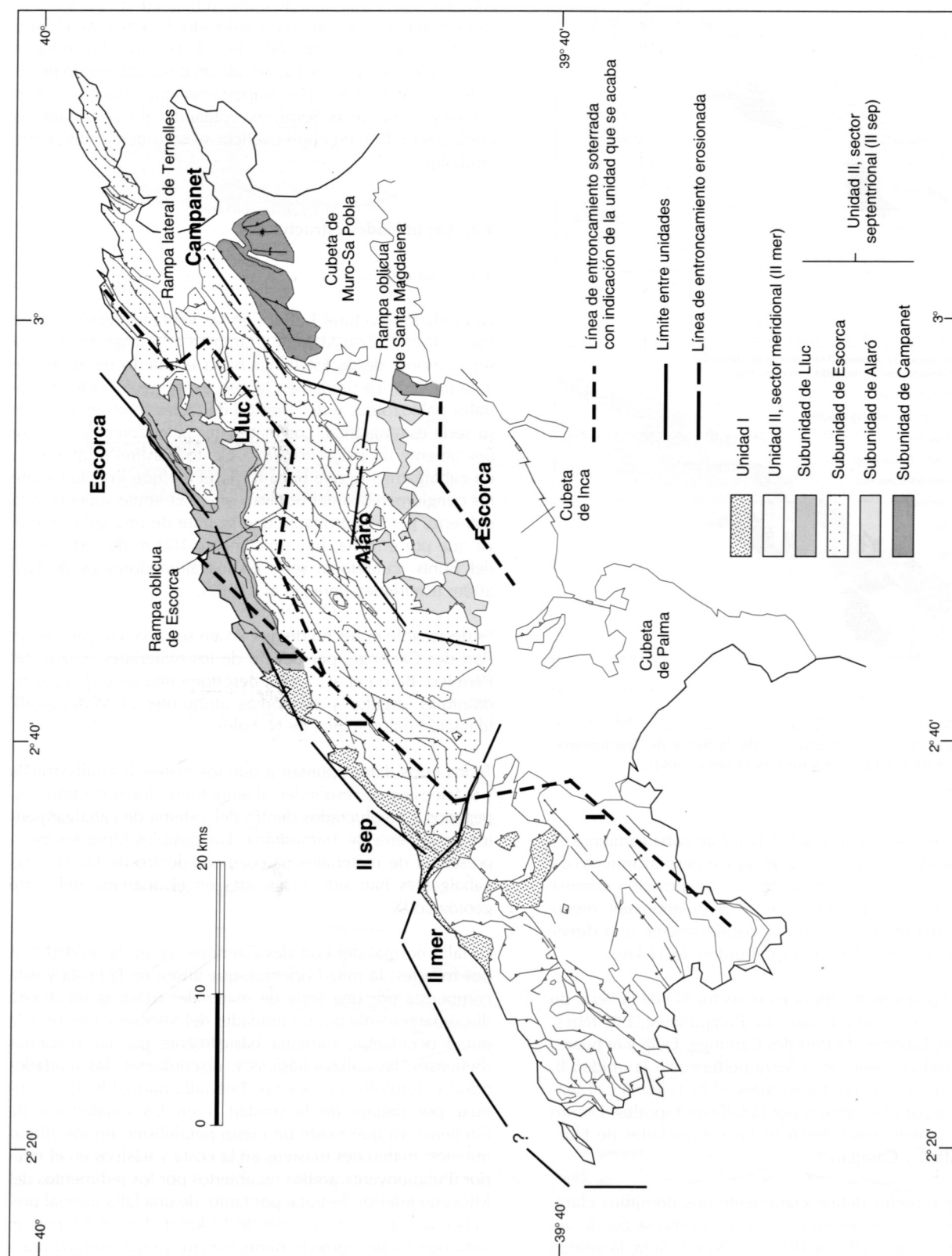


Fig. 64.- Mapa estructural de la Serra de Tramuntana. Explicación en el texto.

grandes volúmenes de roca formados básicamente por brechas del Lías y también, aunque en menor medida, por dolomías rhetienses. Se habla en concreto de las losas de Planes, Na Lluïsa y de Son Fortuny (Fig. 49). Estas losas o láminas tienen en común el hecho de estar situadas sobre turbiditas miocenas y encontrarse en una posición intermedia entre las unidades I y II. Se han considerado tres hipótesis para explicar su origen: 1) son de naturaleza olistostrómic y se depositan sobre las turbiditas en relación al emplazamiento de los cabalgamientos; 2) se trata de láminas cabalgantes que formarían parte de la unidad II pero que ésta ha ido dejando atrás durante su emplazamiento y; 3) se trata de láminas cabalgantes que se enraizan en la unidad I.

La naturaleza olistostrómic de la losa de Planes, situada cerca de la costa entre Banyalbufar y el Port des Canonge, ya fue sugerida por Rodríguez-Perea y Pomar (1983). Su hipótesis se fundamenta en los hechos siguientes: 1) al S de Banyalbufar, por encima de una losa equivalente, también hay turbiditas; de esta manera, la subunidad gravitacional (así la denominan) está englobada dentro de las turbiditas y 2) las calizas liásicas presentan una brechificación muy intensa que no deja entrever ni tan siquiera la estratificación. A favor de esta interpretación se muestran las microestructuras encontradas en el contacto entre las turbiditas y la losa de Planes. Además también se han encontrado niveles turbidíticos intercalados entre las brechas, unos tres metros por encima del contacto (Santanach, com. per.).

La naturaleza de las losas de Son Fortuny y Na Lluïsa es aún más dudosa. En el caso de Son Fortuny hay una serie de factores que tienden a contradecir su origen gravitacional: 1) la losa no siempre se encuentra encima de turbiditas; al N de Puigpunyent se encuentra incluso encima del Lías y; 2) en Son Balaguer existe un pequeño sistema imbricado de cabalgamientos con turbiditas involucradas. Por otro lado, el hecho de que el contacto entre la losa y los materiales subyacentes sea plano (su traza sigue las curvas de nivel) sugiere más la posibilidad de que sea una lámina perteneciente a la unidad II relegada en posiciones traseras durante su emplazamiento, que una lámina que se enraice en la unidad I. Los datos microestructurales, que no se han recogido, son de importancia capital en la elección de la hipótesis más probable.

El origen de la lámina de Na Lluïsa ya era un problema para Fallot (1922). En este caso no se encuentran sedimentos turbidíticos en el techo de la serie y tampoco se deposita únicamente sobre las turbiditas y, por tanto, la hipótesis que se considera más probable para su origen es la de una lámina ligada a la unidad II que ésta ha dejado atrás durante su avance hacia el NO.

La unidad I se caracteriza por la presencia de pliegues y cabalgamientos en dirección N-S, ligados a una dirección de compresión local E-O. Así Pomar et al. (1983) y Rodríguez-Perea (1984) presentan datos microestructurales del Port des Canonge que definen un acortamiento prácticamente E-O (N100°E). En la figura 49 se observa como en el Port des Canonge se han cartografiado pliegues que involucran los materiales miocenos que presentan el eje en dirección N-S. Además, en la ventana tectónica de Puigpunyent hay dos

pequeños cabalgamientos (Fig. 49) vergentes hacia el O, con la traza orientada en dirección N-S. Por otro lado, en Estellencs los pliegues que afectan a los materiales miocenos presentan la orientación típica de la Serra, es decir, SO-NE y son vergentes al NO. Se piensa que la compresión E-O responsable de los pliegues N-S del Port des Canonge y Puigpunyent es de carácter local y ligada a la rampa oblicua que forma el cabalgamiento que superpone a la unidad II sobre la I. En el mapa estructural de la figura 61, se observa como la línea de entroncamiento enterrada de la unidad I con la unidad II tiene una orientación SO-NE en el margen meridional de la Serra y presenta una inflexión N-S en un lugar próximo a Puigpunyent y Port des Canonge. Este segmento N-S del cabalgamiento de la unidad II sobre la I, correspondería a una rampa oblicua ya que la dirección de transporte tectónico es N-322°E y daría lugar a un acortamiento E-O de carácter local. La línea de entroncamiento enterrada ha sido configurada a partir de los cortes geológicos y del análisis del mapa geológico.

#### 4.3.2. La unidad II

Como se ha dicho anteriormente, se la considera dividida en dos sectores: el meridional y el septentrional.

##### El sector meridional

Dentro del sector meridional se distinguen claramente dos áreas: la zona de Na Burguesa-Calvià y la zona de Andratx. La zona de Na Burguesa corresponde a un pliegue de inflexión de falla complejo vergente al NO. La rampa lateral de Valldurgent delimita longitudinalmente dos zonas, la de Bendinat (zona meridional) y la de Cans (zona septentrional) y provoca un desplazamiento relativo de 1 km hacia el NO de la zona de Cans (Fig. 49). La orientación general de los pliegues anticlinales y sinclinales ligados a la estructura de Na Burguesa es NE-SO, perpendiculares al sentido de transporte tectónico.

La zona de Andratx, en cambio, se caracteriza por la presencia de pliegues y cabalgamientos de orientación N-S. Aunque se consideran rampas oblicuas de cabalgamientos con sentido de transporte hacia el NO, se observa (capítulo II, sector meridional) que estas son consecuencia de la preexistencia de fallas normales o direccionales, de edad básicamente cretácica y también probablemente oligocena. Es decir, la existencia de rampas oblicuas en este sector de la Serra no es casual, sino que probablemente es un carácter heredado de un tiempo anterior (Cretácico y/o Oligoceno) a la compresión miocena.

La alineación de Andratx-Galilea, correspondiente básicamente a una falla direccional dextra de orientación general SO-NE, únicamente se encuentra en la unidad II. Es decir, la unidad I no está afectada por fallas direccionales dexas sino que estas son un carácter propio del sector meridional de la unidad II (alineación de Andratx-Galilea, falla de Sant Elm, de Roca y Vergés, 1989). Las fallas direccionales dexas son compatibles con un acortamiento "local" E-O, igual que los pliegues y cabalgamientos N-S del norte de Andratx. De hecho todo el conjunto de estructuras puede estar rela-

cionado con el emplazamiento de la unidad II sobre la I, ya que una rampa oblicua de este gran cabalgamiento podría dar lugar a la compresión E-O de este sector de la Serra.

La zona de Ram, al NE de Puigpunyent, se caracteriza por presentar pliegues de orientación ONO-ESE, los cuales son paralelos a la falla de Esporles y se consideran ligados genéticamente a ella.

El sector septentrional

Desde un punto de vista estratigráfico, se diferencia del sector meridional por el afloramiento masivo de materiales del Rhetiense y Lías. Únicamente en las láminas más meridionales se encuentran sedimentos del Dogger, Malm, Cretácico y Oligoceno. A la vista de los cortes geológicos, este hecho se explica por un basculamiento hacia el SE anterior al depósito de la unidad basal miocena (de edad Burdigaliense, en la Serra).

La orientación de los pliegues y cabalgamientos es NE-SO, bastante uniforme. Los que se apartan de esta orientación se

consideran rampas laterales u oblicuas. Así se ha definido la rampa lateral de Ternelles y las rampas oblicuas de Escorca y Santa Magdalena. El nivel de despegue de los cabalgamientos es principalmente el Keuper, aunque localmente se incluyen fragmentos del Muschelkalk. Este hecho suele estar relacionado con la presencia de fallas normales premiocenas, de tal manera que el cabalgamiento, al atravesar las fallas normales, se sitúa en diferentes niveles estratigráficos en un bloque y otro de la falla normal. Los cabalgamientos se pueden seguir a lo largo de decenas de kilómetros y delimitan diversas láminas o subunidades cabalgantes (Fig. 64). Las subunidades cabalgantes se han diferenciado a partir del salto que presenta el cabalgamiento. De NO a SE se han distinguido las subunidades de Lluc, Esporles, Alaró y Campanet. El recubrimiento mínimo de la unidad de Esporles sobre la de Lluc es de, como mínimo, 5 km y se deduce claramente a partir de la presencia de la klippe del Puig Roig (Fig. 32). El desplazamiento mínimo de la subunidad de Alaró sobre la de Esporles es de 4 km (Fig. 45). Del mismo orden de acortamiento es el de la subunidad de Campanet sobre la de Alaró, visible en el mapa geológico en el Puig de Santa Magdalena, 4 km al E de Inca.

## EL LLANO CENTRAL

### 1. LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA DEL MACIZO DE RANDA

#### 1.1. Antecedentes

Los trabajos estructurales más destacados pueden ser englobados dentro de dos grandes grupos: por una parte los trabajos de Escandell y Colom (1962) y Colom y Sacarés (1976), y por otro los de Anglada (1985) y Anglada y Serra-Kiel (1986). Los del primer grupo consideran que los materiales subhorizontales del Mioceno inferior del macizo de Randa descansan discordantes sobre los materiales oligocenos y mesozoicos, con fuertes buzamientos, remarcando de esta manera la importancia de los pliegues preburdigalienses. Los del segundo grupo consideran la existencia de una lámina cabalgante, formada exclusivamente por materiales paleógenos y desplazada hacia el NO, por encima de los materiales miocenos y secundarios. Todos los trabajos mencionados, independientemente del número de unidades estructurales definidas, consideran que los cabalgamientos están desplazados hacia el NO, aunque, como en el macizo de Randa, la esquistosidad, muy bien desarrollada (Eguizábal, 1982, Pomar et al., 1983), buza hacia el NO.

#### 1.2. Consideraciones previas

Aunque el mapa geológico que se presenta (Fig. 65) no modifica sustancialmente los anteriores, los cuales se han empleado como base de trabajo, juntamente con la fotografía aérea y salidas puntuales al campo, se propone aquí una nueva interpretación geológica de la zona que comporta cambios tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural.

Un primer cambio importante en la interpretación geológica es el dado al puig de Ses Roques: formado por brechas de edad oligo-miocena, los trabajos anteriores lo consideran como perteneciente a una lámina superior compuesta de forma mayoritaria por materiales paleógenos, por encima estructuralmente de las turbiditas que lo rodean. En esta memoria es considerado como un canal submarino que pasa lateralmente a las turbiditas, dispuesto discordantemente

sobre los materiales paleógenos de la Serra Llarga. Su forma canaliforme es clara en fotografía aérea (Fig. 66) ya que las capas están verticales, aunque estén afectadas por fallas normales. Su base es erosiva respecto a los materiales paleógenos de la Serra Llarga. Además, en lámina prima, muestra BG3, Serra-Kiel (com. per., 1994) encuentra Miogysínidos y Nummulites reabajados y la considera una brecha submarina de aguas profundas.

Un segundo hecho remarcable es que 500 m al NO del pueblo de Randa, la unidad basal miocena se encuentra por encima de materiales paleógenos mediante un contacto estratigráfico. Es decir, en la región de Randa, los materiales miocenos están en contacto estratigráfico sobre los paleógenos al NO del pueblo, en el Puig de Ses Roques y también en Sa Bastida (al SE de la zona del mapa). Además, al NE del Puig de Mulet, situado en el extremo meridional del macizo (Fig. 65), también se ha encontrado el Paleógeno (muestra BA-8, datación de P. Serra) en contacto estratigráfico con el Cretácico. Por tanto, la unidad basal miocena se encuentra tanto encima de materiales paleógenos como mesozoicos. Así, la idea con la que se realizará el corte geológico es que esta unidad fosiliza pliegues relacionados con cabalgamientos. Estos pliegues tendrían un cierto espaciamiento, de tal manera que hay zonas relativamente amplias donde el mioceno basal está encima del Paleógeno, mientras que en las crestas de los anticlinales se encuentra directamente encima de materiales mesozoicos. Posteriormente a la deposición de las turbiditas (¿ o sincrónicamente ?) habría una reactivación de las estructuras.

Un tercer punto de interés es que en el Puig des Vent, que corresponde a una *klippe* de materiales paleógenos buzando mayoritariamente hacia el SE, la polaridad de la serie es también hacia el SE (observable en el mapa de Anglada, 1985). Por tanto, podría tratarse de una rampa de bloque superior de un cabalgamiento dirigido hacia el SE, el cual podría corresponder al retrocabalgamiento de la Serra Llarga.

En Son Sastre, una finca situada al E-NE del pueblo de Randa, los materiales paleógenos cabalgan las turbiditas miocenas. Los escasos datos de esquistosidad recogidos en el contacto indican que el cabalgamiento se desplazó hacia el O-NO.



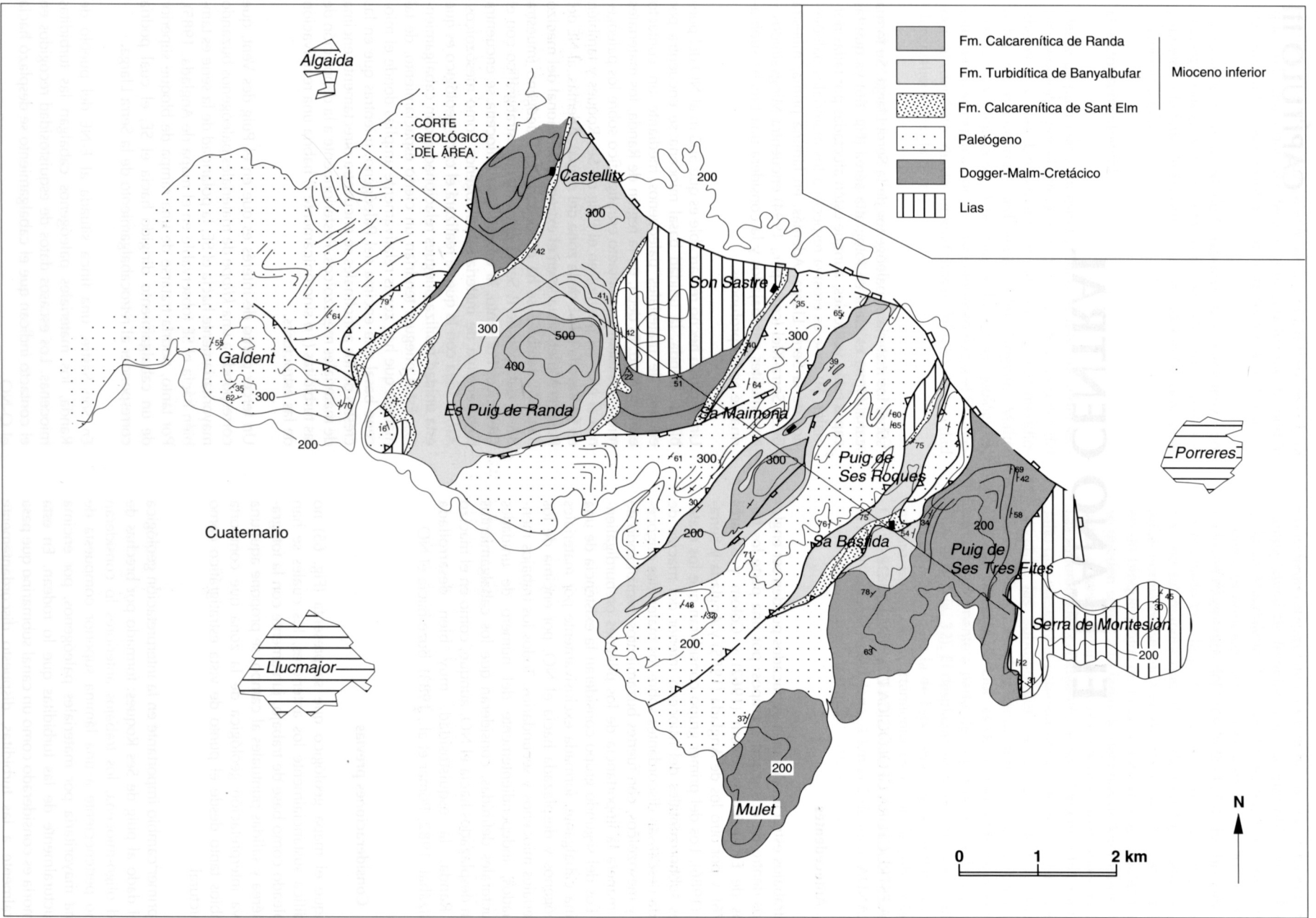


Fig. 65.- Mapa geológico del área de Randa (modificado ligeramente de Anglada, 1985) y situación del corte geológico XIV (Fig. 67).

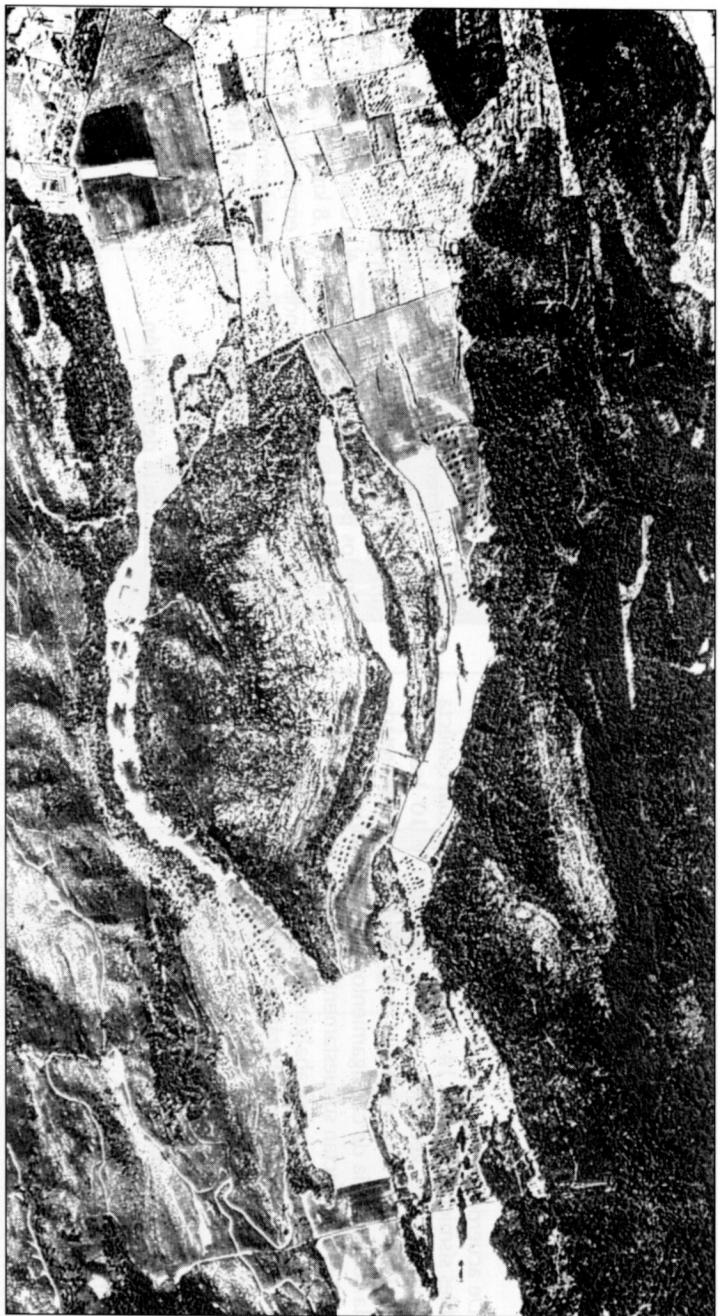
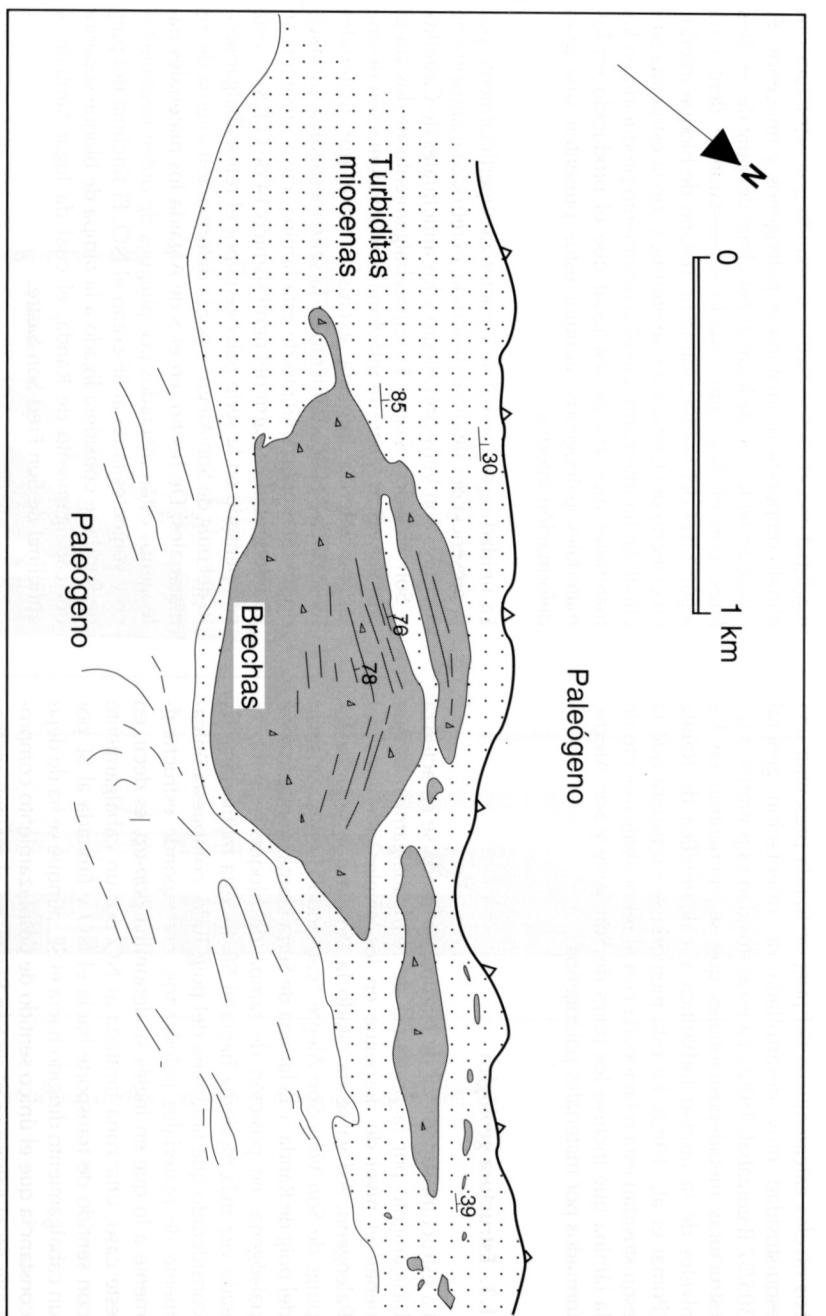


Fig. 66.- Fotografía aérea e interpretación geológica de un canal de brechas que cambia lateralmente hacia turbiditas miocenas. La base del canal es erosiva sobre los sedimentos del Paleógeno subyacente.



Los niveles calcareníticos del puig de Randa presentan una esquistosidad muy desarrollada de orientación general 305/57 (Eguizábal, 1982). La esquistosidad es posterior a las estructuras metadeposicionales que se encuentran en los niveles de la unidad turbidítica y calcarenítica de Randa (Pomar et al., 1983). En esta memoria se considera que la esquistosidad está relacionada con el retrocabalgamiento de la lámina que incluye los puigs de Son Veny y Son Alegre, formados por materiales paleógenos.

### 1.3. Estructura geológica

La estructura superficial de la zona de Randa se caracteriza básicamente por la presencia de retrocabalgamientos que tienen el nivel de despegue en los niveles inferiores del Paleógeno. Así ya se ha citado la lámina que engloba los puigs de Son Veny-Son Alegre "causando" la esquistosidad del puig de Randa, y la lámina de Serra Llarga, donde la serie paleógena, en posición de rampa de bloque superior, es cada vez más moderna hacia el SE. En esta memoria se ha considerado que la lámina del puig Tudó, compuesta únicamente de materiales paleógenos, corresponde estructuralmente a lo que en inglés se denomina *pop-up*, es decir, en este caso, una zona limitada al NO por un cabalgamiento con sentido de transporte hacia el NO y limitada al SE por un cabalgamiento dirigido hacia el SE, aunque se ha de dejar constancia que el único sentido de desplazamiento comprobado en el campo es el de Son Sastre, en el margen septentrional.

Es obvio que han de existir niveles de despegue por debajo de los niveles paleógenos, ya que los materiales del Mesozoico están también plegados y, además, los retrocabalgamientos se han de enraizar en algún cabalgamiento en profundidad. De hecho, está claro que existen cabalgamientos que afectan los materiales mesozoicos en la sierra de Montesión donde las dolomías liásicas se sitúan sobre las margocalizas jurásicas y cretácicas del puig de Ses Tres Fites mediante un cabalgamiento que todos los trabajos anteriores consideran tiene un sentido de transporte hacia el NO.

De acuerdo con lo presentado hasta el momento, en los perfiles sísmicos números 14 -apartado IV.1.6.- (el cual conecta con el corte geológico que se presenta) y 10 (capítulo III.3.1.6.4. de esta memoria) de G.E.S.A., se ha interpretado la coexistencia de cabalgamientos profundos dirigidos hacia el NO que afectan supuestamente la casi totalidad de la serie mesozoica y de retrocabalgamientos más superficiales despegados a un nivel estratigráfico superior (Paleógeno, probablemente).

### 1.4. El corte geológico de Randa

Para la realización del corte (Fig. 67) se ha tenido en cuenta el mapa geológico y el perfil sísmico número 14 de G.E.S.A. que enlaza con el margen septentrional del corte.

El cabalgamiento de Son Sastre, dirigido hacia el NO, divide el sector de Randa en dos unidades: la septentrional y la meridional. En la unidad meridional, los retrocabalgamientos del puig Tudó y del puig de Sa Gloria se enraizan en pro-

fundidad con el de Son Sastre, formando una estructura sinclinal compuesta de materiales paleógenos y miocenos. El cabalgamiento que da lugar al anticlinal del puig de Ses Tres Fites, con el despegue situado supuestamente dentro de algún nivel del Keuper, forma un rellano de bloque inferior en el techo del Cretácico y se entronca con la estructura sinclinal. Se ha intentado que el acortamiento producido en los materiales mesozoicos sea igual que el producido en los materiales paleógenos, aunque éstos presenten una gran deformación interna.

La unidad septentrional se caracteriza superficialmente por la presencia del sinclinal de Randa, el retrocabalgamiento de los puigs Son Veny-Son Alegre y los anticlinales de Castellitx y Son Fred-Son Sastre. El retrocabalgamiento de los puigs Son Veny-Son Alegre se relaciona con la indentación de una lámina inferior formada exclusivamente por materiales mesozoicos. El acortamiento de la serie mesozoica, producido por el emplazamiento de esta lámina, cuya presencia se ha interpretado a partir del perfil sísmico 14 de G.E.S.A., está compensado en la serie paleógena por el retrocabalgamiento del puig de Son Alegre y por la deformación interna de los materiales. De hecho, en el S de Algaida los materiales paleógenos están afectados por pliegues de orden hectométrico y vergentes tanto al SE como al NO. El sinclinal del puig de Randa se considera ligado a la rampa de bloque superior del cabalgamiento de Randa, el cual da lugar también al anticlinal de Son Fred-Son Sastre.

### 1.5. Corte restituído

En el corte restituído a la Fm. Sant Elm se muestra el acortamiento de los materiales mesozoicos. Para los materiales paleógenos, el acortamiento se puede producir según diferentes modelos: 1) mediante una estructura en cuña, lo cual produciría una erosión de los materiales paleógenos; 2) mediante pliegues ligados a cabalgamientos que se encuentran más hacia el NO de los dos pliegues de inflexión de falla y; 3) pliegues y cabalgamientos que se encuentran dentro de los límites del corte que se presenta.

El acortamiento producido anteriormente a la Fm. Sant Elm (Mioceno inferior) es de 3,8 km y es debido a los anticlinales de Son Fred y del puig de Ses Tres Fites. El acortamiento de los materiales mesozoicos, posterior a la Fm. Sant Elm, correspondiente a la diferencia en el valor de la distancia entre los puntos de estacamiento A y C en los cortes compensado y restituído es de 10,4 km (11,8 km - 22,25 km), de los cuales 5,4 km corresponden al emplazamiento de la lámina más septentrional, 2,2 km al cabalgamiento del puig de Ses Tres Fites y el resto al cabalgamiento de Randa.

### 1.6. Edad de la deformación

La edad de la unidad basal es Aquitaniense (Anglada, 1985; Anglada et al., 1986), aunque se ha recogido una muestra correspondiente al Chattiense. La edad de las turbiditas de la Fm. Banyalbufar se extiende desde el Burdigaliense inferior, para la parte baja de la serie, hasta el Burdigaliense superior, para la parte alta (Fig. 7, muestras 15-20). La edad de la unidad calcarenítica de Randa es desconocida, pero se supone que ha de ser próxima a la de las turbiditas superiores.

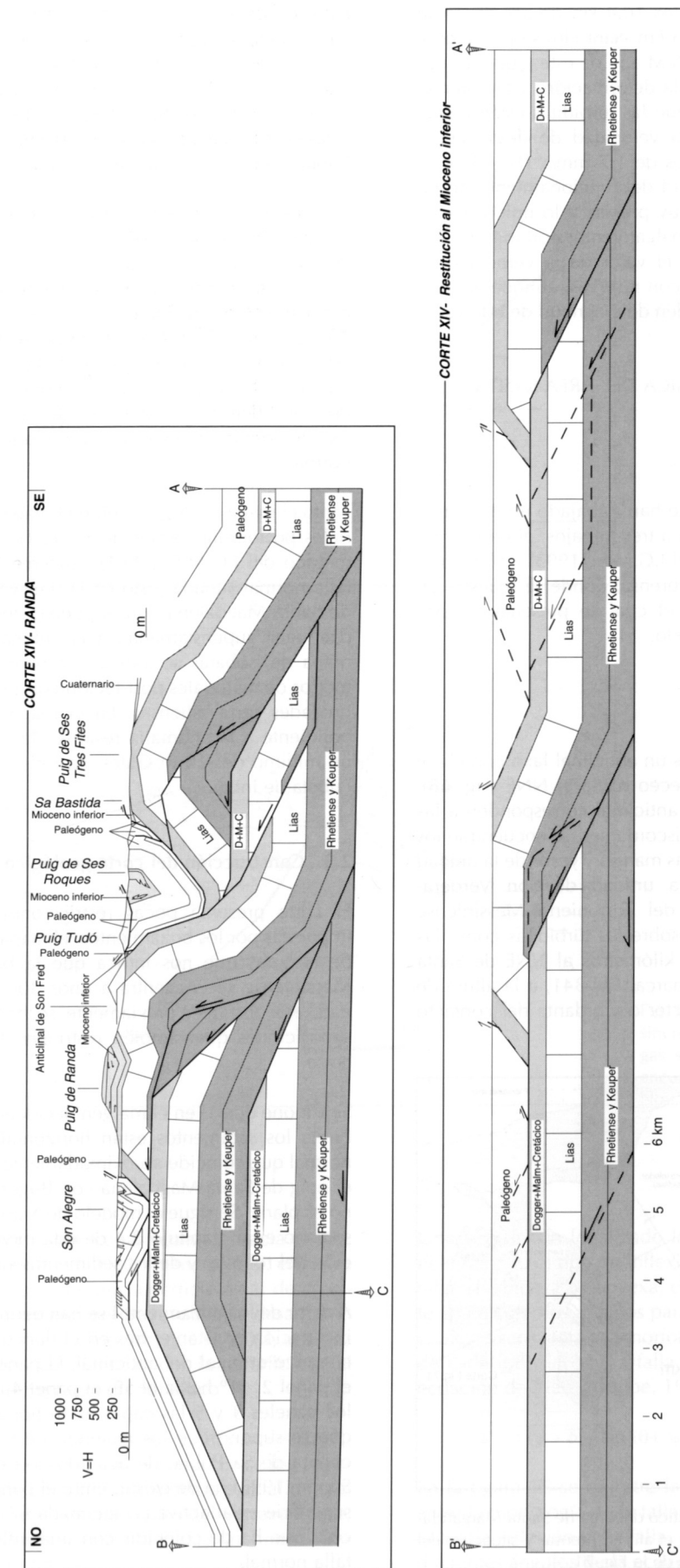


Fig. 67.- Corte geológico XIV del macizo de Randa y restitución de la estructura al Mioceno inferior (Formación Sant Elm).



Por tanto si se considera que los 10,4 km de acortamiento producidos posteriormente a la Fm. Sant Elm se produjeron durante el Burdigaliense (21-16 M.a.) - de este modo las turbiditas serían sincrónicas con la deformación- y también el Langhiense (16-15 M.a.) -ya que las turbiditas están cabalgadas en diversos lugares-, la velocidad de deformación mínima para esta transversal es de 1,7 mm/a (10,4 km / 6 M.a.). De todas formas, la edad del funcionamiento de las diferentes estructuras no es muy precisa y lo único que se sabe con certeza es que los cabalgamientos cortan turbiditas en algunos puntos. Por tanto el valor de la velocidad de acortamiento se ha de acoger con reservas, aunque el objetivo inicial era el de dar un orden de magnitud de este valor.

## 2. LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA DEL ÁREA SANTA MARGALIDA-MURO

### 2.1. Antecedentes

Son muy pocos los autores que han trabajado en esta área. Prácticamente la lista se limita a tres trabajos: el de Fallot y Darder, 1925, la cartografía del I.G.M.E. (1993) y el artículo de Ramos-Guerrero et al. (en prensa) donde se muestra un mapa geológico de la zona, el cual se presenta en esta memoria ligeramente modificado.

### 2.2. Introducción

La estructura básica del área es un anticlinal laxo con el eje orientado NNE-SSO y un cabeceo hacia el NNE (Fig. 68). Los materiales del núcleo del anticlinal corresponden a las turbiditas miocenas. Encima, discordantes, se encuentran los materiales del Serravaliense: las margas y yesos de la unidad de Pina y las calizas de la unidad de Son Verdrea. Finalmente, las calcarenitas del Tortoniense-Messiniense descansan discordantes tanto sobre las turbiditas como las unidades serravalienses. Dos kilómetros al NNE de Santa Margalida, en la carretera comarcal PM-341, a la altura de S'Alqueria, se observa el carácter discordante del contacto

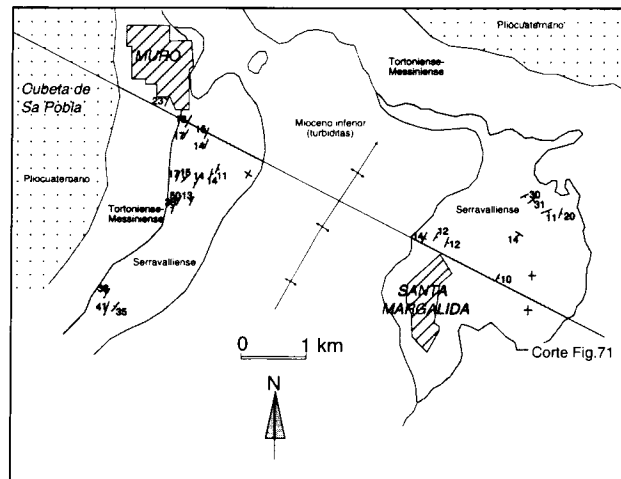


Fig. 68.- Mapa geológico esquemático del área de Santa Margalida-Muro (a partir de Ramos-Guerrero et al., en prensa) y situación del corte geológico de la Fig. 71.

entre las diferentes unidades citadas anteriormente. El pliegue anticlinal afecta las tres unidades (Mioceno inferior, Serravaliense y Tortoniense-Messiniense) ya que todas buzaban hacia el NO en el flanco NO del anticlinal y hacia el SE en el flanco SE. Únicamente los materiales del Cuaternario, que afloran subhorizontales en la Cubeta de Sa Pobra, no parecen estar afectados por el anticlinal.

Por el contexto regional se considera que las turbiditas se encuentran asociadas a la compresión del Mioceno inferior. Los materiales del Serravaliense, en cambio, a pequeña escala muestran relaciones geométricas con estructuras que denotan extensión sincrónica a la sedimentación (Figs. 69 y 70). Las calcarenitas del Tortoniense-Messiniense también están afectadas únicamente por fallas normales. Por tanto la hipótesis con la que se trabajará consiste en que el anticlinal laxo que deforma estos materiales está relacionado con el movimiento del bloque superior a lo largo de una gran falla normal.

Tanto el mapa geológico como el mapa de isobatas de materiales postburdigalienses de Fuster (1973) y el mapa gravimétrico del I.G.M.E. (1981), sugieren la existencia de una falla normal situada justo en la transversal que une el puig de Santa Magdalena con el pueblo de Búger, la cual pudo dar lugar, supuestamente, a la cubeta de Sa Pobra. En el mapa de isobatas se indica una potencia máxima de 300 metros de materiales post-tectónicos, pero no se incluyen las unidades serravalienses. En el mapa gravimétrico correspondiente a la anomalía residual, la cubeta corresponde a un mínimo de -20 m Gales, casi el mismo valor que en la cubeta de Inca.

### 2.3. Construcción del corte geológico

El corte presenta pocas restricciones; las únicas vienen impuestas por los buzamientos, el mapa geológico y el mapa de isobatas que nos indica que la base del Tortoniense-Messiniense se encuentra a unos 300 metros de profundidad. No obstante, previamente se ha hecho una serie de suposiciones que también restringen las posibilidades del corte.

Se supone que 1) en el margen occidental de la cubeta de Sa Pobra los sedimentos están horizontales; 2) hay una falla normal que coincide aproximadamente con la línea que une el puig de Santa Magdalena con Búger y; 3) la falla normal no es plana. Se sigue el modelo de Xiao y Suppe (1992), presentado en el capítulo 2.4 de esta memoria, para la evolución del rollover y de los sedimentos sintectónicos.

A partir de los buzamientos se han definido cinco paneles de inclinación constante, tres en el flanco occidental y dos en el flanco oriental del anticlinal. El panel 1 buza 15° al NO, el panel 2, 11° hacia el SE, el panel 4, 12° hacia el SE y en los paneles 3 y 5 las capas están horizontales (Fig. 71). Ya que se supone que los materiales están horizontales en la cubeta de Sa Pobra, de acuerdo con el modelo de Xiao y Suppe (1992) ha de existir, entre el panel 1 y la cubeta, una superficie axial activa (1) inclinada 67° en sentido "antitético" que ha de coincidir con una inflexión cóncava en la falla normal.

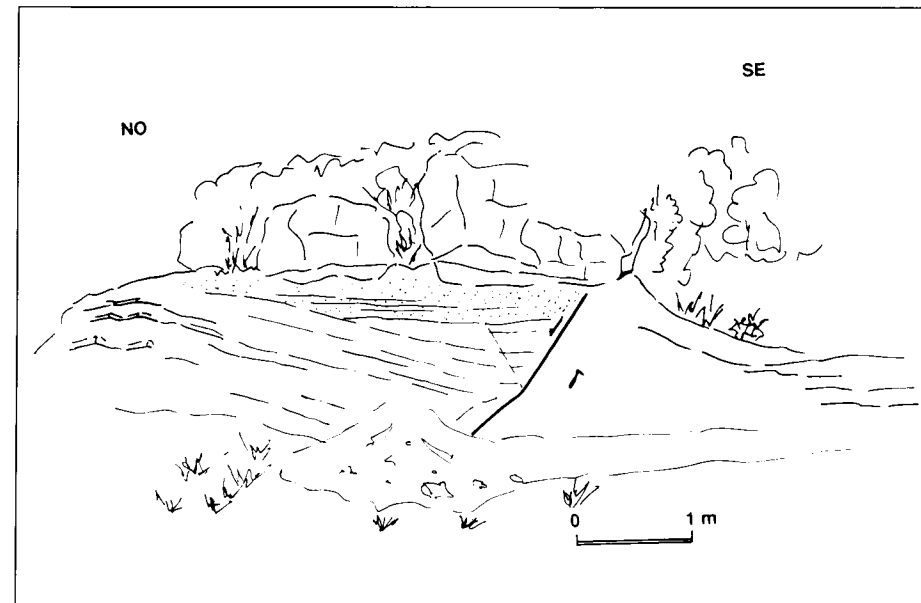
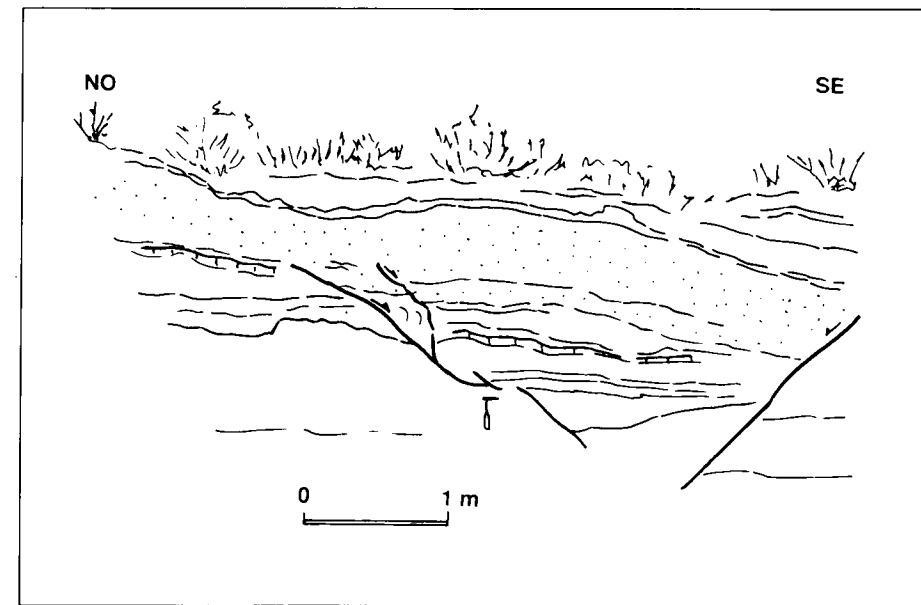


Fig. 69 y 70.- Dibujo de fallas normales sincrónicas con el depósito de las margas serravalienses. El afloramiento se encuentra entre S'Alqueria y Vernissa Nou, 2 km al N de Santa Margalida.

La presencia del panel 2, con capas buzando hacia el ESE, implica la presencia de una inflexión convexa. Así, entre los paneles 2 y 3 se ha dibujado una superficie axial de crecimiento (ya que los materiales del Serravaliense desarrollan pequeñas estructuras sinsedimentarias) que se unirá, una vez esté dentro de las turbiditas miocenas, con la superficie axial inactiva 2 que buza 67° en sentido "sintético".

El buzamiento hacia el ESE de las capas en el panel 4 implica otra inflexión convexa en la falla normal. Entre los paneles 4 y 5 también se ha definido una superficie axial de crecimiento que, al atravesar los materiales del Serravaliense, se transforma en la superficie axial inactiva 3, inclinada también 67° en sentido "sintético".

Una vez se han localizado las superficies axiales activas y determinado el tipo de inflexión que se le ha de asignar a la falla, si cóncava o convexa, el último paso a realizar consiste en calcular los ángulos para cada inflexión de la falla, los cuales determinarán la morfología final de la falla. El ángulo de cada inflexión de la falla se ha calculado a partir de la ecuación de Xiao y Suppe, 1992:

$$\sin \psi \sin (\psi - \delta) / \sin (\theta + \psi - \phi) \sin (\theta + \psi) = \sin \delta / \sin \phi$$

En la figura 15 se muestra la relación geométrica existente entre la morfología de la falla y la del rollover, en el caso de una sola inflexión de la falla, y se señala a qué equivalen los diferentes ángulos de la ecuación. En nuestro caso los ángu-

los  $\psi$ ,  $\delta$  y  $\theta$  se miden respecto a la horizontal. La incógnita es  $\phi$ , que equivale al ángulo que forman dos segmentos de la falla. De todas formas, para calcular la inclinación de los demás segmentos de la falla se ha supuesto que el primero buza  $60^\circ$ ; es decir, se ha supuesto que la falla que limita la Serra de la cubeta de Sa Pobra presenta un primer segmento con una inclinación de  $60^\circ$  hacia el SE. Así, para calcular la inclinación del segundo segmento de la falla, el ángulo  $\theta=60^\circ$  y equivale a la inclinación del primer segmento de falla;  $\psi=67^\circ$ , el cual corresponde a la inclinación de la superficie axial y  $\delta=33^\circ$ . Este último valor se ha obtenido por tanteo: de hecho, el valor de este ángulo ha de ser necesariamente mayor de  $15^\circ$ , el buzamiento de las capas en superficie, ya que en la intersección entre la superficie axial activa 2 (aún no localizada, pero que se sabe ligada a una inflexión convexa) y las capas con buzamiento de  $33^\circ$ , éstas han de disminuir su inclinación. El cambio en la inclinación de las capas cuando se atraviesa la superficie axial activa viene dado por el cambio de ángulo en la próxima inflexión de la falla (distancias a y b -Fig. 71-, medidas sobre la superficie axial, que coincide con la dirección de colapso). De esta manera se ha ido tanteando el valor de  $\delta$  y el valor del cambio de ángulo en el tercer segmento de la falla.

Para el segundo segmento de falla  $\theta=60^\circ$ ,  $\psi=67^\circ$  y  $\delta=33^\circ$ , y aplicando la ecuación presentada anteriormente, se obtie-

ne un valor de  $\phi=45^\circ$ , que es el ángulo que forman los dos primeros segmentos de la falla (Fig. 71). De una manera análoga se han obtenido los ángulos de inclinación de los dos segmentos de falla restantes, con la diferencia de que se trataba de inflexiones convexas (Fig. 15). Para el tercer segmento se ha considerado  $\psi=67^\circ$ ,  $\delta=11^\circ$  y  $\theta=6^\circ$  y se ha obtenido un valor de  $\phi=12^\circ$ . Para el último segmento,  $\psi=67^\circ$ ,  $\delta=12^\circ$  y  $\theta=18^\circ$ , el valor de  $\phi$  ha sido de  $15^\circ$ .

El valor aproximado del desplazamiento a lo largo de la falla se deduce a partir de la prolongación de la base del Serravaliense en la cubeta de Inca. El desplazamiento calculado es de unos 1750m. A partir de este valor se han dibujado el resto de superficies axiales que faltaban por deducir y para aparejar con las superficies axiales conocidas. Finalmente se ha dibujado la geometría final de la falla a partir de los ángulos calculados y de la posición de las superficies axiales activas ya que éstas se localizan en las inflexiones de la falla.

#### 2.4. Secuencia cinemática del desarrollo del anticlinal de Santa Margalida-Muro

En el corte final se observa como el espesor total de sedimentos sintectónicos depositados en la cubeta de Sa Pobra

es aproximadamente de 1300 m. El desplazamiento global a lo largo de la falla es de 1750 m. Si se considera que: 1) la falla normal ha funcionado desde el Serravaliense inferior-medio (supondremos a partir de los 13 M.a.) hasta el inicio del Plioceno (4 M.a.), ya que los materiales del Mioceno superior están plegados, 2) que su movimiento fue continuo durante los 9 M.a. y, 3) se consideran velocidades medias, entonces la tasa de sedimentación media en la cubeta de Sa Pobra es del orden de 0,14 mm/año, mientras que la tasa de desplazamiento a lo largo de la falla es del orden de 0,2 mm/año.

En la figura 72 se presentan los diferentes cortes secuenciados del anticlinal de Muro-Santa Margalida. Durante el Serravaliense (Fig. 72 A) los sedimentos rellenan la cubeta formada por el movimiento de la falla. En el segundo estadio de deformación dibujado (Fig. 72 B), que equivaldría a un tiempo intermedio entre el Serravaliense y el Tortoniense, se observa como hay una erosión que incluso provoca la aparición de los materiales del Mioceno inferior y que dará lugar a la discordancia, observable en el mapa geológico, que existe entre la unidad arrecifal y los materiales serravalienses y del Mioceno inferior infrayacentes. En este estadio la tasa de sedimentación no es lo suficientemente alta como para rellenar completamente la cubeta de Sa Pobra. Se ha supuesto un depósito de 300 m de materiales durante este estadio.

El tercer estadio (Fig. 72 C) refleja la sedimentación de la unidad arrecifal durante el Tortoniense-Messiniense. Esta

última unidad es expansiva respecto a la anterior y recubre toda la estructura anticlinal. El último estadio de deformación muestra el depósito de las unidades pliocenas que consiguen un espesor máximo de 200 m en la cubeta de Sa Pobra. Posteriormente la falla deja de funcionar y los materiales cuaternarios recubren discordantemente los del Plioceno y los del Mioceno superior en la cuenca de Sa Pobra.

En estos datos se ha de tener en cuenta que los espesores de las unidades estratigráficas en la cubeta de Sa Pobra son parcialmente conocidos. Así, la potencia del Cuaternario, el Plioceno y, en parte, el Tortoniense-Messiniense son conocidas a partir de los sondeos para la búsqueda de agua. Para el espesor de las unidades serravalienses, se ha considerado el valor que da un sondeo en la cuenca de Inca y se ha supuesto que las potencias en la cubeta de Sa Pobra podrían tener un valor parecido, por el hecho de que las anomalías gravimétricas son similares.

En definitiva se concluye que la génesis del anticlinal de Santa Margalida-Muro y de la cubeta de Sa Pobra pueden estar relacionados con el movimiento de la falla normal del pie de la Serra de Tramuntana. La falla normal es lístrica y se enraza a una profundidad de unos 8 km, aproximadamente. En el próximo capítulo se presenta un perfil sísmico que atraviesa el Promontorio Balear, entre Mallorca e Ibiza, donde se observan claramente fallas normales que presentan muchas similitudes con la deducida en el corte, tanto en su morfología como en la profundidad a la que se enraizan.

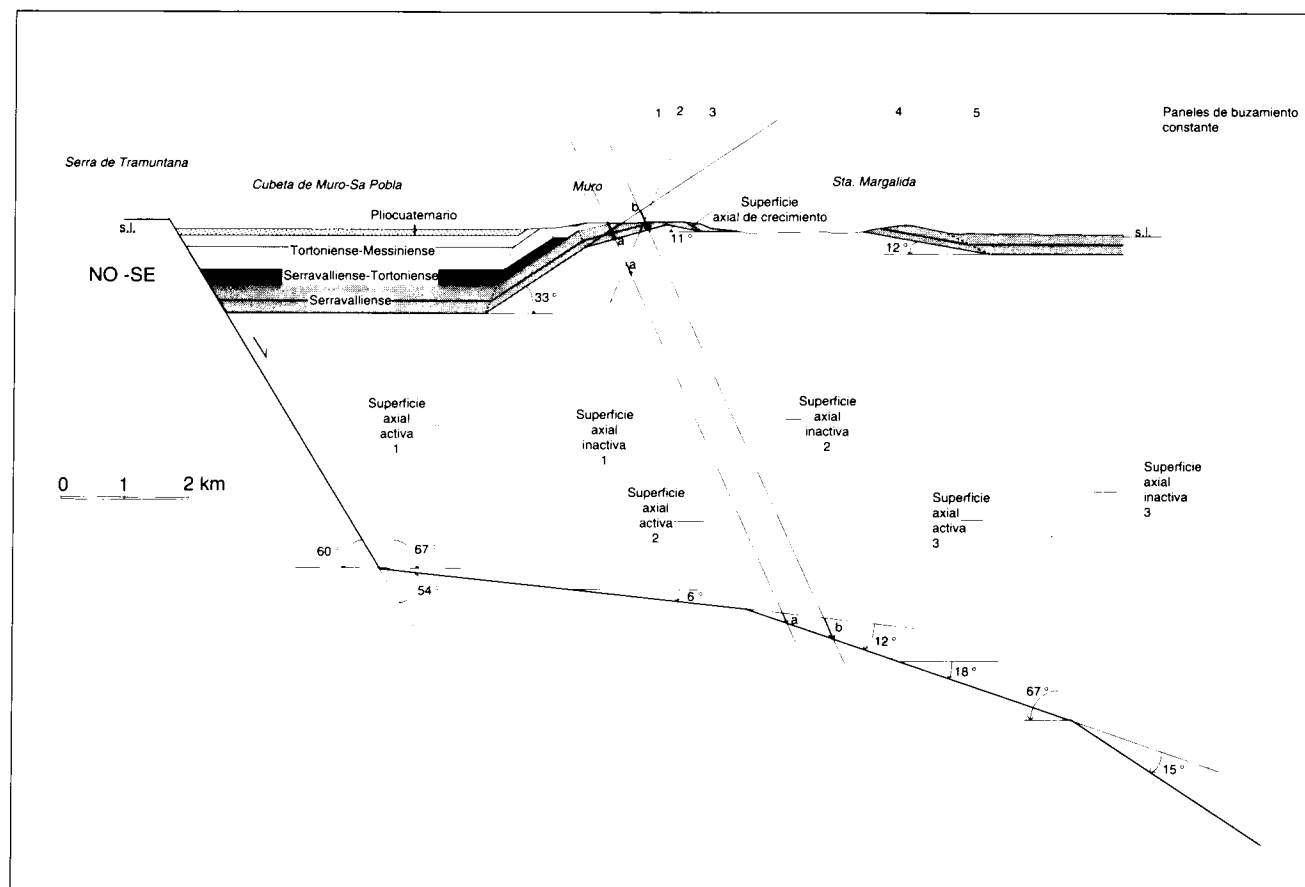


Fig. 71.- Corte geológico desde la Serra de Tramuntana hasta Santa Margalida, cruzando la cubeta de Muro-Sa Pobra y el anticlinal de Muro-Santa Margalida. El corte se ha realizado para comprobar si era posible relacionar el origen de la cubeta con la formación del anticlinal. La forma de la falla se ha obtenido aplicando el modelo de Xiao y Suppe (1992) de formación de un rollover. La falla resultante tiene una morfología lístrica y unas dimensiones parecidas a las interpretadas a partir de los perfiles sísmicos del Promontorio Balear. Más explicación en el texto.



# DISCUSIÓN GLOBAL

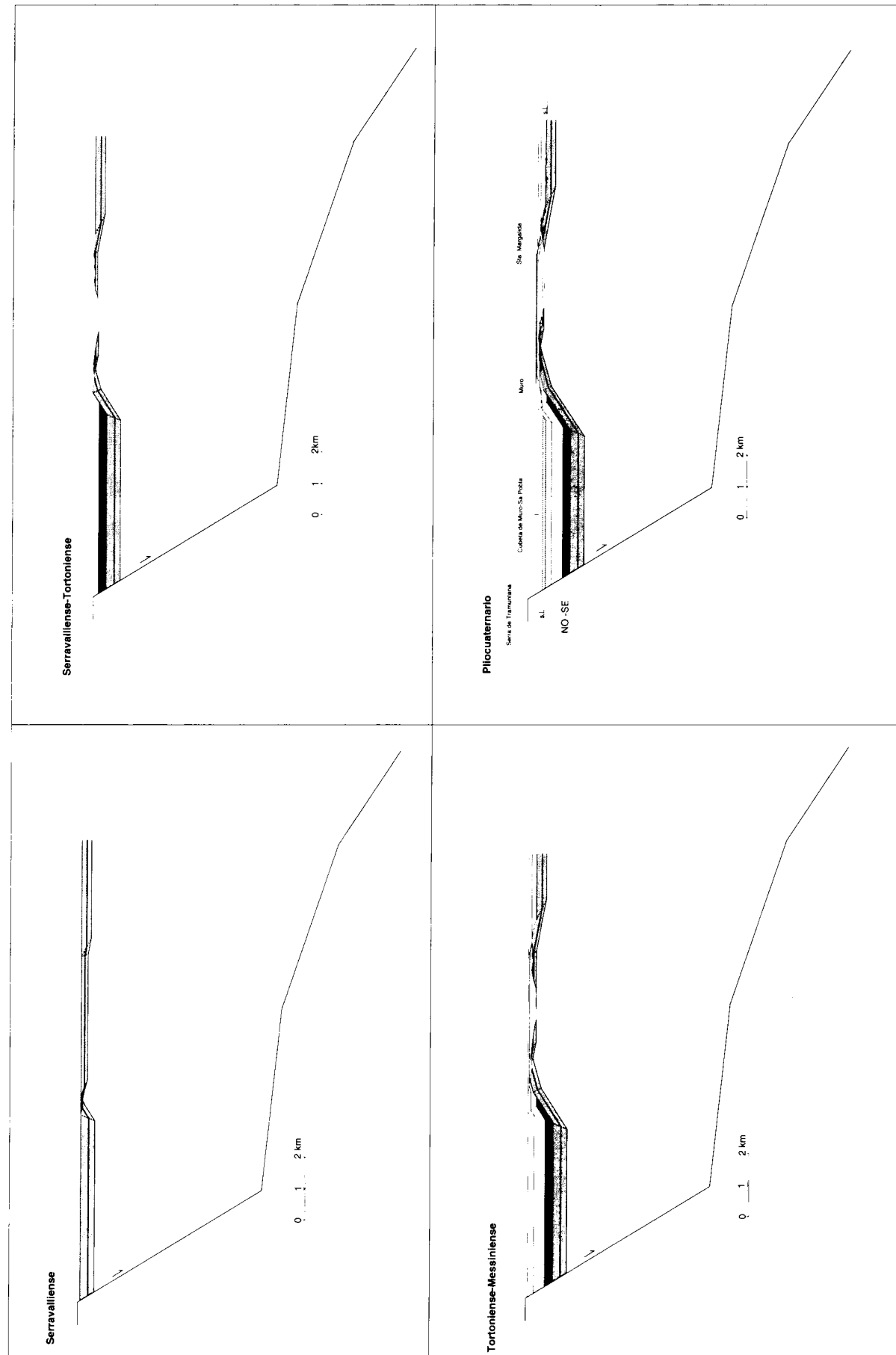


Fig. 72.-Secuencia evolutiva de la cuenca de Muro-Sa Pobla y del anticlinal de Muro-Santa Margalida.

## 1. EL CORTE GENERAL DE LA ISLA

### 1.1. Introducción

Se presenta en este capítulo un corte geológico compensado que atraviesa en dirección SE-NO la isla de Mallorca. Antes de entrar en la descripción del corte se muestra primero la interpretación que se ha hecho del perfil sísmico de reflexión MAP77-70 (ENIEPSA, 1977) transversal al Promontorio Balear (Fig. 73) que pasa entre las islas de Ibiza y Mallorca. De hecho, parte del perfil sísmico es muy próximo al sector SO de la Serra de Tramuntana y, por tanto, la estructura geológica que se espera, a priori, en este segmento del perfil, es la que se observa en el sector meridional de la Serra. Cabe recordar que esta área se caracterizaba por la

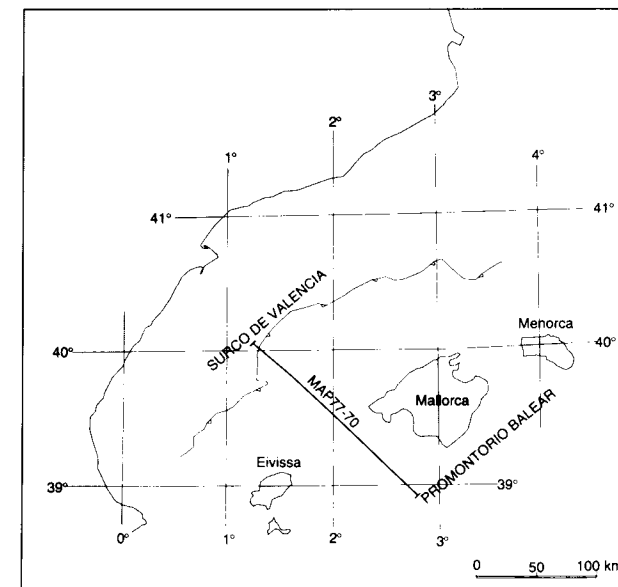


Fig. 73.- Mapa de situación de la línea sísmica MAP77-70 (ENIEPSA, 1977). Atraviesa el Promontorio Balear y se extiende hasta el eje del surco de Valencia. A partir de Roca (1992), también se ha marcado el límite septentrional de los cabalgamientos en el surco de Valencia.

presencia de fallas normales paleógenas y cretácicas invertidas positivamente por cabalgamientos miocenos. La presencia de fallas normales anteriores a la compresión miocena provoca orientaciones "anómalas" (N-S) respecto a la alineación general de la Serra.

### 1.2. La línea sísmica MAP77-70 (ENIEPSA, 1977)

La línea sísmica MAP77-70 (Fig. 74) presenta dos sectores diferenciados: 1) el sector SE, equivalente a la isla de Mallorca, corresponde a una área con mayor relieve y está caracterizada por la presencia de grandes fallas normales lítricas sincrónicas con el Grupo de Castellón (Mioceno medio-superior) y, 2) el sector NO, que atraviesa el surco de Valencia, y corresponde a una zona más deprimida que la anterior. La estructura de este último sector es similar a la del sector meridional de la Serra de Tramuntana y se caracteriza, como se mostrará más adelante, por la presencia de cabalgamientos y de fallas normales anteriores a los cabalgamientos.

En el sector SE del perfil sísmico se han interpretado dos fallas normales lítricas. La localizada en el margen SE del segmento equivalente a la Serra de Tramuntana se encuentra formada por una sola inflexión cóncava ya que únicamente se ha interpretado un panel de reflectores inclinados hacia la falla (comparar con Fig. 13), los cuales están limitados por las superficies axiales activa (A) e inactiva (I) (Fig. 74). La superficie axial de crecimiento (C) está formada por un primer segmento que buza hacia el SE y un segundo segmento que buza hacia el NO y es prácticamente paralelo al panel de reflectores inclinados citados anteriormente. Esta geometría de la superficie axial de crecimiento indica que el primer segmento corresponde a un momento donde la tasa de sedimentación era mayor que la tasa de desplazamiento de la falla, ya que los sedimentos recubrían toda la cuenca y no había un relieve topográfico o batimétrico. En cambio, el segundo segmento de la superficie axial, al ser paralelo al panel de reflectores inclinados, indica que la tasa de sedimentación era nula respecto a la tasa de desplazamiento de la falla; es decir, la falla funcionaba sin que existiese al mismo tiempo un depósito de sedimentos en la cuenca. Los

reflectores que incluyen la superficie axial de crecimiento se incluyen dentro del Grupo Castellón (Roca, 1992), de edad Mioceno medio-superior. Es decir, que la falla ha funcionado durante el Mioceno medio y superior y ha permanecido inactiva a partir de este momento, ya que los reflectores correspondientes al Grupo del Ebro (Pliocuatnario) están horizontales sobre la estructura descrita.

La segunda falla normal lístrica interpretada, situada al SE de la citada anteriormente, está formada por tres inflexiones cóncavas, ligadas a paneles de reflectores inclinados hacia el NO y una inflexión convexa, ligada a un panel de reflectores inclinados hacia el SE. La morfología general del bloque hundido de la falla es la de un anticlinal laxo, el cual es debido a la forma lístrica de la falla y, más concretamente, debido a la inflexión convexa de la falla. Las superficies axiales de crecimiento interpretadas tienen la misma geometría que en el caso anterior y afectan los mismos reflectores. Así, las dos fallas normales lístricas tienen una edad Mioceno medio-superior. La morfología lístrica de ambas fallas ya había sido mostrada por Roca (1992).

El substrato del sector SE del perfil sísmico y, en concreto, del segmento equivalente a la Serra de Tramuntana, se caracteriza por la presencia de numerosos reflectores inclinados hacia el SE que, por comparación con la estructura presentada de la Serra de Tramuntana, podrían reflejar la presencia de cabalgamientos miocenos. En el perfil sísmico se ha supuesto la presencia de un gran cabalgamiento en profundidad, con un nivel de despegue basal situado en los 5-6 segundos de profundidad, para así explicar el alto que representa el segmento equivalente de la Serra de Tramuntana respecto al sector septentrional (Surco de Valencia) adyacente. Esta suposición viene reforzada, además, por el hecho de que no se observan fallas normales en el margen noroccidental del Promontorio Balear que puedan explicar el hundimiento del surco de Valencia en relación al Promontorio.

En definitiva la estructura geológica interpretada para el sector meridional del perfil sísmico es bastante parecida a la de Mallorca: un sistema de *horsts* y *grabens*, limitados por fallas normales lístricas. Se distinguen dos *horsts* en los extremos septentrional y meridional del Promontorio Balear, equivalentes a la Serra de Tramuntana y las Sierras de Levante, respectivamente, y una cuenca compleja central con diversas subcuencas que equivaldrían al Llano Central de la isla. En los *horsts* se observan reflectores inclinados y se interpretan como debidos a cabalgamientos, que son el carácter estructural que se observa mayoritariamente en las sierras de Mallorca.

El sector NO del perfil sísmico, correspondiente a la parte del surco de Valencia, presenta características diferentes respecto al sector SE. Como se ha dicho anteriormente, en el sector septentrional del perfil se han interpretado diversas fallas normales premiocenas, así como diversos cabalgamientos que involucran un grupo de reflectores mucho menos potente que el cabalgamiento interpretado en el margen NO del Promontorio Balear.

En la figura 75 se muestra la primera de las fallas normales premiocenas interpretadas. En el margen NO de la figura se observan, por debajo de los reflectores "típicos" del Grupo

del Ebro y del Grupo de Castellón, unos reflectores en forma abanico abierto hacia el NO, los cuales presentan un buzamiento que aumenta progresivamente en profundidad. Estos reflectores no son continuos y ya no se distinguen en el límite NO de la figura. La geometría descrita se interpreta, aplicando el modelo de Xiao y Suppe (1992), como una falla normal formada por dos inflexiones cóncavas, las cuales crean dos áreas de reflectores inclinados limitados por superficies axiales (Fig. 75 B y C). El mayor buzamiento de los reflectores, en el área donde se sobreponen las dos zonas limitadas por superficies axiales, es debido al hecho de que las capas que representan los reflectores han sido plegadas por el colapso a lo largo de las dos superficies axiales (activas) que se inician en las inflexiones de la falla, mientras que las capas correspondientes a los reflectores con menor buzamiento únicamente han sido plegadas por el colapso a lo largo de una sola superficie axial. Hacia el SE, los reflectores hasta ahora descritos no se distinguen. La interpretación que se ha hecho, a partir de la geometría del techo del substrato preSerravalliense, es que los reflectores no se siguen a causa de la presencia de un cabalgamiento que los corta. Como en Mallorca los últimos materiales cabalgados pertenecen al Mioceno inferior-medio y estos son sincrónicos con los cabalgamientos, se considera que los materiales sincrónicos a la falla normal interpretada han de ser del Paleógeno o del Cretácico, tal como se observa en superficie.

La figura 76 muestra la segunda de las fallas premiocenas interpretadas, la cual se sitúa más al SE de la descrita anteriormente (ver perfil completo, Fig. 74). Se observa que por debajo del "nivel" de hipérbolas hay una serie de reflectores muy marcados, dispuestos horizontalmente en la parte NO de la figura y que, hacia el SE, buzan suavemente hacia el NO. La interpretación que se hace (Fig. 76 B y C) es la de una falla normal con dos inflexiones convexas, las cuales crean dos áreas de reflectores inclinados ligeramente, limitadas por superficies axiales. A diferencia del caso anterior, las dos áreas de reflectores inclinados no se sobreponen. Los materiales sincrónicos con el movimiento de la falla normal se reconocen por el trazado de las superficies axiales de crecimiento (C) y se muestran en la figura. Se ha interpretado también que estos materiales están cabalgados por una lámina superior y se piensa, análogamente al caso anterior, que la falla normal ha de ser de edad cretácica o paleógena.

La última de las fallas normales premiocenas se presenta en la figura 77. La falla se localiza más al SE que las anteriores, en el margen septentrional del Promontorio Balear y ha sido interpretada como una falla normal del Mioceno superior por Roca (1992). Por debajo de los reflectores de fácies sísmica transparente, correspondientes a los Grupos de Castellón y del Ebro (Mioceno medio-Cuatnario), se observan otros reflectores con buzamientos fuertes hacia el NO (de incluso más de 45°). La falla, en cambio, presenta un buzamiento suave hacia el SE, y no se sigue en los reflectores de fácies transparente, indicando que es anterior a los sedimentos que representan los reflectores. Debido al hecho de que la falla normal buza poco y, en cambio, los reflectores del bloque inferior que chocan contra ella buzan fuerte, se considera que todo el conjunto ha sido plegado (Fig. 77 C) por un cabalgamiento, ya que en el perfil sísmico no se observa ninguna falla normal que pueda plegar la falla normal en cuestión. La restitución de la estructura en el



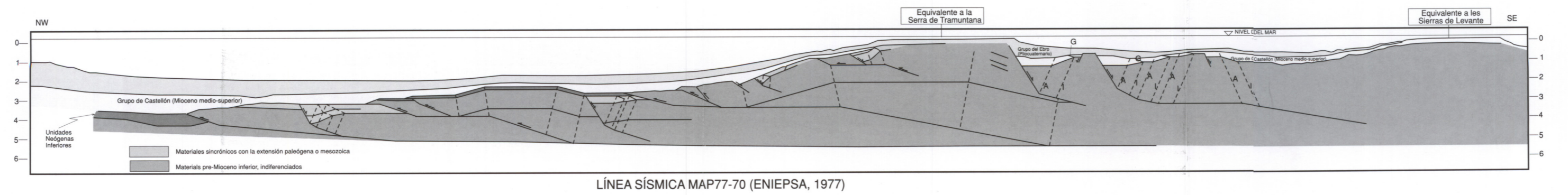
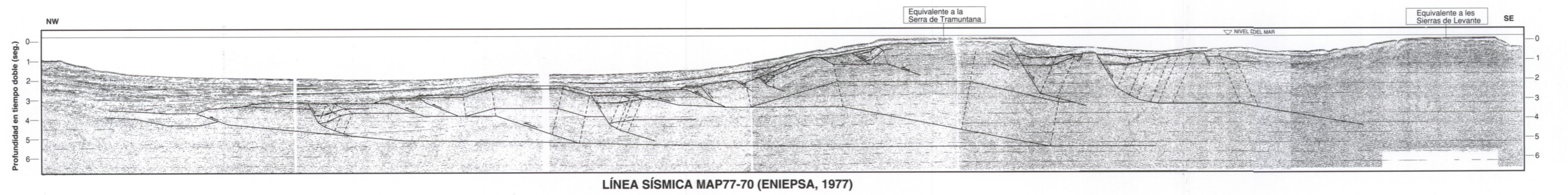
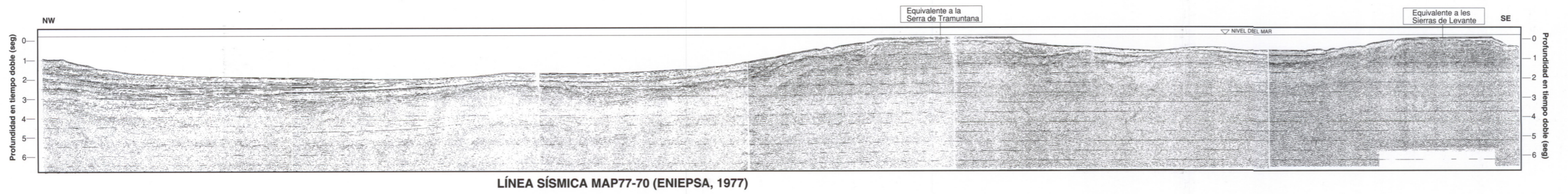


Fig. 74.- Interpretación de la línea sísmica MAP77-70 (ENIEPSA, 1977). Situación en la Fig. 73. Explicación en el texto.



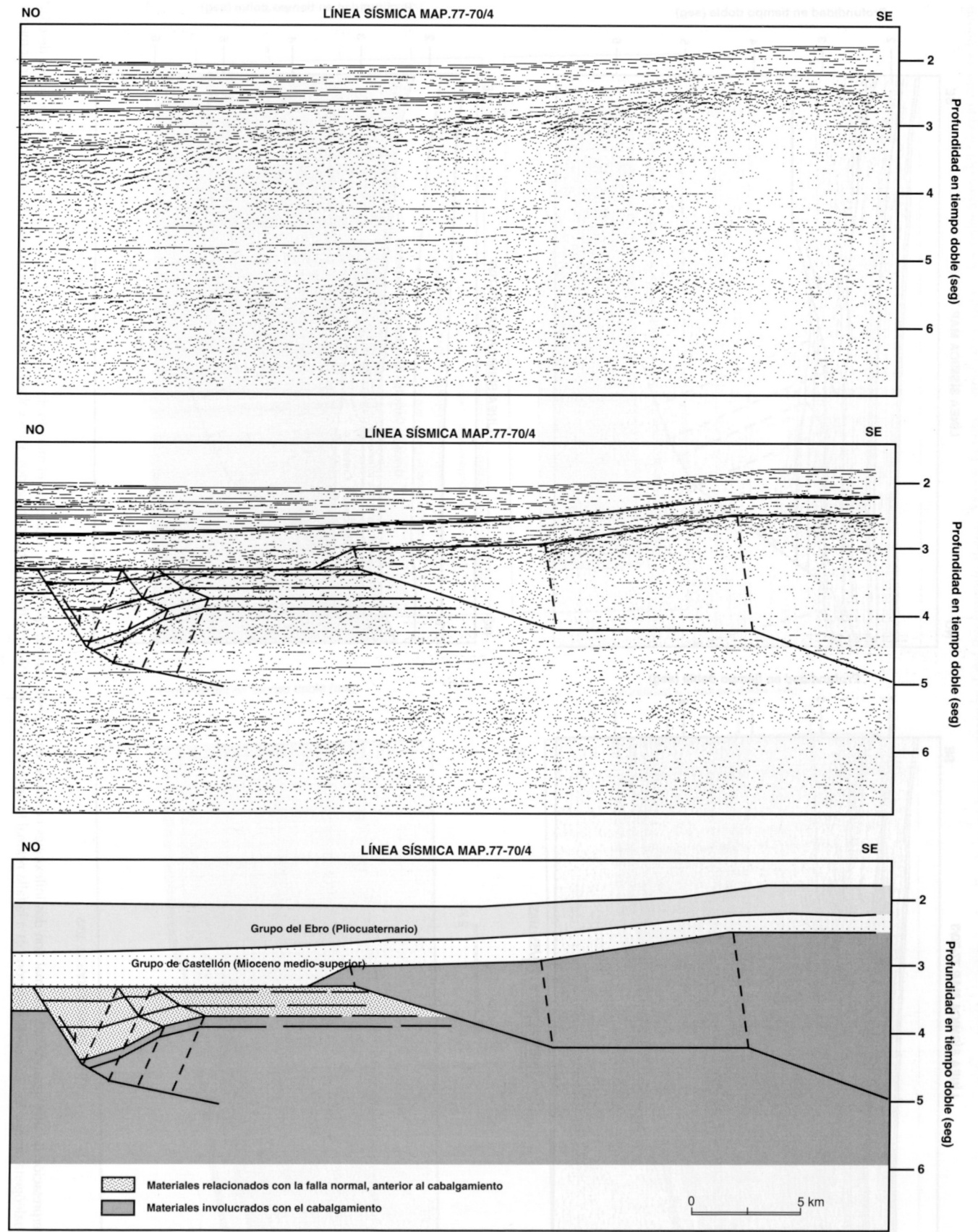


Fig. 75.- Aplicando el modelo de Xiao y Suppe (1992) se ha interpretado en el perfil sísmico una falla normal con dos inflexiones cóncavas. Los sedimentos sincrónicos con la falla normal se encuentran cabalgados en la parte central del dibujo y, por tanto, se considera que la falla normal es de edad cretácica o paleógena.



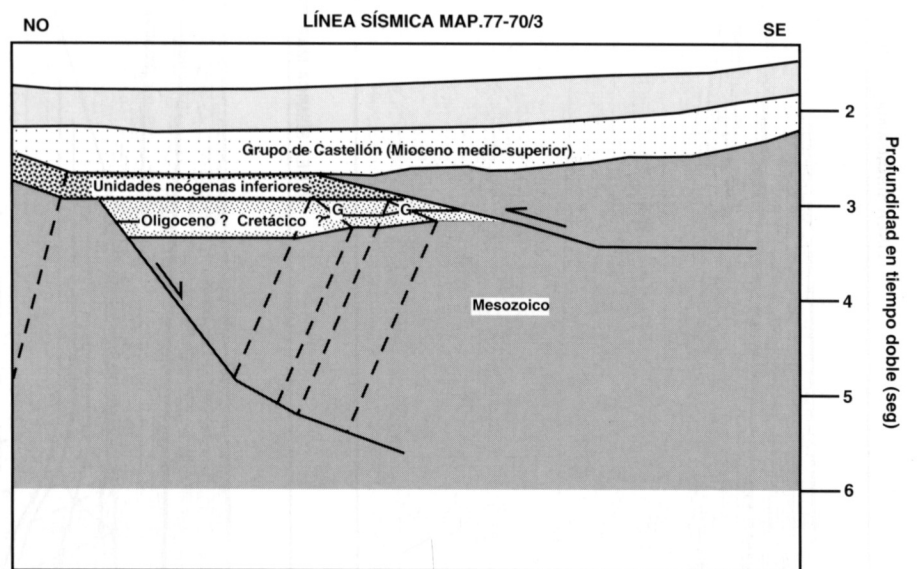
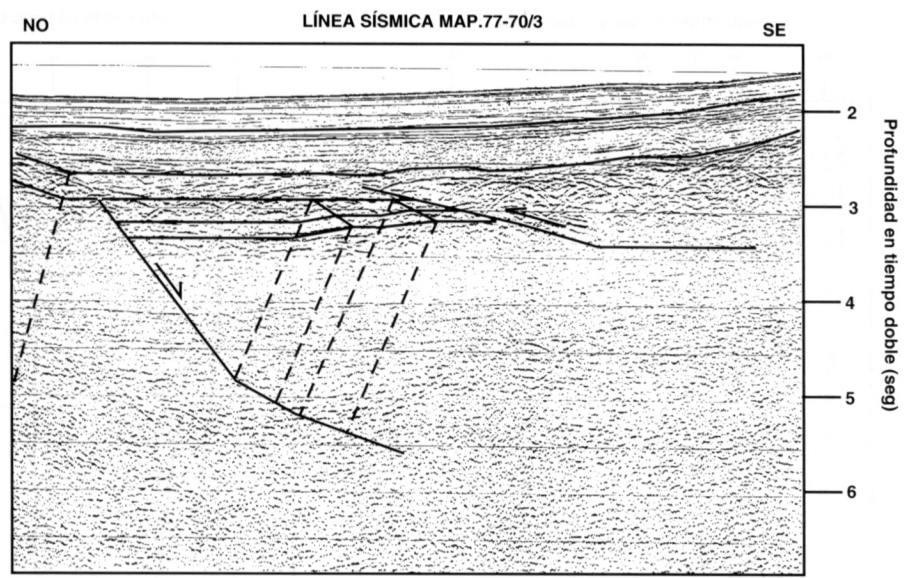
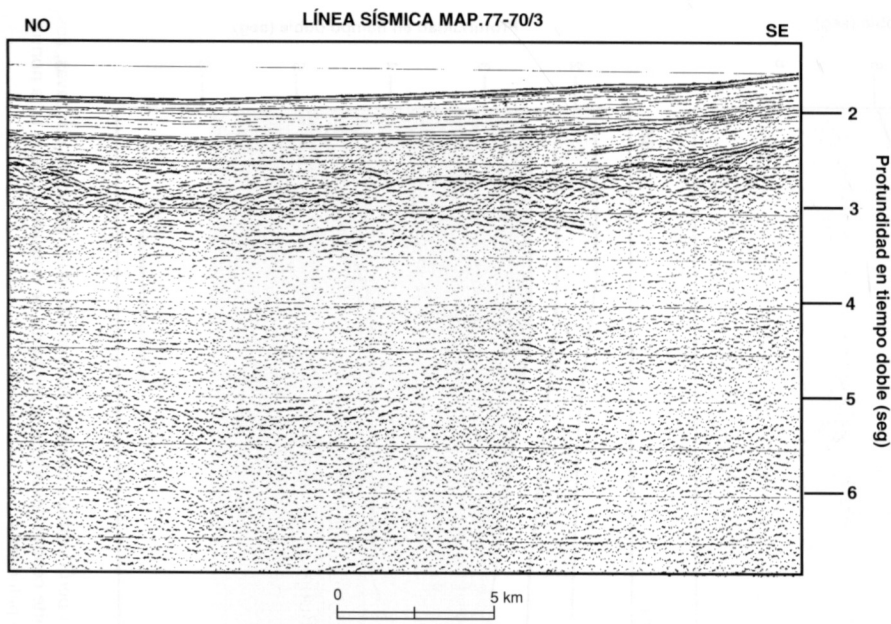


Fig. 76.- Interpretación de una segunda falla normal con dos inflexiones cóncavas en el perfil sísmico MAP77-70, siguiendo el modelo de Xiao y Suppe (1992). La falla normal se considera de edad cretácica o paleógena porque los sedimentos sincrónicos a la falla normal (marcados con la letra G en la figura) están cabalgados, y los cabalgamientos se consideran de edad Mioceno inferior-medio.

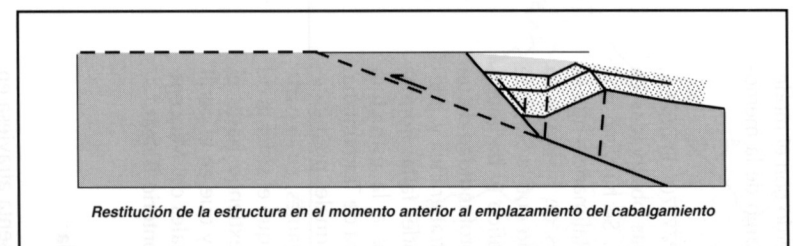
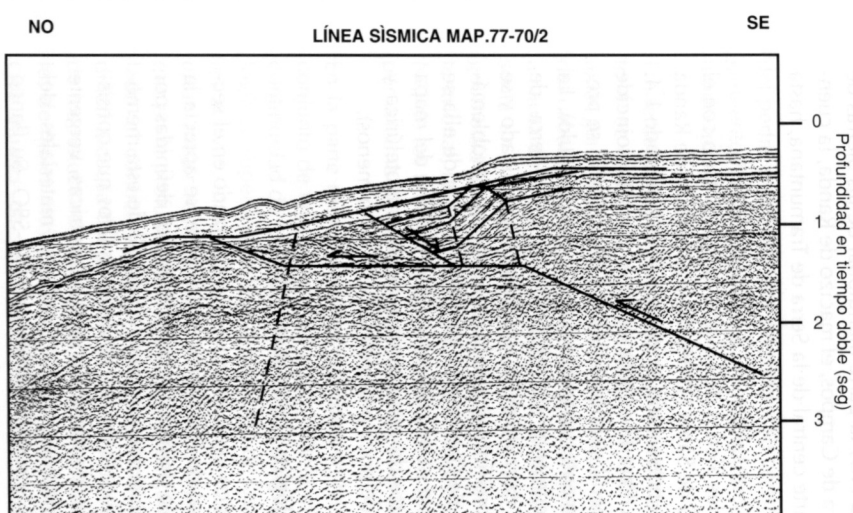
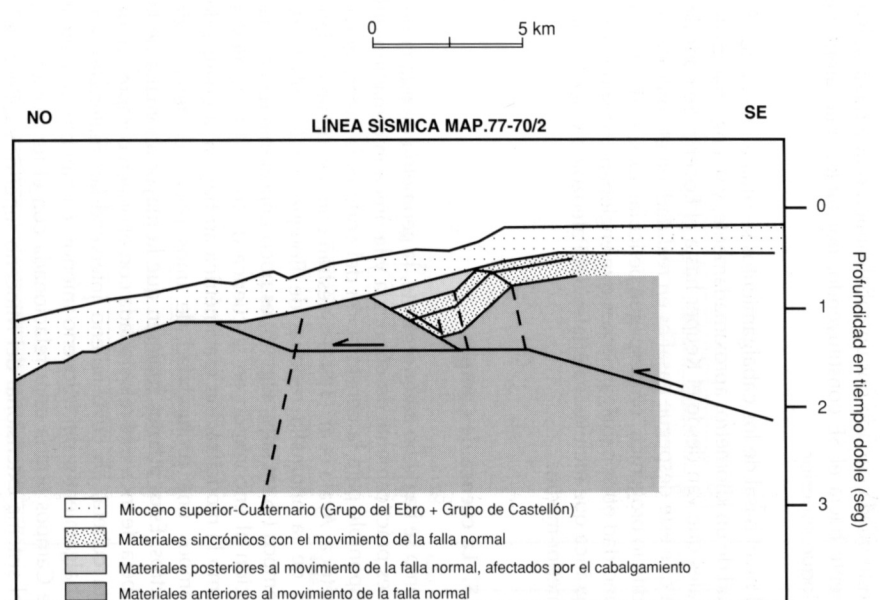
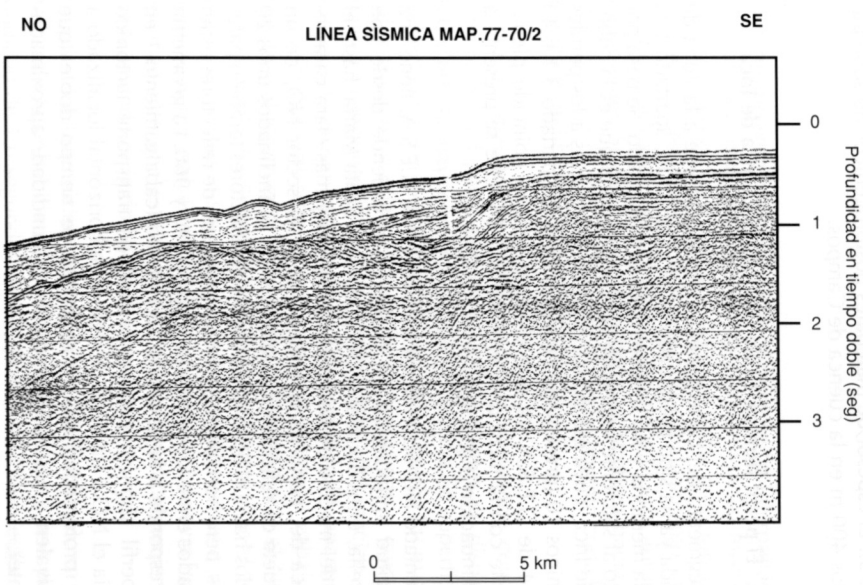


Fig. 77.- Interpretación de una falla normal premiocena localizada en el límite septentrional del Promontorio Balear. Ya que la falla normal buza suave y los reflectores del bloque inferior tienen un fuerte buzamiento, se considera que todo el conjunto está plegado por un cabalgamiento más profundo.

momento anterior al emplazamiento del cabalgamiento (Fig. 77 D), indica que se trata de una falla normal (la cual presenta ya un mayor buzamiento) donde los reflectores adyacentes a la falla están horizontales, de acuerdo con el modelo de falla normal que se ha seguido a lo largo de la memoria (Fig. 13).

La interpretación del perfil sísmico MAP77-70 (ENIEPSA, 1977) ha servido para comparar estructuras observadas en superficie con las observadas en el perfil. Se ha visto que existe una clara correlación entre ellas, de tal manera que se han distinguido las dos sierras principales de la isla y su compleja cuenca central. Se ha interpretado que la Serra de Tramuntana corresponde a un alto topográfico (y batimétrico, en el perfil) debido a la presencia en profundidad de un gran cabalgamiento que duplica la serie estratigráfica y, además, equivale al bloque levantado de grandes fallas normales lísticas. Por otro lado, análogamente a la estructura observada en el sector meridional de la Serra de Tramuntana, se ha interpretado la existencia de fallas normales premiocenas, incluidas dentro de las láminas cabalgantes, en la parte septentrional del perfil. Es también notorio que el sistema de cabalgamientos que afecta Mallorca se extiende hasta el centro del surco de Valencia (Roca, 1992) y que en el perfil sísmico no se hayan observado fallas normales del Mioceno superior o Cuaternario más al N del Promontorio Balear.

### 1.3. Preliminares al corte general de la isla

El corte geológico compensado que se presenta atraviesa en dirección SE-NO la isla de Mallorca. Se extiende desde la falla Émile Baudot, a unos 20 km de la costa E de Mallorca, e incluye, de SE a NO, la parte meridional de las Sierras de Levante, la cuenca de Campos, el macizo de Randa, la cuenca de Inca y la parte central de la Serra de Tramuntana, hasta el N de Deià.

Para el sector de las Sierras de Levante se ha contado con el corte geológico G de Sàbat (1986). Para el macizo de Randa se incluye el corte presentado en el capítulo III, apartado 1.4, de esta memoria. Para la cubeta de Inca, el corte coincide con la traza del perfil sísmico 14 de G.E.S.A. el cual se presentará posteriormente (apartado 1.6 de este capítulo). La estructura del segmento correspondiente a la Serra de Tramuntana se ha extraído del mapa geológico realizado y se describirá en un próximo apartado. El sector más problemático es la cuenca de Campos; la información que de ella se tiene es muy escasa ya que únicamente se dispone del mapa geológico, los datos de gravimetría y de magnetotelúrica y algunos sondeos de poca profundidad (300 m o menos).

### 1.4. El corte geológico G de Sàbat (1986)

En el corte geológico G de Sàbat (1986), realizado en el sector más meridional de las Sierras de Levante, se aprecia la superposición de la unidad 7 sobre la 5, ambas definidas por Sàbat (1986) y que se muestran en la figura 3 de esta memoria. El perfil descubre la estructura del puig Gros que consiste en un antifórme, de dimensiones kilométricas, vergente al ONO. Esta macroestructura involucra materiales del Dogger y del Lías y su orientación es NNE-SSO. Su flanco

oeste queda cortado por un cabalgamiento que buza suavemente hacia el SE constituyendo, por tanto, una rampa de bloque superior.

El nivel basal de los cabalgamientos se sitúa a una profundidad de un kilómetro, aproximadamente, y se engloban materiales que van desde el Keuper hasta el Eoceno. Se considera que este despegue basal es en realidad, en el contexto del edificio orogénico, un despegue pelicular, existiendo en profundidad otros cabalgamientos que engloban una serie estratigráfica que incluye materiales del Paleozoico y del Triásico inferior-medio.

### 1.5. La cuenca de Campos

Como se ha dicho anteriormente, la geometría de esta cubeta es prácticamente desconocida y la única información útil disponible para la construcción del corte es la fuente gravimétrica. Ayala et al. (1994) muestran como el mínimo relativo de la anomalía residual de Bouguer en la cubeta de Campos (-6 mGales, Fig. 78) es poco importante en comparación al encontrado en la cuenca de Inca (-14 mGales) y como la modelización gravimétrica atribuye a la cuenca de Campos una profundidad de unos pocos centenares de metros. Estos autores sugieren que la mayor anomalía de la cubeta de Inca esté relacionada con el origen compresivo de esta cubeta, en cuyo relleno intervendrían materiales sincabalgamientos del Mioceno inferior. En cambio, la cubeta de Campos podría estar relacionada con el funcionamiento del sistema extensional del Mioceno superior y rellena únicamente por materiales postorogénicos. De acuerdo con el mapa de isobatas de materiales postburdigalienses de Fuster (1973), el espesor de materiales postorogénicos no sobrepasa los 400 m en la cuenca de Campos.

### 1.6. El perfil sísmico 14 de G.E.S.A: la cuenca de Inca

El segmento del corte general correspondiente a la zona de Randa ya ha sido presentado en el capítulo III, apartado 1.4, de la memoria y no se repetirá en este apartado. Se pasa por tanto al siguiente segmento del corte general que es la cubeta de Inca, cuya estructura es conocida gracias a los perfiles sísmicos 10 (presentado en el capítulo II, apartado 3.1.6.4.) y 14 de G.E.S.A. Ya que el corte general coincide plenamente con la traza del perfil sísmico 14, éste se presenta a continuación (Fig. 79).

Orientado NO-SE, el perfil sísmico 14 de G.E.S.A. tiene una longitud aproximada de 21 km y se extiende desde Son Torrella, unos 3 km al N del pueblo de Santa María, hasta el pie del macizo de Randa. La principal y más clara característica del perfil es la presencia, en el sector NO, de un paquete de reflectores paralelos entre sí, inclinados unos 20 grados hacia el SE, que cortan otros reflectores también paralelos, pero horizontales. Ambos paquetes de reflectores están situados entre los puntos de disparo 640 y 960. La geometría corresponde a la de un cabalgamiento (cabalgamiento 1 en el perfil sísmico) con un sentido de transporte tectónico hacia el NO y un nivel de despegue horizontal localizado a una profundidad de 1,6 segundos de tiempo doble (que equivalen a unos 3,8-4 km de profundidad, aproximadamente).

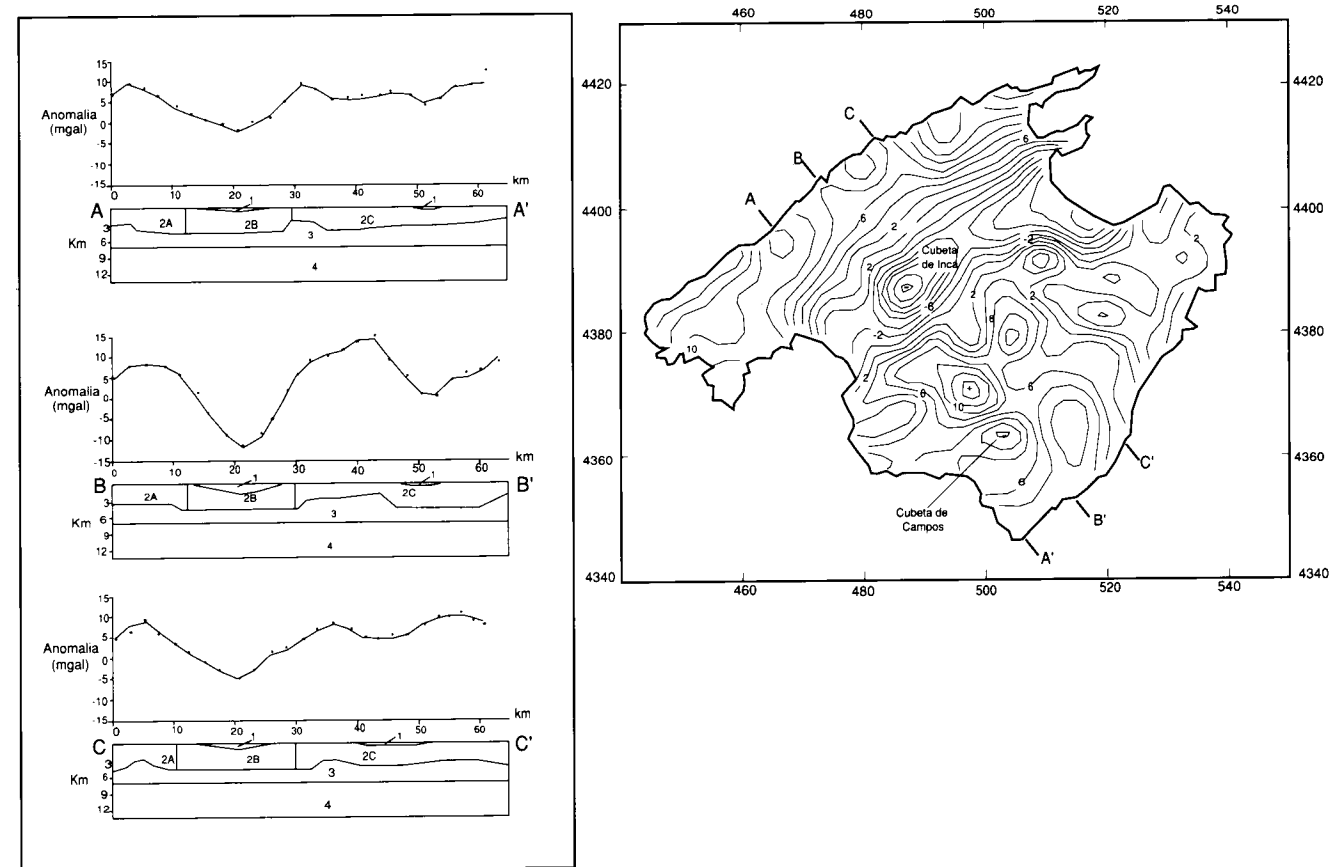


Fig. 78.-Mapa de la anomalía residual y tres cortes esquemáticos NO-SE. En los cortes, los altos gravimétricos se explican a causa de la elevación del techo del Paleozoico, y los mínimos se asocian a rellenos de materiales poco densos en las cubetas. Este modelo se aplicará en la construcción del corte general de la isla.

En el mismo sector NO del perfil sísmico se ha interpretado otro cabalgamiento (cabalgamiento 2) a partir de las mismas relaciones geométricas entre reflectores antes mencionada. El nivel de despegue de este segundo cabalgamiento está situado a una profundidad de 1,2 segundos (3 km, aproximadamente). Su sentido de transporte es también hacia el NO, ya que es en este sentido que el cabalgamiento corta los reflectores del bloque inferior.

Al pie del macizo de Randa, que se corresponde con el extremo SE del perfil sísmico (entre los puntos de disparo 320 y 80), la mayor estructura que se observa en superficie corresponde a un retrocabalgamiento que dispone los materiales eocenos y oligocenos sobre los miocenos y que da lugar a la esquistosidad muy desarrollada del macizo de Randa, con buzamiento hacia el NO (capítulo III, apartado 1.3.). En el perfil sísmico se ha identificado este cabalgamiento (cabalgamiento 3): en superficie buza hacia el NO, es horizontal a los 0,3 segundos, vuelve a buzar hacia el NO hasta los 0,8 segundos y en esta profundidad vuelve a disponerse horizontal. El retrocabalgamiento se considera ligado, mediante una estructura en cuña, a un cabalgamiento más profundo dirigido hacia el antepaís.

En cuanto a la estructura profunda del perfil sísmico, ya se ha citado la presencia de un nivel de despegue a una profundidad de 1,6 segundos de tiempo doble. En el sector SE

del perfil, este nivel está plegado y se considera que el plegamiento ha de ser debido a un cabalgamiento aún más profundo que el anterior.

Un tercer nivel de despegue, más superficial, (cabalgamiento 4) se deduce a partir de la interrupción de la superficie axial generada al comienzo de la rampa de bloque inferior del cabalgamiento 1. La superficie axial queda interrumpida a causa del emplazamiento de una lámina superior que presenta un nivel de despegue situado a 1,2 segundos y una geometría de rampa de bloque superior en su extremo septentrional, la cual se deduce a partir del buzamiento hacia el NO de los reflectores correspondientes a la lámina superior, por encima de reflectores horizontales de la lámina inferior.

En la parte más superficial del corte se ha interpretado un conjunto de fallas normales a partir de la interrupción de la continuidad de los reflectores, de su correlación con la geología en superficie y de la disposición de las superficies axiales activas, inactivas o de crecimiento. Las fallas normales están mejor representadas en la parte superficial del perfil que en la profunda, al revés de los cabalgamientos. Por otro lado, el conocimiento en detalle del sistema extensional es difícil a causa del poco control que se tiene de la identidad de los reflectores y, además, éstos presentan cambios laterales de fácies muy rápidos. El reconocimiento de las superficies axiales de crecimiento ha permitido identificar el

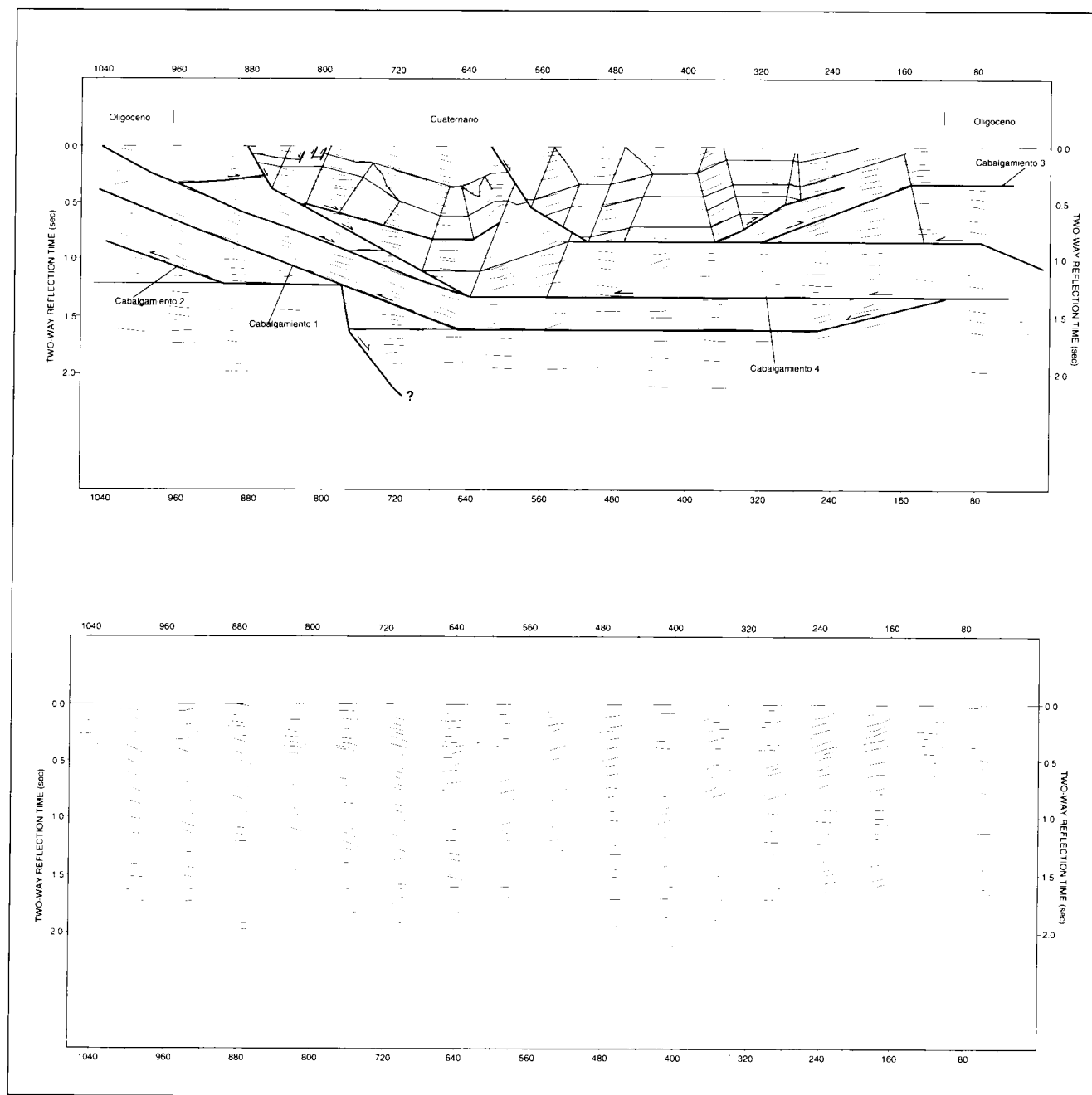


Fig. 79.- Dibujo de líneas del perfil sísmico 14 de G.E.S.A. (situación en la Fig. 16). Explicación en el texto.

reflector que se corresponde con el inicio del funcionamiento de las fallas normales postorogénicas.

### 1.7. El segmento correspondiente a la Serra de Tramuntana

El segmento de la Serra de Tramuntana que incluye el corte general de la isla (Fig. 81) se extiende en dirección SE-NO, desde el pueblo de Santa María hasta el puerto de Sóller, y está situado entre los cortes geológicos VI (capítulo II, apartado 3.1.6.) y VIII (capítulo II, apartado 3.1.7.).

El sector septentrional del segmento está formado por un sis-

tema imbricado de cabalgamientos que incluyen una serie estratigráfica que abarca desde el Keuper hasta el Lías y encima, discordante, el Mioceno inferior. Estamos refiriéndonos a las láminas cabalgantes de Galera y de la Serra dels Boixos, las cuales están afectadas por fallas normales post-cabalgamientos, con saltos de orden hectométrico y un buzamiento hacia el NO.

La lámina de la Serra dels Boixos está cabalgada en el Coll de Sóller por materiales del Muschelkalk (en el corte no está especificado: es "basamento" en general) que pertenecen a la lámina de la Serra de Alfàbia. Los materiales del Muschelkalk son adyacentes al Rhetiense y al Lías en el Coll

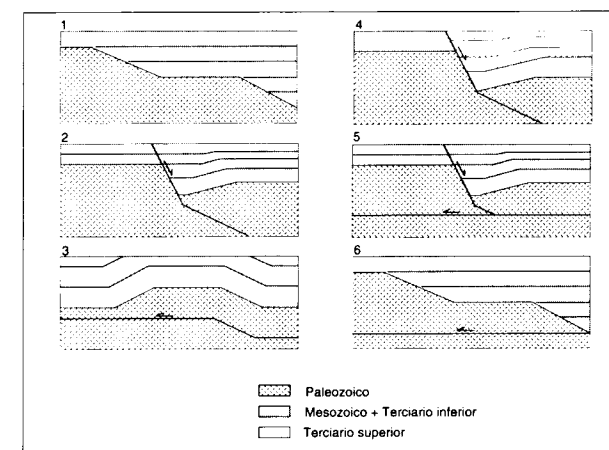


Fig. 80.- Clasificación de las hipótesis sobre el origen de los altos paleozoicos, de acuerdo con la cronología relativa entre los escalones paleozoicos y los cabalgamientos cenozoicos: 1) altos anteriores a los cabalgamientos debidos a paleorelieves premesozoicos; 2) altos anteriores a los cabalgamientos debidos a fallas normales mesozoicas y cenozoicas; 3) altos sincrónicos a los cabalgamientos; 4) altos posteriores a los cabalgamientos debidos a fallas normales del Mioceno superior-Cuaternario; 5) combinación de 2 y 3; 6) combinación de 1 y 3.

de Sóller y se considera que el contacto es una falla normal anterior a los cabalgamientos ya que éstos la cortan. La Serra de Alfàbia forma un par anticlinal-sinclinal vergente al NO, donde los niveles más altos que afloran pertenecen al Cretácico inferior. El flanco meridional de Alfàbia está invertido y forma parte del bloque inferior del cabalgamiento del Ofre, cuyo bloque superior está actualmente hundido respecto al cabalgamiento (sector de Orient y Bunyola) debido a la falla normal de Alfàbia, que aflora a lo largo de 12 km, con un salto mínimo, en esta transversal, de 2 km y buza hacia el SE. El bloque superior del cabalgamiento de l'Ofre corresponde a los materiales que forman la Serreta d'Alfàbia, 2 km al N de Bunyola y la Mola de Son Montserrat, en Orient.

La lámina de Penyls d'Honor cabalga el bloque superior del Ofre. Presenta una forma de domo muy laxo y una serie estratigráfica compuesta por los niveles superiores del Keuper, el Rhetiense y el Lías. En la ventana tectónica de Can Morro, 3 km al ESE de Bunyola, afloran los materiales del Lías y del Dogger del bloque superior del cabalgamiento del Ofre. Como no afloran ni el Malm ni el Cretácico se considera que la ventana corresponde a una situación de rampa de bloque inferior y que los niveles superiores de la serie se cortarían en una posición más septentrional.

La parte meridional del corte viene marcada por la presencia de una falla normal de orientación NE-SO, con un fuerte buzamiento hacia el SE, que hunde el bloque meridional y provoca el afloramiento de los conglomerados oligocenos, los cuales, a partir del análisis del perfil sísmico 14 de G.E.S.A., se considera que forman parte de la gran lámina cabalgante asociada al cabalgamiento 1 del perfil (Fig. 79). Esta gran lámina cabalga, a su vez, la lámina de Namaric, equivalente a la lámina asociada al cabalgamiento 2 de la Fig. 79.

En cuanto a la edad de la deformación contractiva en esta transversal, cabe decir que la lámina de Namaric no presenta sedimentos sintectónicos asociados y lo único cierto es que su emplazamiento es posterior al Oligoceno, ya que éste se encuentra en el bloque inferior del cabalgamiento de Namaric. Por otro lado, el cabalgamiento del Ofre es posterior a los 18,6-19 M.a. ya que hay rocas volcánicas calcoalcalinas de esta edad (Ramos-Guerrero, 1988) en su bloque inferior. El cabalgamiento del Coll de Sóller, que sitúa Alfàbia sobre la Serra dels Boixos, es equivalente al cabalgamiento del Puig Major, el cual cabalga turbiditas de edad Burdigaliense superior-Langhiense (Fig. 7, muestras 39 y 40). Se considera, finalmente, que las láminas más septentrionales se han emplazado con anterioridad y sincrónicamente a la Fm. Sant Elm (Mioceno inferior, probablemente Burdigaliense inferior, Serra-Kiel, com. per.) ya que, al igual que en los Binis, en Muleta (al SO del puerto de Sóller) también se ha observado como los materiales de la Fm. Sant Elm están cabalgados y a su vez fosilizan cabalgamientos, sugiriendo una sincronidad entre el depósito de los materiales y el emplazamiento de los cabalgamientos.

### 1.8. La estructura profunda del corte

Se ha considerado que el cabalgamiento basal del edificio orogénico (en inglés, el *sole thrust*) está localizado a una profundidad aproximada de unos 10 km, deducida a partir de la interpretación del perfil sísmico MAP77-70 (ENIEPSA, 1977) donde se ha situado el cabalgamiento basal a una profundidad de 5-6 segundos de tiempo doble. El cabalgamiento basal no se ha considerado horizontal sino que se le ha dado una inclinación de entre 2° y 5°, un ángulo frecuente en numerosas cadenas, especialmente las asociadas con subducciones hacia el este (Doglioni, 1992, entre otros).

En lo referente a la serie estratigráfica involucrada en los cabalgamientos, es obvio que a partir de la reconstatación de la equivalencia entre Mallorca y Menorca (Fallot, 1948; Roca, 1992), donde la serie paleozoica está claramente plegada y cabalgada y, sobretudo, a partir del descubrimiento de un afloramiento de materiales paleozoicos en la Serra de Tramuntana (Rodríguez-Perea y Ramos-Guerrero, 1984), hay cada vez menos suspicacias en la aceptación del hecho de que el basamento Paleozoico participa en el edificio orogénico. Por otro lado, en el mapa de anomalías de Bouguer de Ayala et al. (1994) (Fig. 78) se observa como las anomalías positivas más elevadas están en las sierras (Tramuntana, Randa y Levante) las cuales, según la consideración de los autores, están asociadas al relieve del techo del Paleozoico. Por tanto, el corte geológico general de la isla se ha realizado suponiendo que los valores máximos de la anomalía de Bouguer corresponden a altos del límite Paleozoico-Mesozoico. Los desniveles en los escalones de este relieve son, en algunos casos, del orden de 2 km, superiores incluso a la profundidad de las cuencas (Ayala et al., 1994).

Existen diversas hipótesis (Fig. 80) que permiten explicar la mayor presencia de sedimentos paleozoicos en el subsuelo de las sierras. Las diferentes posibilidades se clasifican de acuerdo con la cronología relativa entre los escalones del techo del Paleozoico y los cabalgamientos cenozoicos. Así los escalones pueden ser: 1) anteriores a los cabalgamientos



cenozoicos, los cuales pueden corresponder a paleorelieves premesozoicos -Fig. 80.1- (el Mesozoico es discordante sobre el Paleozoico) o a fallas normales mesozoicas y/o cenozoicas (Fig. 80.2); 2) sincrónicos a los cabalgamientos cenozoicos (Fig. 80.3); 3) posteriores a los cabalgamientos cenozoicos (Fig. 80.4); en este caso se trataría de fallas normales del Mioceno superior y; 4) combinaciones de las hipótesis presentadas, como por ejemplo de 1 y 2, el caso en que fallas normales mesozoicas estén cortadas por cabalgamientos (Fig. 80.5) o de paleorelieves cortados por cabalgamientos (Fig. 80.6).

En el corte geológico general de la isla, los escalones del techo del Paleozoico se han relacionado con fallas normales mesozoicas, cabalgamientos miocenos y también con fallas normales postcabalgamientos ya que estas son las estructuras que se han interpretado en el campo. El relieve del techo del Paleozoico a lo largo del corte se ha obtenido a partir de los perfiles gravimétricos de Ayala et al. (1994). Para la construcción del corte se han considerado dos niveles de despegue principales: el Keuper y algún nivel dentro de la serie Paleozoica. La estructura general que se ha utilizado para rellenar los vacíos del subsuelo ha sido el pliegue de inflexión de falla (*fault-bend fold*), por dos motivos: es la estructura que más se observa en superficie y es la más sencilla de utilizar y dibujar. Se considera que los cabalgamientos principales tienen una geometría escalonada: es decir, primeramente se encuentra la rampa de bloque inferior a lo largo de toda la serie paleozoica y del Triásico inferior, se ponen en situación de rellano en el Keuper, para después retomar a la rampa de bloque inferior de toda la serie mesozoica y cenozoica. Esta geometría de los cabalgamientos permite explicar el hecho de que mientras una zona se levanta (a causa de la duplicación de la serie paleozoica), en otra situada más al NO se produce el emplazamiento de los cabalgamientos. Esta situación es la que se piensa que se produjo, de una manera general, durante el Mioceno en las sierras de Mallorca: los últimos sedimentos pre y sin-cabalgamientos en las Sierras de Levante son del Burdigaliense inferior (Fig. 7) y los cabalgamientos en las Sierras Centrales son de edad Burdigaliense superior. Análogamente, los últimos sedimentos pre y sin-cabalgamientos en las Sierras Centrales son del Burdigaliense superior (Fig. 7) y los cabalgamientos en la Serra de Tramuntana son (en general) del Langhiense. Es decir, en el momento en que hay erosión (debido al levantamiento) en una sierra, se emplazan los cabalgamientos en la siguiente hacia el NO.

### 1.9. El corte general de la isla

El corte geológico general de la totalidad de la isla (Fig. 81) se ha realizado para enseñar la idea que se tiene en mente de la estructura de la isla y únicamente se pretende relacionar los datos de subsuelo disponibles con los datos de campo, tanto bibliográficos como propios. En el corte, realizado a escala 1:50.000, se han distinguido las siguientes unidades estratigráficas: 1) el "basamento", compuesto por el Paleozoico, el Triásico Buntsandstein y el Triásico Muschelkalk, 2) el Triásico Keuper y Rhetiense, 3) el Lías, 4) el Dogger, el Malm y el Cretácico, 5) el Paleógeno, 6) el Mioceno inferior y, finalmente, 7) el Mioceno superior y el Cuaternario postorogénicos. El corte general se describirá

siguiendo su evolución en el tiempo a lo largo de seis etapas, desde el Oligoceno superior hasta el Cuaternario.

#### 1.9.1. Oligoceno superior (Chattiense)

Durante este periodo se produce el emplazamiento del cabalgamiento más antiguo que se haya datado en la isla de Mallorca. En el sector meridional de las Sierras de Levante, en los alrededores de Son Maçià, las calcarenitas de la Fm. Sant Elm, de edad Chattiense-Aquitaniense (González-Donoso a Sàbat, 1986), fosilizan el cabalgamiento de la unidad 6 sobre la 5' (Fig. 3). Aunque para el sector de Felanitx el mismo cabalgamiento corta la Fm. Sant Elm, se considera que gran parte del movimiento se produjo con anterioridad y sincrónicamente a la deposición de las calcarenitas.

El corte general atraviesa las unidades 7 y 5 de Sàbat (1986). La unidad 7 es la situada en una posición originariamente más meridional en el mapa restituído de Sàbat (1986). La edad del emplazamiento de esta unidad sobre la 5 no es conocida porque no hay sedimentos contemporáneos con el emplazamiento, pero se supone que se produjo con anterioridad al de la 6 sobre la 5', por tener precisamente una localización original más meridional. De acuerdo con el mapa restituído de Sàbat (1986) el acortamiento producido por el cabalgamiento en cuestión es del orden de los 24 km y éste es el acortamiento considerado en el corte.

La velocidad de acortamiento durante el Oligoceno superior (30-23 M.a.) varía en función del lapso de tiempo que se considere que ha funcionado el cabalgamiento. Así, si se supone que el emplazamiento ha durado todo el Chattiense (7 M.a.), la velocidad de acortamiento mínima es de 3,4 mm/a. Si, en cambio, únicamente se incluye la mitad del periodo de tiempo (3,5 M.a.), la velocidad de acortamiento mínima será doble (6,8 mm/a).

A pesar de que las dataciones de los materiales oligocenos en la Serra de Tramuntana no permiten distinguir si se trata del Oligoceno inferior o superior, en este apartado se considerará que parte de los materiales considerados del Oligoceno en general pertenecen al Chattiense. De acuerdo con esta hipótesis, la situación paleogeográfica en la Serra de Tramuntana era, durante el Chattiense, absolutamente diferente a la de las Sierras de Levante. Así, Ramos-Guerrero (1988) describe sistemas fluvio-aluviales, englobados dentro de la Fm. Detrítica de Cala Blanca (Ramos-Guerrero et al., 1985), que presentan una polaridad sedimentaria hacia el S-SE. Además, en la memoria se ha presentado una falla normal oligocena (Puig d'en Tió, capítulo II, apartado 3.2.8.), ligada a los sedimentos aluviales. Los sistemas fluvio-aluviales son de carácter más proximal en la Serra de Tramuntana que en las Sierras Centrales (Ramos-Guerrero, 1988 y Ramos-Guerrero et al., 1989).

En el corte general se ha considerado la presencia de diversas fallas normales para explicar los diferentes afloramientos de Muschelkalk que aparecen en la transversal del corte, en la Serra de Tramuntana, los cuales se supone que están ligados a *short-cuts*, es decir, a pequeños fragmentos de bloques superiores de fallas normales miocenas, cortados y desplazados por cabalgamientos miocenos.

#### 1.9.2. Aquitaniense

Durante este periodo empiezan a funcionar los cabalgamientos del sector septentrional de las Sierras de Levante y de los alrededores de Randa. La marcada discordancia que forman los materiales de la Fm. Sant Elm con los subyacentes en Son Servera y en la Ermita de Artà (Sàbat, 1986), se interpreta como el inicio del emplazamiento de los mantiles. En el corte geológico, la deformación equivalente en el sector septentrional de las Sierras de Levante, se ha localizado más al N del sector meridional de las Sierras de Levante y se corresponde con la actual situación de la cubeta de Campos (cuya estructura es desconocida). Para simplificar la estructura se ha mostrado un solo pliegue de inflexión de falla que produce en acortamiento aproximado de 10 km.

Paralelamente, en Randa, las calcarenitas de la Fm. Sant Elm (de edad Aquitaniense) son discordantes sobre los materiales mesozoicos y paleógenos y fosilizan pliegues anteriores, los cuales se interpretan como el comienzo del movimiento de los cabalgamientos. Aunque es lógico suponer que estos pliegues son preaquitanienses, el hecho de que en la Serra de Tramuntana (y probablemente también en las Sierras de Levante) la Fm. Sant Elm sea sincrónica con los cabalgamientos ha llevado a interpretar estos pliegues como del Aquitaniense.

El acortamiento de la "cobertera" (es decir, la serie por encima del Keuper) se ha de compensar con el acortamiento en el basamento. Por ello se han dibujado dos pliegues de inflexión de falla que cortan toda la serie del basamento, más al NO se ponen en situación de rellano en el límite basamento-cobertera y, aún más al NO, forman un sistema imbricado de materiales de cobertera (Randa, Sierras de Levante) que iguala el acortamiento en el basamento.

En la Serra de Tramuntana se ha supuesto un periodo de inactividad tectónica, aunque el desconocimiento de lo que sucedió es absoluto puesto que no existe registro sedimentario de esta edad.

El acortamiento total producido durante el Aquitaniense en el corte general es de 16,2 km. El Aquitaniense tiene una duración de 2 M.a. y, por tanto, la velocidad mínima de acortamiento es de 8,1 mm/a.

#### 1.9.3. Burdigaliense inferior

Durante este periodo el hecho más importante que se produce es el comienzo de la actividad tectónica compresiva en el Serra de Tramuntana. La Fm. Calcarenítica de Sant Elm, de edad Burdigaliense (Serra-Kiel, com.per.; 19-18,5 M.a., Ramos-Guerrero, 1988) en la Serra de Tramuntana, fosiliza y es sincrónica a numerosos cabalgamientos (por ejemplo, en los Binis -II.3.1.5.1., en Pastoritx -II.3.1.7., en Son Torrella -II.3.1.5.3., entre otros).

Tanto en Randa como en el sector septentrional de las Sierras de Levante la sedimentación viene marcada por la deposición de la parte alta de las series turbidíticas, que tienen una edad Burdigaliense inferior-medio (Bourrouilh, 1983; Fig. 7 de esta memoria). De entre las turbiditas miocenas de la isla,

las de Randa son las que corresponden a una mayor profundidad de la lámina de agua, según Rodríguez-Perea (com. per.).

En el corte geológico, el despegue basal del sistema imbricado de la Serra de Tramuntana se entronca con el cabalgamiento que duplica la serie paleozoica en las Sierras de Levante. El acortamiento total en el corte durante el Burdigaliense inferior es de 12 km. Si se considera que el Burdigaliense inferior tiene una duración de 2,5 M.a. (21 M.a.-18,5 M.a.), la velocidad mínima de acortamiento es de 4,8 mm/a.

#### 1.9.4. Burdigaliense superior

Se trata de un intervalo de tiempo caracterizado por el implantamiento de diversas cuencas turbidíticas en la Serra de Tramuntana y la somerización y levantamiento de la región de Randa, con la sustitución de una sedimentación turbidítica por el desarrollo de una plataforma calcarenítica (Unidades Calcarenítica y Superior de Randa, Pomar y Rodríguez-Perea, 1983).

Aunque la datación de las unidades Calcarenítica y Superior de Randa no es muy precisa, recientemente se ha datado, a partir de microfauna, un nivel margoso interstratificado dentro de las calcarenitas, en la parte baja de la serie, dando una edad Burdigaliense superior (Serrano, 1995, com. per.). La distribución geográfica de las calcarenitas de Randa está restringida a la región de Randa y los alrededores de Montuiri, entre Porreres, Sant Joan y Sineu. De todas formas, parece que la plataforma se debía extender hasta el límite con el sector meridional de las Sierras de Levante ya que, según Barón y Pomar, 1978, la unidad de calizas de Son Talent ha sido bien reconocida en sondeos en los alrededores de Manacor y en la cubeta de Felanitx-Campos. El sector meridional de las Sierras de Levante, emergido desde el Aquitaniense, constituía el límite meridional de esta plataforma que, hacia el NO, pasaba lateralmente a una cuenca turbidítica.

En la región de Randa se ha considerado que la unidad calcarenítica es sincrónica con el movimiento de los cabalgamientos de la zona, a causa de la geometría de los sedimentos que la conforman (ver capítulo III-1), aunque el final de la deformación contractiva no tuviese lugar probablemente hasta el Langhiense, con el emplazamiento del retrocabalgamiento que originó la esquistosidad que caracteriza el macizo de Randa. La somerización de la zona de Randa se produce a causa del inicio del funcionamiento de un gran cabalgamiento que afecta el basamento y, de esta manera, se compensa el acortamiento en éste con el producido en la cobertera mesozoica de la Serra de Tramuntana durante el Burdigaliense superior. En definitiva, se piensa que el emplazamiento de los cabalgamientos en la región de Randa se produjo fuera de secuencia ya que en el Burdigaliense inferior ya existía una cierta estructuración compresiva en la Serra de Tramuntana.

La Serra de Tramuntana estaba caracterizada, durante el Burdigaliense superior, por una sedimentación de tipo turbidítico donde las paleocorrientes tenían dirección N



(Rodríguez-Perea, 1984). La deposición de las turbiditas era sincrónica con el funcionamiento de los cabalgamientos, como se ha demostrado a lo largo de la memoria (casos del abanico de Son Marc -II.3.1.3- y Port des Canonge -II.3.2.4., entre otros). El sentido N de las paleocorrientes puede estar relacionado con las rampas laterales de los cabalgamientos y con el hecho de que las paleocorrientes puedan partir del frente de los cabalgamientos para después variar el sentido y seguir paralelos, o casi, a la traza de los cabalgamientos.

El acortamiento en el corte geológico general es de 20 km, de los cuales 12 km corresponden al acortamiento del sector comprendido entre Randa y la Serra de Tramuntana y los 8 km restantes al producido en la región de Randa. Si se considera que el Burdigaliense superior tiene una duración de 2,5 M.a. (18,5 M.a.-16 M.a.), la velocidad mínima de acortamiento es de 8 mm/a.

#### 1.9.5. Langhiense-Serravaliense inferior

Durante este periodo de tiempo se estructura definitivamente la región de Randa y la Serra de Tramuntana. En la región de Randa, los cabalgamientos que afectan las calcarenitas de Randa se emplazaron definitivamente en el Langhiense inferior. Durante este periodo se produjo la emersión total de la zona, a causa probablemente (como se muestra en el corte, Fig. 81) del funcionamiento en profundidad de un cabalgamiento que afecta al basamento y que compensa el acortamiento producido en la cobertera de la Serra de Tramuntana.

En la Serra de Tramuntana también se produce el emplazamiento definitivo de las láminas cabalgantes. En el sector meridional, la unidad II se emplaza sobre la I. Las turbiditas que afloran en la ventana tectónica de Puigpunyent tienen una edad comprendida entre el Burdigaliense superior y el Langhiense (Fig. 7, capítulo II.3.2.2) y, por tanto, el cabalgamiento ha de ser de una edad posterior, posiblemente Langhiense superior-Serravaliense inferior.

En el sector meridional de la Serra de Tramuntana también se concluye el emplazamiento de las láminas cabalgantes. En el sector de Formentor, las turbiditas, ya desde su base, son de edad Langhiense (Ramírez del Pozo, com. per. a Rodríguez-Perea, 1984) y están cabalgadas. Se ha considerado que los cabalgamientos eran sincrónicos y posteriores a la sedimentación de las turbiditas (capítulo II.3.1.1), y por tanto su edad era Langhiense superior-Serravaliense inferior.

De todas formas, la emersión total de la Serra de Tramuntana no se produciría hasta que en su base no se completase el movimiento de un cabalgamiento que involucra basamento. Es necesaria la incorporación del basamento en los cabalgamientos para explicar la emersión a partir de una cuenca turbidítica inicial que debía tener una profundidad aproximada de 2 kms.

El acortamiento producido en el basamento por este cabalgamiento (unos 4 km, aproximadamente) se ha de compensar en la cobertera más al NO, en la cuenca Catalano-Balear, donde se encuentran cabalgamientos hasta su parte central (Roca, 1992).

El acortamiento producido en el corte geológico durante el Langhiense-Serravaliense inferior es de 12 km en la cobertera mesozoica y de 16 km en el zócalo paleozoico y triásico. La diferencia radica en los 4 km de acortamiento extra producidos en el subsuelo de la Serra de Tramuntana, los cuales se han de compensar fuera de los límites del corte. De todos modos, para el cálculo de la velocidad de deformación se tendrá en cuenta la cifra de 16 km porque se considera que el acortamiento producido en el basamento es simultáneo (ya que se trata de un solo cabalgamiento escalonado) al producido en la cobertera y que simplemente el de ésta se produce más al NO. La velocidad de acortamiento varía en función del periodo de tiempo considerado. Si se supone que los cabalgamientos fueron activos durante el Langhiense (16 M.a.-15 M.a.) y el Serravaliense inferior (15 M.a.-13 M.a.), la velocidad de acortamiento mínima fue de 5,3 mm/a.

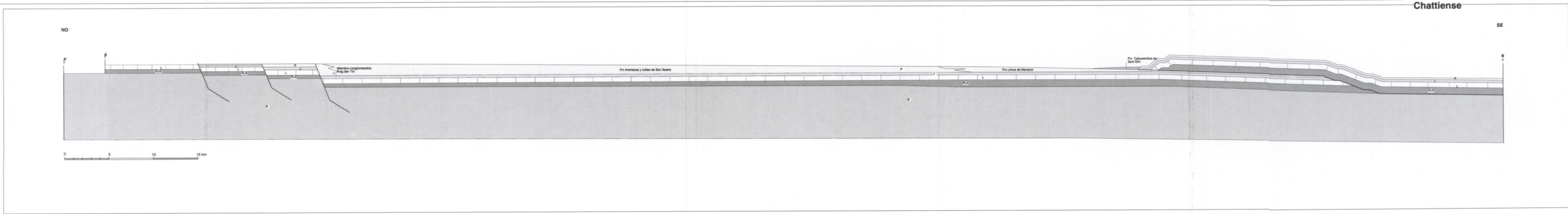
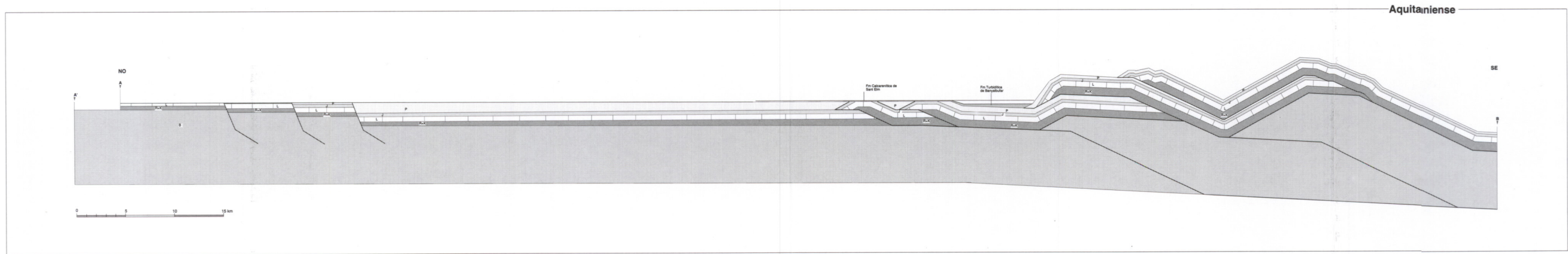
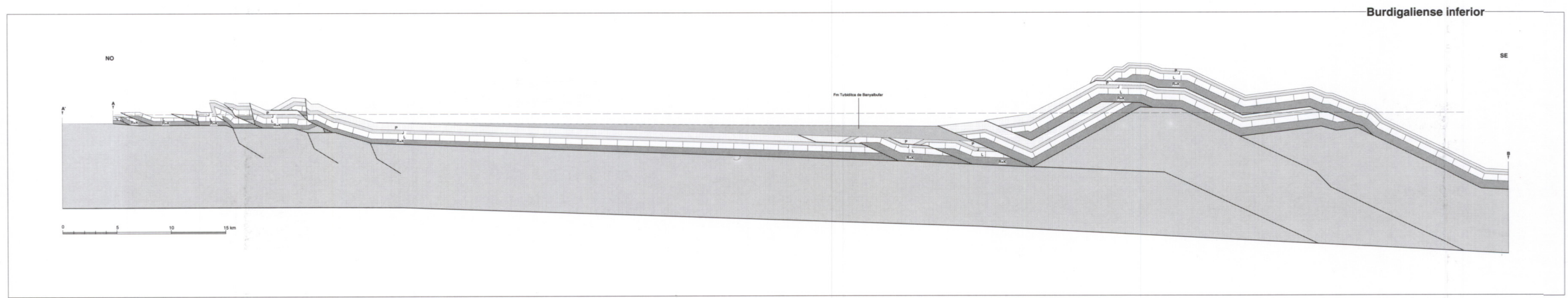
#### 1.10. Consideraciones finales

El acortamiento total, paralelo a la dirección de transporte, en el corte geológico general de Mallorca es del orden del 44% (84 km). Si se considera que la estructuración compresiva ha tenido lugar desde el Oligoceno superior (Chattiense, a partir de los 30 M.a.) hasta el Serravaliense inferior (hasta los 13 M.a.), la velocidad de acortamiento media mínima para la isla de Mallorca es de 4,9 mm/a.

Los valores de la velocidad de acortamiento calculados a lo largo de la memoria no se han de tomar de una manera rigurosa sino que se trata de una primera aproximación a la cuantificación de los procesos compresionales acaecidos en Mallorca durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Para la construcción del corte general, por ejemplo, se han tenido que hacer muchas suposiciones, la geometría en profundidad aún presenta muchos puntos oscuros y las dataciones necesitan ser mejoradas; por tanto, está claro que uno de los objetivos de esta memoria era realizar un primer intento de cuantificación de la velocidad de acortamiento con los datos existentes, razonando las diversas hipótesis planteadas y obteniendo unos primeros valores aproximativos para que sean comparados con futuros datos.

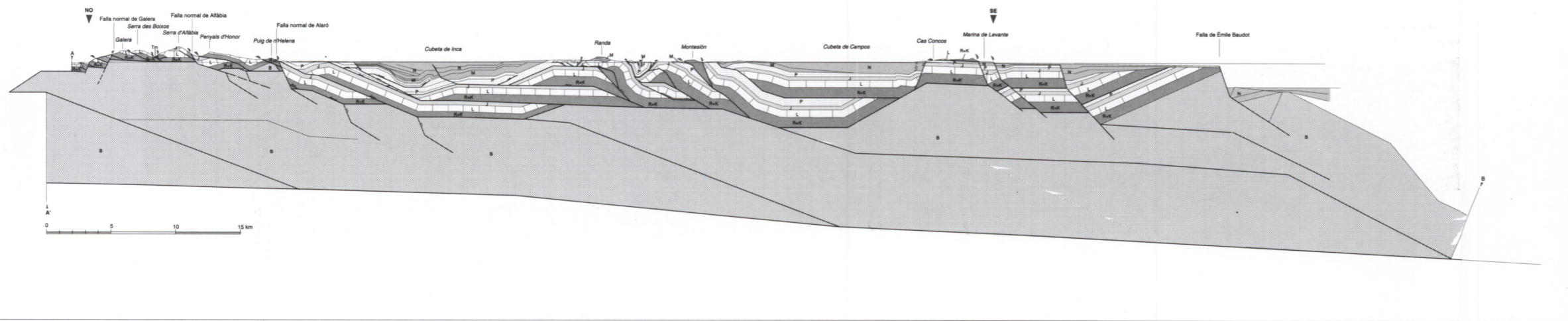
La secuencia general del emplazamiento de los cabalgamientos es hacia el antepaís. De esta manera la estructuración final se consigue primero en las Sierras de Levante, después en la región de Randa y finalmente en la Serra de Tramuntana. De todas maneras, algunos cabalgamientos han funcionado fuera de secuencia, como por ejemplo, los localizados en la región de Randa que funcionaron durante el Burdigaliense superior, en posterioridad a algunos de la Serra de Tramuntana, de edad Burdigaliense inferior-medio.

El desarrollo del sistema extensional a partir del Serravaliense configura definitivamente la isla de Mallorca en un sistema de *horsts* y *grabens*. En el corte general se ha considerado que la deformación extensiva ha sido más intensa en el sector SE del corte (equivalente al límite con la cuenca Norte-Africana), donde se piensa que se encuentran las zonas más internas del edificio orogénico. Las fallas normales dibujadas en el corte dan una extensión de 5 km y representan un estiramiento aproximado del 5% respecto a



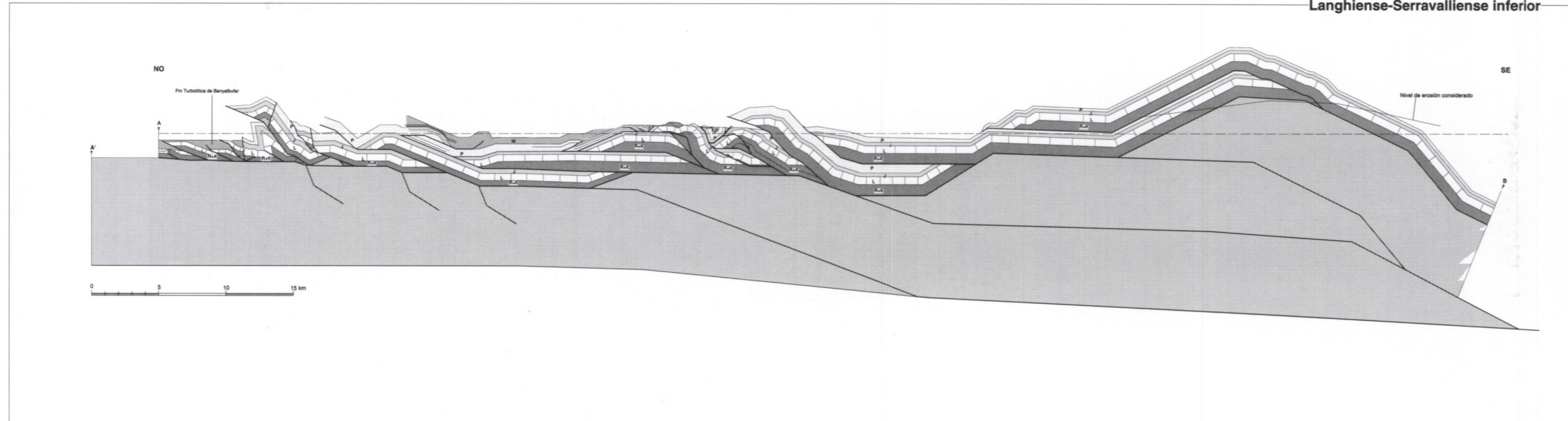


Corte general de la isla de Mallorca



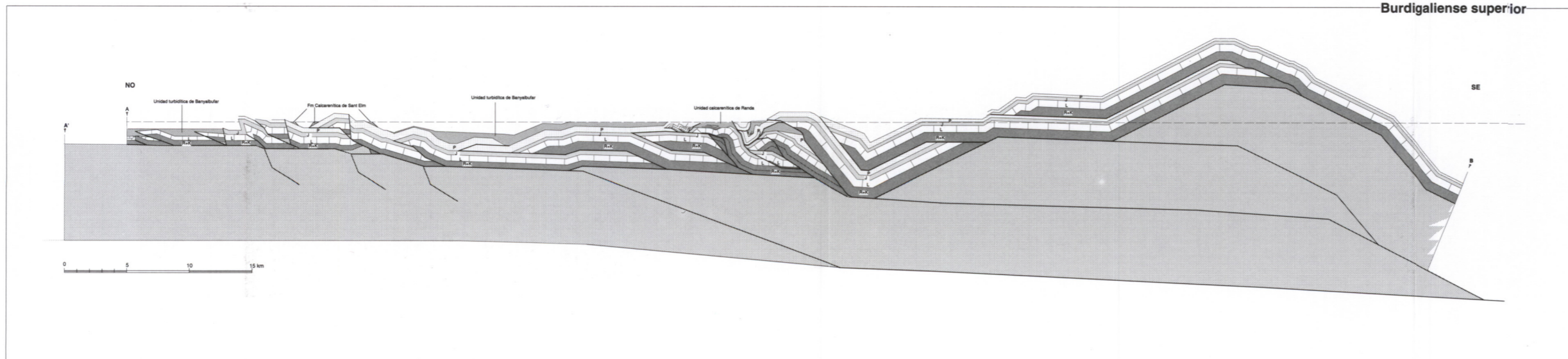
N	Mioceno superior y Cuaternario
M	Mioceno inferior-medio
P	Paleógeno
J	Dogger-Malm-Cretácico
L	Lias
R+K	Triásico Kauper-Rhетиense
B	Paleozoico-Triásico Buntsandstein y Triásico Muschelkalk

Langhiense-Serravalliense inferior



N	Mioceno superior y Cuaternario
M	Mioceno inferior-medio
P	Paleógeno
J	Dogger-Malm-Cretácico
L	Lias
R+K	Triásico Kauper-Rhетиense
B	Paleozoico-Triásico Buntsandstein y Triásico Muschelkalk

Burdigaliense superior



N	Mioceno superior y Cuaternario
M	Mioceno inferior-medio
P	Paleógeno
J	Dogger-Malm-Cretácico
L	Lias
R+K	Triásico Kauper-Rhетиense
B	Paleozoico-Triásico Buntsandstein y Triásico Muschelkalk



la configuración de la isla en el momento final de la compresión.

## 2. MALLORCA EN EL CONTEXTO DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL

### 2.1. Introducción

Hasta la última década, todas las interpretaciones y reconstrucciones que ha recibido el Mediterráneo Occidental (Durand-Delga, 1980; Dercourt et al., 1986; Ziegler, 1988; Dewey et al., 1986, entre otros) han tenido como punto común la consideración de que todas las cadenas mediterráneas se habían formado a partir de la colisión N-S entre las placas europea y africana, incluyendo también la participación de otras placas menores como la ibérica o la adriática. Recientemente, los trabajos de Doglioni, 1990, 1991,

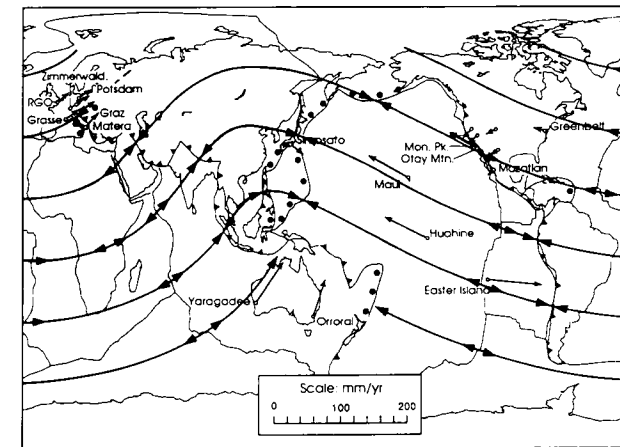


Fig. 82.- Conectando las direcciones de movimiento de las placas, deducidas a partir de las grandes zonas de rift o de las cadenas de plegamiento de los últimos 40 M.a., se puede observar un flujo global en el cual parece que las placas se mueven a velocidades relativas diferentes en coordenadas geográficas (Doglioni, 1990). Notar la coincidencia del flujo con las flechas individuales que señalan las direcciones de movimiento de las placas de acuerdo con el modelo NUVEL 1 NRR (De Mets et al., 1990). Pueden no coincidir a lo largo de los límites de placa transpresivos (por ejemplo Norte América). Notar también que el flujo principal del movimiento de placas no implica necesariamente el movimiento hacia el oeste de la litosfera. Las subducciones hacia el oeste están marcadas con puntos negros y las subducciones hacia el este con pequeños triángulos (según Doglioni, 1993).

1992, 1993 a y b, 1994, 1995, aportan una visión geodinámica absolutamente opuesta a los trabajos precedentes. La asunción básica es que la litosfera está despegada respecto al manto y que este presenta un flujo hacia el este, lo cual implica un movimiento global relativo hacia el oeste de la litosfera. El componente hacia el oeste del movimiento de la litosfera, relativo al manto, ya fue mencionado por Le Pichon (1968), Bostrom (1971) y Nelson y Temple (1972) y ha sido confirmado por O'Connell et al. (1991), Ricard et al. (1991) y Cadek y Ricard (1992). De hecho el flujo que caracteriza el movimiento global de las placas no es regularmente este-oeste sino que presenta una ondulación (SO-NE) en la zona

de la placa asiática (Fig. 82). De todas modos, ya que se discute del Mediterráneo occidental, a partir de ahora el movimiento relativo entre litosfera y manto se restringirá a una sola dirección E-O.

Según los trabajos de Doglioni, un hecho derivado de la existencia de un flujo hacia el este del manto es que las características geológicas de las cadenas de plegamiento y de las cuencas adyacentes son función de la dirección de subducción asociada a su formación. Así las cadenas relacionadas con una subducción hacia el E o NE -Fig. 83- (p. ej. Alpes orientales, Dinárides, Helénides, Himalaya, Apalaches, Montañas Rocosas ...) presentan un gran relieve, amplios afloramientos de rocas metamórficas y están asociadas a cuencas de antepaís poco profundas y con valores de subsidencia bajos (0-300 m/M.a.). En cambio, las cadenas relacionadas con una subducción hacia el oeste -Fig. 83- (p.ej. Apeninos, Cárpatos ...) involucran principalmente la cobertera sedimentaria, tienen un relieve relativamente bajo y están asociadas a cuencas de antepaís profundas y con valores muy altos de subsidencia (800-1600 m/M.a.). Esta diferenciación es muy útil tanto para subducciones continentales como oceánicas.

La posición y el comportamiento de los niveles de despegue dentro de los sistemas convergentes son también una función directa de la orientación de la subducción (Doglioni, 1992). Así, en las subducciones hacia el este, donde la placa descendente sigue el movimiento del manto, el despegue basal de la placa está conectado con la superficie y puede levantar y hacer aflorar rocas profundas. En las subducciones hacia el oeste, la placa descendente se opone al flujo del manto y el contacto entre placas queda limitado a una zona puntual y los despegues son superficiales. En este caso los bloques superiores pueden experimentar rotaciones con mucha facilidad.

También se observa una gran asimetría en los parámetros geológicos entre las cuencas de antepaís asociadas a una subducción hacia el este u otra hacia el oeste (Doglioni, 1992, 1993 a, 1994). Las cuencas relacionadas con una subducción hacia el este son poco profundas (1-5 km para periodos de tiempo de 10-20 M.a.), su pendiente basal, o monoclinial basal, suele estar comprendida entre los 5° y 10°, presentan valores bajos de subsidencia y una gran cantidad de aportación de sedimentos provenientes de la extensa y abrupta cadena que se está formando a su espalda. Estas cuencas suelen rellenarse rápidamente (transición flysch-molasa) y el sedimento excedente transportado hacia deltas más lejanos (p. ej., el delta del Rin para los Alpes, o los deltas del Ganges y Bengala para el Himalaya -Doglioni, 1994-) ya que la tasa de subsidencia de la cuenca es insuficiente para acomodar valores tan altos de aporte de sedimentos. En cambio, las cuencas de antepaís ligadas a una subducción hacia el oeste presentan una mayor subsidencia, una pendiente basal comprendida entre los 10° y 20° y una aportación de sedimentos mucho menor (la cadena asociada es vertical y arealmente menor que en el caso anterior), lo cual permite el mantenimiento a lo largo del tiempo de condiciones de agua profunda, con abundantes depósitos de flysch.

Las diferencias entre los dos grandes grupos de cuencas de antepaís pueden ser explicadas por las diferentes fuerzas que



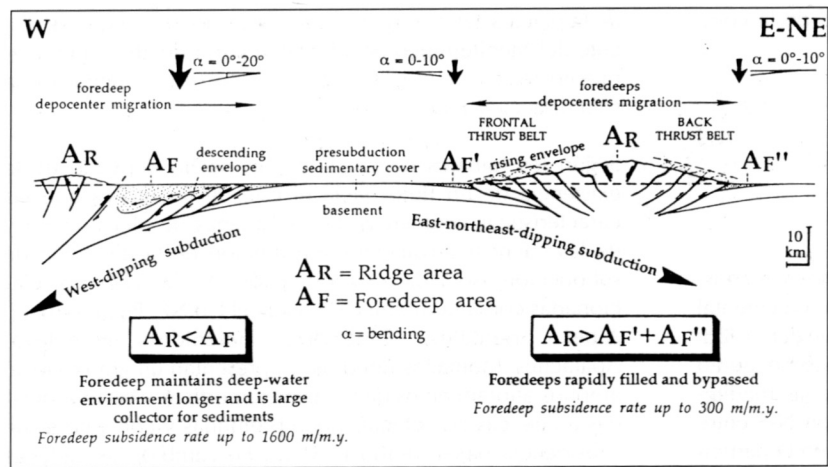


Fig. 83.- Se observan grandes diferencias en los parámetros geológicos de las cuencas de antepaís según estén relacionadas con subducciones hacia el oeste (izquierda), o con subducciones hacia el este (derecha). En el caso de las subducciones hacia el oeste, el área de la cuenca de antepaís (rellena o no) es mucho mayor que el área de la cadena que se forma, mientras que en el caso de las subducciones hacia el este, las cuencas de antepaís son más pequeñas que la cordillera a la que está asociada (Doglioni, 1994).

actúan a lo largo de dos subducciones opuestas, a causa básicamente de la deriva hacia el oeste de la litosfera respecto de la astenosfera (Doglioni, 1994). Asumiendo unos parámetros físicos constantes (espesor, composición, elasticidad, viscosidad ...), el ángulo de flexión de la placa que subduce, regulador de los parámetros de la cuenca, es función básicamente de: 1) la carga litostática de la placa superior, 2) de la presión del manto y, 3) de la presión de la placa superior. En las subducciones hacia el oeste la carga litostática es menor que en las subducciones hacia el este (porque la cadena es más pequeña) y la presión del manto ( $F_m$ ) no es contrarrestada por la presión opuesta de la placa superior  $-F_p$  (Fig. 84).

Otro carácter distintivo entre los dos tipos de orógenos es que en el caso de los asociados a una subducción hacia el oeste, la tangente a la cresta de los pliegues buza hacia el interior de la cadena, como por ejemplo en los Apeninos (Doglioni, 1992, 1993, 1994). De esta manera los pliegues no se formaron durante el movimiento ascensional, sino que se desarrollaron como pliegues de propagación de falla o pliegues de inflexión de falla a causa de la subducción litosférica. Los pliegues están poco erosionados y presentan un

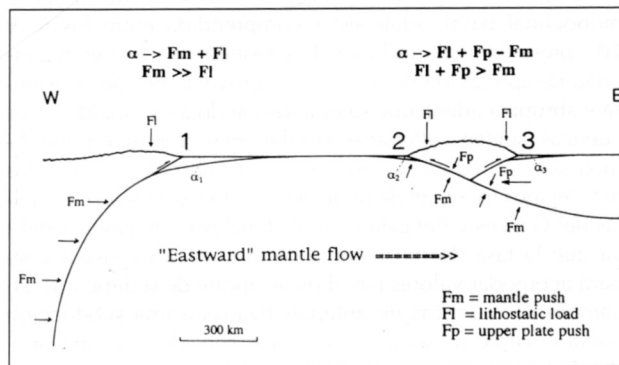


Fig. 84.- Las cuencas de antepaís pueden ser diferenciadas a partir de la dirección de subducción asociada. Asumiendo unos parámetros físicos constantes, la flexión de la litosfera ( $\alpha$ ) que controla la cuenca es debida al empuje del manto ( $F_m$ ) y a la carga litostática ( $F_I$ ) en las subducciones hacia el oeste. En las subducciones hacia el E-NE, la flexión de la litosfera es debida a la carga litostática ( $F_I$ ), ya que el movimiento del manto contrarresta la fuerza hacia abajo de la placa superior (Doglioni, 1993).

espesor importante de sedimentos sintectónicos asociados. En los orógenos con subducción hacia el este, la tangente a la cresta de los pliegues buza hacia el antepaís y los pliegues están levantados y fuertemente erosionados durante el crecimiento de la cadena (Doglioni, 1994, Fig. 83).

## 2.2. Evolución cenozoica del Mediterráneo occidental

Una vez descritos los parámetros que permiten distinguir los dos grandes tipos de cadena montañosa y cuencas asociadas, focalizaremos el estudio hacia el orógeno bético-magrebí y la cuenca Norte-Africana.

Para entender la morfología actual del orógeno (Fig. 4), en forma de U inclinada  $60^\circ$  hacia el E, es necesario volver atrás en el tiempo, justo en el momento en que empieza a formarse el Mediterráneo occidental, es decir en el Paleoceno-Eoceno.

Hay consenso en todas las reconstrucciones paleogeográficas consultadas (Ziegler, 1988; Martín-Algarra, 1987; Wildi, 1983; Dercourt et al., 1986; Durand-Delga, 1980; Dewey et al., 1986) en situar una zona con corteza oceánica o continental adelgazada, más o menos grande según las diferentes hipótesis, al S y al E de Iberia. La geometría de la zona oceánica es variable dependiendo de los trabajos consultados, pero existe acuerdo en que su anchura disminuye hacia el N. En la figura 85-A se muestra la paleogeografía supuesta para el Mediterráneo occidental durante el Paleoceno-Eoceno. Se ha extraído íntegramente de los trabajos de Ziegler (1988) y Dercourt et al. (1986), tan sólo modificando la posición del Dominio de Alborán, el cual se ha situado unos centenares de kilómetros más al este. Esta corrección viene dada por el hecho de que el desplazamiento relativo hacia el oeste del Dominio de Alborán respecto de la cobertera del Dominio Sudibérico durante el Mioceno inferior ha sido, al menos, de 250 km (Balanyá, 1991).

La incipiente cadena de plegamiento (Fig. 85-A) que se extiende desde los Alpes hasta la zona de las Kabilias, localizada al este de la zona de corteza oceánica, está también presente en la práctica totalidad de las reconstrucciones mencionadas, aunque no muestra la continuidad adoptada

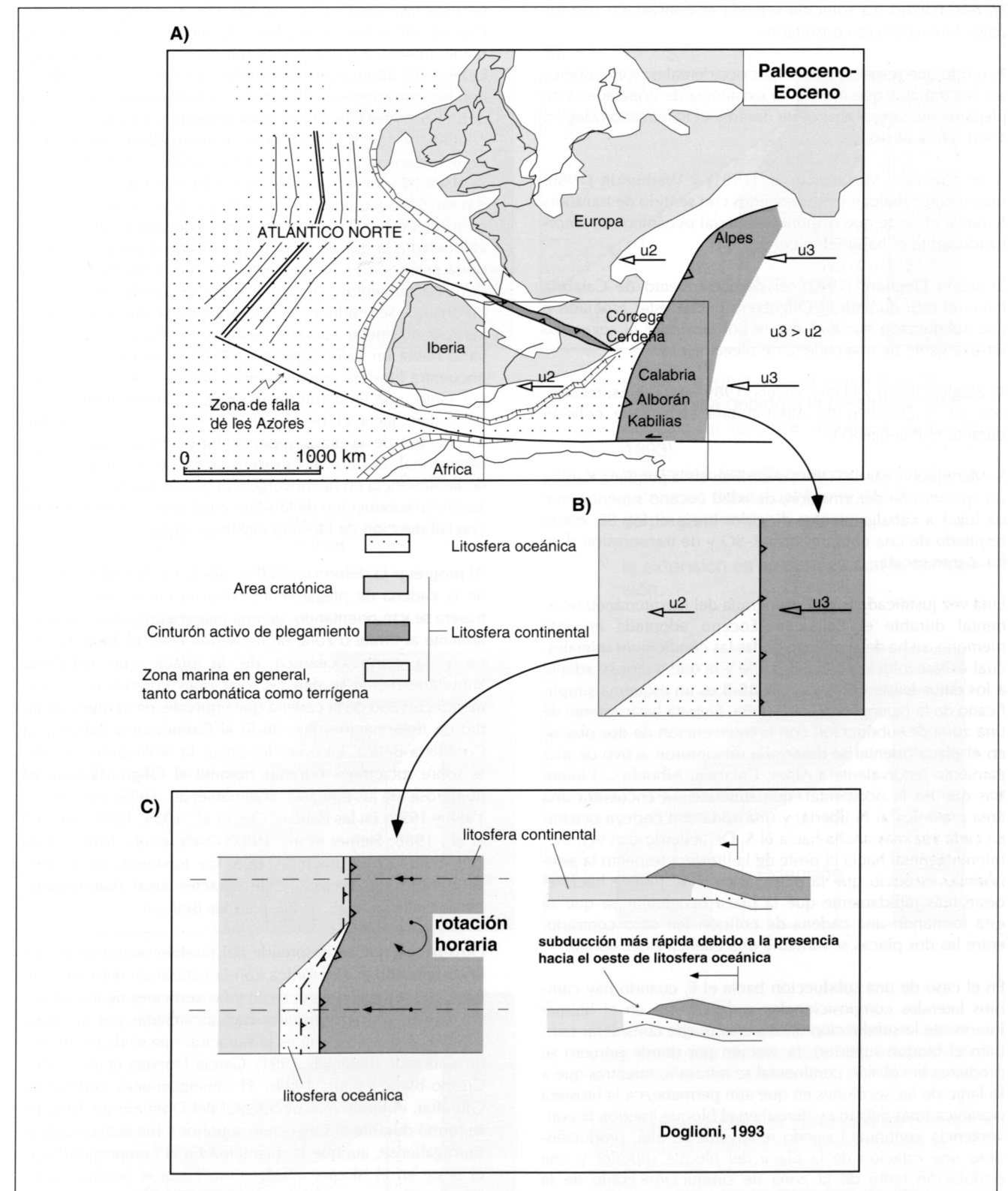


Fig. 85.- A) Esquema paleogeográfico de la Europa occidental durante el Paleoceno-Eoceno (basado en Ziegler, 1988). B) Detalle esquemático de la paleogeografía del Mediterráneo occidental durante el Paleoceno-Eoceno C) Las zonas de subducción están controladas por la distribución de gradientes litosféricos composicionales y de espesor. Si existen variaciones en la naturaleza de la litosfera a lo largo de la zona de subducción, se podrán dar diferentes velocidades de convergencia. En la parte septentrional de la figura, la subducción prácticamente ha finalizado ya que la placa del oeste es de naturaleza continental (y de mayor espesor), mientras que hacia el S, la subducción es aún activa ya que hacia el oeste existe todavía corteza oceánica por consumir. Se producirá, por tanto, una rotación en sentido horario de la placa superior (la oriental) y la ondulación de la zona de subducción, con transpresión dextra a lo largo de la zona de transición entre litosfera oceánica y continental de la placa occidental (Doglioni, 1993).



en este trabajo. La solución seguida es consistente con los datos bibliográficos consultados:

1) por lo que respecta a los Alpes occidentales, son numerosos los trabajos que indican la existencia de una cadena de plegamiento vergente al oeste durante el Paleoceno (Ziegler, 1988, entre otros)

2) en Córcega, Mattauer et al. (1981) y Warburton (1986) reconocen cabalgamientos eocenos con sentido de transporte hacia el oeste que disponen material oceánico metamorizado sobre el basamento continental

3) según Doglioni (1992), el desplazamiento de Calabria hacia el este durante el Oligoceno puede estar asociado a una subducción hacia el este y corresponder al segmento retrovergente de una cadena de plegamiento

4) Ziegler (1988) y Platt y Vissers (1989) entre otros, reconocen en el Dominio de Alborán una cadena de colisión durante el Paleógeno y

5) Mahdjoub y Merle (1990) describen en la pequeña Kabalia un episodio de deformación, de edad Eoceno superior, que da lugar a cabalgamientos dirigidos hacia el E y SE, como resultado de una compresión NE-SO y de transpresión dextra a gran escala.

Una vez justificada la paleogeografía del Mediterráneo occidental durante el Paleoceno-Eoceno adoptada en esta memoria, se ha de averiguar, dadas las condiciones iniciales, cual es la evolución más probable y la que mejor se adapta a los datos existentes. La figura 85-B es un esquema simplificado de la paleogeografía descrita. Se trata básicamente de una zona de subducción con la intervención de dos placas: en el placa oriental se desarrolla un cinturón activo de plegamiento (equivalente a Alpes, Calabria, Alborán ...) mientras que en la occidental, que subduce, se encuentra una área cratónica al N (Iberia) y una zona con corteza oceánica cada vez más ancha hacia el S. De acuerdo con el movimiento general hacia el oeste de la litosfera respecto la astenosfera, es obvio que la placa oriental se mueve hacia el oeste más rápidamente que la placa occidental ya que se está formando una cadena de colisión (en caso contrario, entre las dos placas se formaría una cuenca extensional).

En el caso de una subducción hacia el E, cuando hay cambios laterales composicionales o de espesor en el bloque inferior de la subducción (aunque se puede considerar también el bloque superior), la sección por donde primero se produzca la colisión continental se retrasará, mientras que a lo largo de las secciones en que aún permanezca la litosfera oceánica (más delgada y densa) en el bloque inferior, la convergencia continuará siendo relativamente alta, produciéndose una rotación de la placa del bloque superior y una ondulación tanto de la zona de subducción como de la cadena de plegamiento, con transpresión dextra a lo largo de la transición entre litosfera oceánica y continental en la placa que subduce (Fig. 85-B y C -Doglioni, 1993-).

En la paleogeografía paleocena-eocena descrita para el Mediterráneo occidental, la placa del bloque inferior presenta cambios laterales en su naturaleza: existe una zona de corteza oceánica cada vez más reducida hacia el N y O. Esta

se extiende desde el proto-Alborán al oeste, el alto de Córcega y Cerdeña al N y hasta Gibraltar al E. Aplicando el razonamiento anterior, la colisión continental se iniciará en la zona del alto corso-sardo y como consecuencia la velocidad de convergencia disminuirá, mientras que hacia el S, aún con corteza oceánica para consumir, la convergencia continuará siendo alta. El segmento de cadena justo enfrente de la zona de transición litosfera oceánica-continental de la placa inferior se curvará y se producirán rotaciones horarias en el bloque superior (Fig. 86). La mayor velocidad de la convergencia en la zona con corteza oceánica, relativa a la velocidad a la que se produce la colisión continental, comporta extensión en la placa superior por detrás del cinturón de cabalgamientos, la cual permite acomodar la rotación horaria que se produce. En la figura 86-2 se muestra como la velocidad general hacia el oeste de la placa superior ( $u_2$ ) varía hacia un valor superior ( $u_3$ ) en la sección donde se encuentra litosfera oceánica en el bloque inferior. Es obvio, por tanto, que en algún lugar, entre la parte delantera (con velocidad hacia el oeste  $u_3$ ) y la trasera (con velocidad menor,  $u_2$ ) de la placa superior, ha de existir una cuenca extensional. El valor de la extensión ha de ser igual al valor de la diferencia en la convergencia que se produzca entre la zona con subducción de litosfera continental (al N) y la zona con subducción de litosfera oceánica (al S).

Al progresar la deformación (Fig. 86-3, 4 y 5), tanto el frente de la cadena de plegamiento como la cuenca extensional trasera se van orientando, de una manera progresiva, paralelamente al límite o zona de transición entre el área cratónica y la zona oceánica de la placa que subduce. Simultáneamente se dan las rotaciones horarias en el segmento curvado de la cadena que equivale, en el último estadio de deformación (Fig. 86-5) al Promontorio Balear y la Cordillera Bética. En estas dos áreas, la bibliografía existente sobre rotaciones horarias durante el Oligo-Mioceno es numerosa (en las Baleares, Freeman et al., 1989; Parés et al., 1988 y 1992. En las Béticas: Ogg et al., 1984, 1988; Mazaud et al., 1986; Steiner et al., 1987; Osete et al., 1988, 1989; Platzman, 1992) mientras que las torsiones en sentido antihorario son escasas y de carácter local (Vandenberg, 1980; Galbrun et al., 1989, para las Béticas).

Otro hecho que se desprende del modelo evolutivo es que la compresión es sincrónica con la extensión: el frente contraccional migra hacia el oeste y las verticales de los sucesivos frentes son, en posterioridad, alcanzadas por la extensión (Fig. 86-4 y 5). Esta es la situación que se da en el Arco de Gibraltar (Balanyá, 1991; García-Dueñas et al., 1992; Crespo-Blanc et al., 1994). El cabalgamiento cortical de Gibraltar, el límite más occidental del Dominio de Alborán, se formó durante el Oligoceno superior y fue activo hasta el Burdigaliense, aunque la migración de la compresión hacia el oeste en el bloque inferior duró hasta el Serravaliense, alcanzando la cuenca de antepaís del Guadalquivir (Balanyá y García-Dueñas, 1988). En la parte interna del arco, sedimentos transgresivos del Aquitaniense sellan estructuras extensionales, aunque la inversión tectónica del cabalgamiento de Gibraltar no se completó hasta el inicio del Tortoniense, mostrando por tanto que la extensión continúa incluso después de haberse parado la compresión (Balanyá y García-Dueñas, 1988, entre otros).

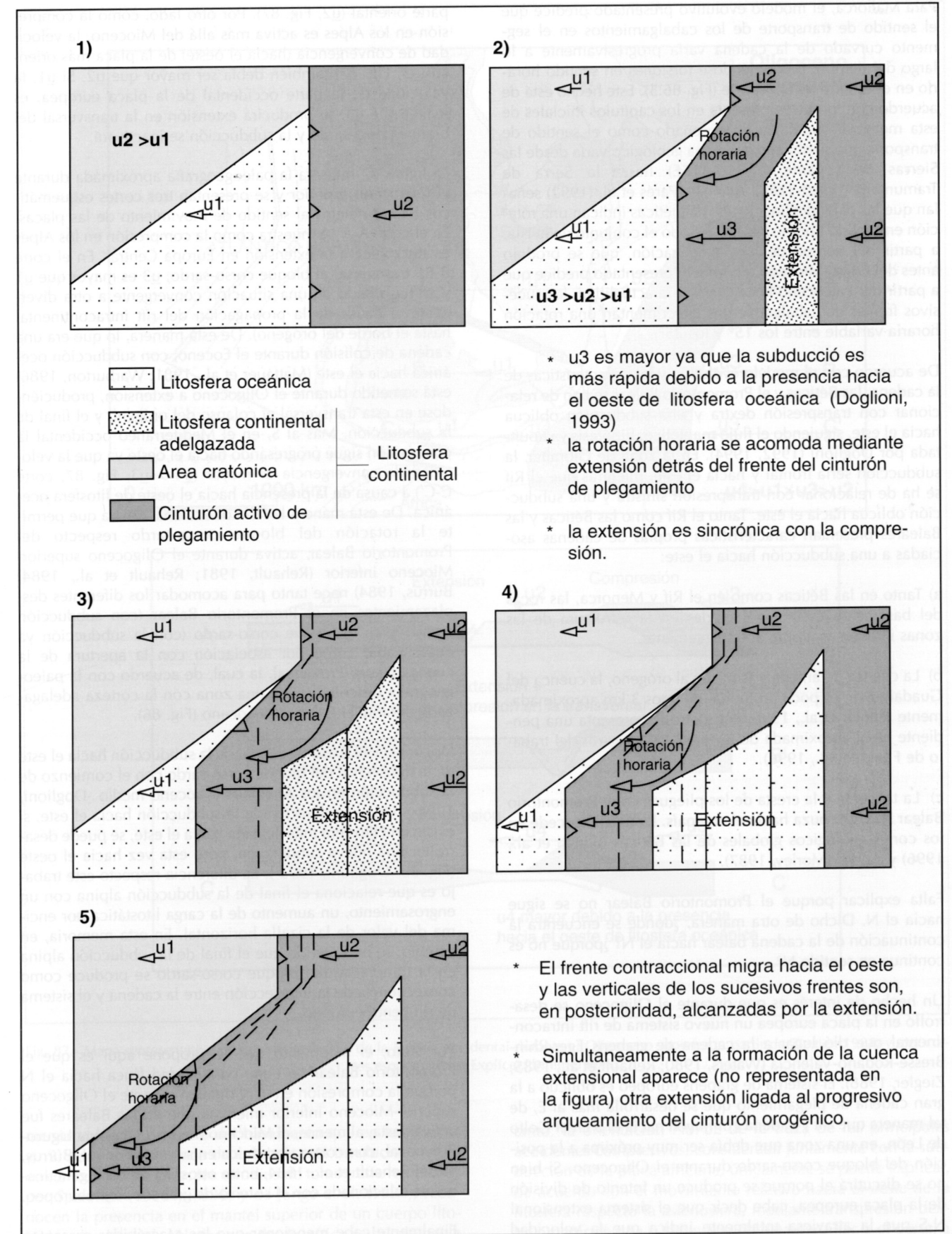


Fig. 86.- Hipótesis de la evolución del Promontorio Balear, de la Cordillera Bética y de la cuenca Norte-Africana. Explicación en el texto y en la figura.



Para Mallorca, el modelo evolutivo presentado predice que el sentido de transporte de los cabalgamientos en el segmento curvado de la cadena varía progresivamente a lo largo del tiempo, produciéndose torsiones en sentido horario en el sentido de transporte (Fig. 86.5). Este hecho está de acuerdo con lo que se presenta en los capítulos iniciales de esta memoria, donde se ha enseñado como el sentido de transporte que se obtiene del mapa geológico varía desde las Sierras de Levante (N-310-315E) hasta la Serra de Tramuntana (N320-325E). Además, Parés et al. (1992) señalan que las paleodeclinaciones magnéticas indican una rotación en sentido horario de 35° de todo el conjunto de la isla, a partir del tiempo de la magnetización, que se produjo antes del Oligo-Mioceno. El modelo presentado predice que a partir del Paleoceno-Eoceno hasta la actualidad, los sucesivos frentes de cabalgamientos experimentan una rotación horaria variable entre los 15° y los 25°.

De acuerdo con el modelo evolutivo y las características de la cadena, las Béticas y el Promontorio Balear se han de relacionar con transpresión dextra y una subducción oblicua hacia el este, siguiendo el flujo mantélico, hipótesis ya apuntada por Doglioni (1992, 1994). En la zona de Gibraltar, la subducción sería frontal y hacia el este, mientras que el Rif se ha de relacionar con transpresión sinistral y una subducción oblicua hacia el este. Tanto el Rif como las Béticas y las Baleares presentan características propias de cadenas asociadas a una subducción hacia el este:

a) Tanto en las Béticas como en el Rif y Menorca, las rocas del basamento están involucradas en la estructura de las zonas internas y afloran abundantemente.

b) La cuenca de antepaís asociada al orógeno, la cuenca del Guadalquivir, es poco profunda, de unos 3 km aproximadamente (Flinch et al., 1996, entre otros) y presenta una pendiente basal aproximada de 5° (calculada a partir del trabajo de Flinch et al., 1996).

c) La tangente a la cresta de los pliegues en el Promontorio Balear (Fig. 74) buza hacia el antepaís. Lo mismo sucede en los cortes geológicos globales de las Béticas (Flinch et al., 1996) y del Rif (Morley, 1987).

Falta explicar porque el Promontorio Balear no se sigue hacia el N. Dicho de otra manera, ¿donde se encuentra la continuación de la cadena balear hacia el N? ¿porque no es continua en sentido N?

Un hecho de interés es que durante el Oligoceno se desarrolló en la placa europea un nuevo sistema de rift intracontinental que dió lugar a la cadena de grabens Eger-Rhin-Bresse-Ródano-Valencia (Waters, 1980; Rehault et al., 1985; Ziegler, 1988). El sistema de grabens europeo es oblicuo a la gran cadena de plegamiento que se desarrolla más al E, de tal manera que rift y cadena confluyen hacia el S en el Golfo de León, en una zona que debía ser muy próxima a la posición del bloque corso-sardo durante el Oligoceno. Si bien no se discutirá el porque se produce un intento de división de la placa europea, cabe decir que el sistema extensional N-S que la atraviesa totalmente indica que la velocidad hacia el oeste del margen occidental de la placa europea ( $u_1$ , Fig. 87) era, durante el Oligoceno, mayor que la de la

parte oriental ( $u_2$ , Fig. 87). Por otro lado, como la compresión en los Alpes es activa más allá del Mioceno, la velocidad de convergencia (hacia el oeste) de la placa más oriental ( $u_3$ , Fig. 87) también debía ser mayor que  $u_2$ . Si  $u_1$ , la velocidad de la parte occidental de la placa europea, es mayor que  $u_3$ , se producirá extensión en la transversal del bloque corso-sardo y la subducción se inactivará.

La figura 87 muestra la paleogeografía aproximada durante el Oligoceno superior y se presentan tres cortes esquemáticos E-O, paralelos al sentido de movimiento de las placas. En el corte A-A' se muestra como la compresión en los Alpes es sincrónica a la extensión en Europa Central. En el corte B-B', transversal al bloque corso-sardo,  $u_3$  es mayor que  $u_1$  y se ha pasado de una situación convergente a otra divergente (a causa de la propagación del rift intracontinental hasta el borde del orógeno). De esta manera, lo que era una cadena de colisión durante el Eoceno, con subducción oceánica hacia el este (Mattauer et al., 1981; Warburton, 1986) está sometido durante el Oligoceno a extensión, produciéndose en esta transversal el colapso del orógeno y el final de la subducción. Más al S, en el Mediterráneo occidental la compresión sigue progresando hacia el oeste ya que la velocidad de convergencia es mayor ( $u_4 > u_3$ , Fig. 87, corte C-C') a causa de la presencia hacia el oeste de litosfera oceánica. De esta manera la falla direccional dextra que permite la rotación del bloque corso-sardo respecto del Promontorio Balear, activa durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Rehault, 1981; Rehault et al., 1984; Burrus, 1984) nace tanto para acomodar los diferentes desplazamientos en el Promontorio Balear (con subducción activa) y en el bloque corso-sardo (con la subducción ya desactivada) como por asociación con la apertura de la cuenca Liguro-Provenzal, la cual, de acuerdo con la paleogeografía descrita, ya era una zona con la corteza adelgazada durante el Paleoceno-Eoceno (Fig. 86).

Doglioni (1993) asocia el final de la subducción hacia el este en la transversal del bloque corso-sardo con el comienzo de la subducción en los Apeninos (Mioceno medio -Doglioni, 1994-). Una vez desactivada la subducción hacia el este, si existe una litosfera más delgada hacia el este, se puede desarrollar una nueva subducción, pero esta vez hacia el oeste (Fig. 88 -Doglioni, 1993-). La diferencia respecto este trabajo es que relaciona el final de la subducción alpina con un engrosamiento, un aumento de la carga litostática por encima del valor de la cizalla horizontal. En esta memoria, en cambio, se ha sugerido que el final de la subducción alpina en la transversal del bloque corso-sardo se produce como consecuencia de la intersección entre la cadena y el sistema de rift centroeuropeo.

Por tanto, el argumento que se propone aquí es que el Promontorio Balear no tiene continuidad física hacia el N porque la compresión en el N finalizó durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior mientras que en las Baleares fue activa hasta, al menos, el Mioceno medio. La cuenca Liguro-Provenzal, con corteza oceánica en su parte central (Burrus, 1984; Rehault et al., 1984, entre otros) ha de estar genéticamente relacionada con el sistema de grabens centroeuropeo.

Finalmente cabe mencionar que los Magrébides presentan características diferentes del resto del orógeno bético-magrebí. Por ejemplo, 1) incluyen en su estructura un mucho

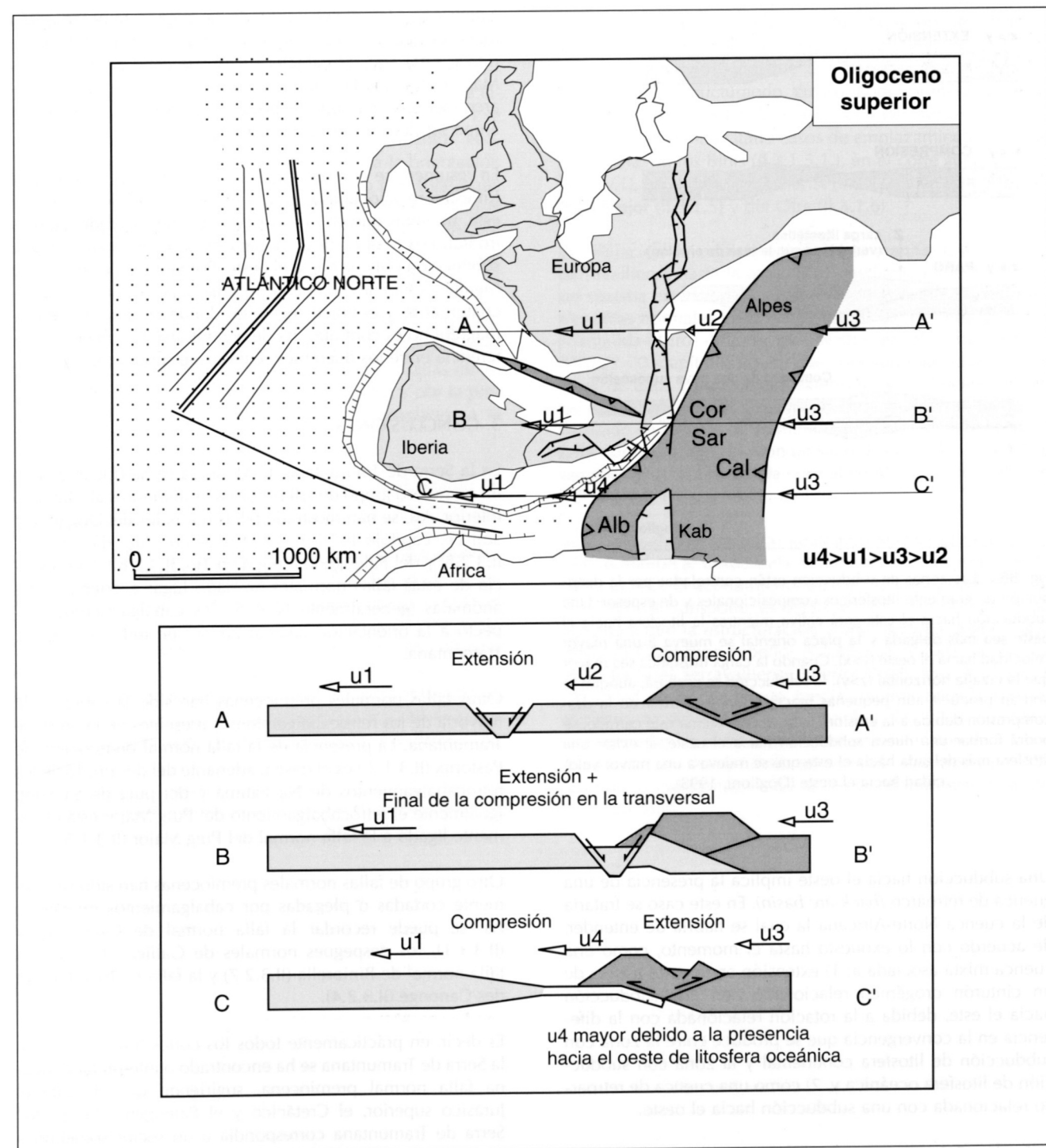


Fig. 87.- Mapa representativo de la paleogeografía de la Europa occidental durante el Oligoceno superior (a partir de Ziegler, 1988) y tres cortes esquemáticos. Explicación en el texto.

menor volumen de rocas del basamento que en las Béticas y, 2) parte de su cuenca de antepaís está involucrada en el orógeno. Por otro lado, los estudios de tomografía realizados por Spakman (1986 y 1990) y de Jonge et al. (1994), reconocen la presencia en el mantel superior de un cuerpo litológico de altas velocidades que desde África se hunde hacia el N y lo interpretan como corteza oceánica (probablemente de edad mesozoica) subducida durante el Terciario. Por

tanto, la orientación N070E de la traza de los principales accidentes compresivos, considerada juntamente con la subducción de la placa africana, únicamente se puede explicar, de acuerdo con el movimiento relativo hacia el oeste de la litosfera respecto a la astenosfera, mediante transpresión dextra a partir de una subducción oblicua pero hacia el oeste, a diferencia del segmento bético-balear donde la subducción era hacia el este.

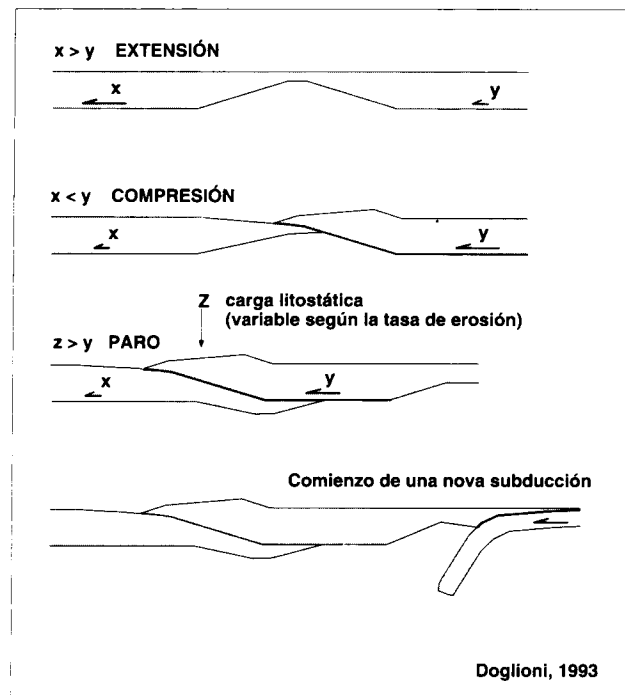


Fig. 88.- Las zonas de subducción están controladas por la distribución de gradientes litostáticos composicionales y de espesor. Una subducción hacia el este será activa mientras la litosfera hacia el oeste sea más delgada y la placa oriental se mueva a una mayor velocidad hacia el oeste ( $y > x$ ). Cuando la carga litostática sea mayor que la cizalla horizontal ( $z > y$ ), la subducción se acabará, aunque se podrán producir aún pequeñas reactivaciones a causa de la descompresión debida a la erosión. Una vez el sistema esté cerrado, se podrá formar una nueva subducción hacia el oeste, si existe una litosfera más delgada hacia el este que se mueva a una mayor velocidad hacia el oeste (Doglioni, 1993).

Una subducción hacia el oeste implica la presencia de una cuenca de retroarco (*back-arc basin*). En este caso se trataría de la cuenca Norte-Africana la cual se habría de entender, de acuerdo con lo expuesto hasta el momento, como una cuenca mixta asociada a: 1) extensión en la parte trasera de un cinturón orogénico relacionado con una subducción hacia el este, debida a la rotación relacionada con la diferencia en la convergencia que se produce entre la zona con subducción de litosfera continental y la zona con subducción de litosfera oceánica y, 2) como una cuenca de retroarco relacionada con una subducción hacia el oeste.

Se ha de señalar que en una subducción oblicua o lateral, las fuerzas que intervienen no son las mismas que en las subducciones frontales y, por tanto, tampoco las características del orógeno son las mismas (Doglioni, 1993). En el caso de una subducción oblicua hacia el oeste, la fuerza que ejerce el movimiento hacia el este del manto es menor que en el caso de una subducción frontal y, por tanto, el ángulo de flexión de la litosfera también será menor. En consecuencia, la cuenca de antepaís asociada tendrá una subsidencia y unas dimensiones menores que en el caso de una subducción frontal. La cuña astenosférica que se indenta entre las dos placas es menor en el caso de una subducción oblicua y, por tanto, en la cuenca de retroarco asociada, el valor de la

extensión y las dimensiones de la cuenca también serán menores que en el caso de una subducción frontal. En definitiva, estas son las características que cabe esperar en los Magrébides: una cuenca de antepaís y una cuenca de retroarco menores que, por ejemplo, en los Apeninos (asociados a una subducción frontal hacia el oeste).

En resumen, se considera que las Baleares, las Béticas y el Rif están relacionadas con una subducción oblicua hacia el este, mientras que en la zona de Gibraltar la subducción es frontal. Los Magrébides, en cambio, se relacionan con una subducción oblicua hacia el oeste. Por tanto, en el área entre Melilla y Orán, ampliamente recubierta por sedimentos plio-cuaternarios y el único segmento donde el orógeno bético-magrebí no es continuo, ha de encontrarse la zona de transferencia entre los diferentes sentidos de subducción.

### 3. CONCLUSIONES

En la Serra de Tramuntana de Mallorca se ha documentado un numeroso grupo de fallas normales anteriores al Mioceno inferior. Así, se han mostrado fallas normales del Dogger (en Son Fe, capítulo II.3.1.2.) del Cretácico (Puig d'en Bassat, II.3.2.8) y del Paleógeno (Puig d'en Tió, II.3.2.8.). La presencia de estas fallas normales ha dado lugar a orientaciones anómalas (generalmente N-S) de los cabalgamientos, respecto a la orientación general NE-SO en toda la Serra de Tramuntana.

Otras fallas normales premiocenas han sido la causa de la mayoría de los retrocabalgamientos presentes en la Serra de Tramuntana. La presencia de la falla normal premiocena de Pastoritx (II.3.1.7.) es el desencadenante del desarrollo de los retrocabalgamientos de Na Fàtima y del puig de Sa Font. Igualmente el retrocabalgamiento del Puig Major está claramente ligado a la falla normal del Puig Major (II.3.1.5.).

Otro grupo de fallas normales premiocenas han sido simplemente cortadas o plegadas por cabalgamientos miocenos. Así se puede recordar la falla normal de Cala Bóquer (II.3.1.1), los despegues normales de Galilea (II.3.2.2.), la falla normal de Biniorella (II.3.2.7) y la falla normal del Port des Canonge (II.3.2.4).

Es decir, en prácticamente todos los cortes transversales en la Serra de Tramuntana se ha encontrado o interpretado alguna falla normal premiocena, sugiriendo que durante el Jurásico superior, el Cretácico y el Paleógeno, la "proto" Serra de Tramuntana correspondía a un sector sometido a una tectónica marcadamente extensiva.

Siguiendo la evolución en el tiempo, a lo largo de la memoria se ha mostrado también la contemporaneidad de algunos sedimentos con los cabalgamientos miocenos. Tanto en el área de los Binis (II.3.1.5.1) como en Son Fe (II.3.1.2) los materiales de la Fm. Sant Elm (Rodríguez-Perea, 1984) son claramente sincrónicos con el emplazamiento de los cabalgamientos. También los materiales de la Fm. Turbidítica de Banyalbufar (Rodríguez-Perea, 1984) se han asociado al desarrollo de estructuras compresivas concretas, como por ejemplo el "abanico" de Son Marc (II.3.1.3) o en el Port des Canonge (II.3.2.4).

De acuerdo con el valor del salto del cabalgamiento, se han definido dos grandes unidades estructurales (II.4), separadas por un cabalgamiento de 11 km de salto mínimo, que dispone la unidad II sobre la I (se ha utilizado esta nomenclatura para seguir el modelo de Fallot, 1922). La unidad I se caracteriza por presentar pliegues y cabalgamientos N-S, ligados a una compresión local E-O debida a la orientación N-S de la rampa oblicua del cabalgamiento que superpone la unidad II sobre la I. En la unidad II se ha diferenciado el sector septentrional, caracterizado por pliegues y cabalgamientos de orientación general SO-NE, y el sector meridional, cuya estructura era en gran parte desconocida hasta el momento. Dentro del sector meridional se distinguen dos áreas: la zona de Na Burguesa-Calvià compuesta básicamente por un pliegue de inflexión de falla complejo vergente al NO y la zona de Andratx caracterizada por fallas direccionales dexas de orientación general SO-NE y por la presencia de pliegues y cabalgamientos N-S, asociados a la inversión de fallas normales mesozoicas.

Parece claro que existió un ligero cambio en el sentido de transporte tectónico en el espacio y el tiempo. En las Sierras de Levante, estructuradas entre el Chattienso (Oligoceno superior) y el Burdigaliense inferior, el sentido de transporte tectónico era N310-315E (Sàbat, 1986). En la Serra de Tramuntana, donde la actividad compresiva abarca desde el Burdigaliense inferior hasta el Langhiense o posiblemente Serravalliense, el sentido de emplazamiento de los cabalgamientos ha sido N322E (capítulo II.2.1). Este cambio en el sentido de transporte ha quedado perfectamente reflejado en la orientación actual de las sierras en Mallorca: NE-SO para la Serra de Tramuntana, NNE-SSO para las Sierras de Levante.

Otro punto importante es la continuidad de la deformación

contractiva. No se han distinguido fases de deformación (citadas por numerosos autores, especialmente de la primera mitad del siglo) sino que esta progresa paulatinamente hacia el NO, estructurando, grosso modo, primeramente las Sierras de Levante y finalmente la Serra de Tramuntana, aunque también se han citado casos de emplazamiento fuera de secuencia: en los Binis (II.3.1.5.1.), en el corte general de la isla (IV.1), en el corte de Pastoritx (II.3.1.7) y en los cortes del Puig Major (II.3.1.5) y del Ofre (II.3.1.6).

La relajación del edificio orogénico se manifiesta a partir del Serravalliense hasta la actualidad, mediante el desarrollo de un sistema extensional caracterizado básicamente por grandes fallas normales lítricas (deducidas para el área de Santa Margalida-Muro -III.2- y observadas en el perfil sísmico MAP77-70 -capítulo IV.1.2-) que configuran la actual morfología de altos y cubetas. La extensión post-Mioceno medio no es exclusiva de las cubetas sino que también se ha documentado en la Serra de Tramuntana: destacan, entre otras, la falla normal de Alfabia, con un salto de casi 2 km (II.3.1.6. y también en IV.1.7) y la falla normal de Alaró, con un salto de 1,5 km (II.3.1.6 y también en IV.1.7).

Se ha presentado un corte geológico SE-NO general de la isla de Mallorca, desde Cala Mondragó, al SE, hasta el N de Deià, al NO. El acortamiento total en el corte, paralelo a la dirección de transporte, es del orden del 44% (84 km). Si se considera que la estructuración compresiva ha tenido lugar desde el Oligoceno superior (Chattienso, a partir de los 30 M.a.) hasta el Serravalliense inferior (hasta los 13 M.a.), la velocidad de acortamiento media mínima para la isla de Mallorca es de 4,9 mm/a. En cambio, las fallas normales representadas en el corte provocan una extensión de 5 km y representan un estiramiento aproximado del orden del 5% respecto la configuración de la isla en el momento final de la compresión.



## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADROVER, R., HUGUENEY, M. y MEIN P. (1977): Fauna africana oligocena y nuevas formas endémicas entre los micromamíferos de Mallorca. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 22, 137-149.
- ALONSO, J.L. (1989): Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170, 57-77.
- ALVARO, M. (1987): La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. Min.*, XCVIII (5), 622-629
- ALVARO, M. y DEL OLMO, P. (1984): Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *I Congr. geol. España, Segovia 1984. Comunicaciones*, 3, 1-10.
- ALVARO, M., DEL OLMO, P. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1982): El Cretácico de las Baleares. In: *El Cretácico de España*. Edit. Complutense Madrid, Madrid, 633-653.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO, P. y SIMO, A. (1983): Depósitos de talud carbonático en el Dogger de la Sierra de Artá, Mallorca. In: A.OBRADOR (Ed): *X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Abstracts*. 4.10-4.12.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO, P., RAMÍREZ DEL POZO, J. y SIMO, A. (1984): El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. *Bol. Geol. Min.*, XCV (1), 3-25.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., CABRA, P., COMAS-REGINFO, M.J., FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S.R., GOY, A., DEL OLMO, P., RAMÍREZ DEL POZO, J., SIMO, A. y URETA, S. (1989): El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). In: *Estratigrafía del Jurásico de la Península. Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 67-120.
- ANDRIEUX, J., FONTBOTÉ, J.M. y MATTAUER, M (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12 (2), 191-198.
- ANGLADA, E (1985): *Estudi geològic del massís de Randa (Mallorca)*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 111 p.
- ANGLADA, E. y SERRA-KIEL, J. (1986): El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del Macizo de Randa (Mallorca). *Bol. Geol. Min.*, XCVII (5), 580-589.
- ANGLADA, E., SABAT, F. y SANTANACH, P. (1986): Les charriages de la zone centrale de Majorque (Baléares, Espagne): la structure de la région de Randa. *C.R.Acad. Sci. Paris, Série II*, 303 (7), 585-590.
- AUZENDE, J.M., BONNIN, J. y OLIVET, J.L. (1973): The origin of the Western Mediterranean basin. *Quart. J. geol. Soc. London*, vol 129, 607-620.
- AYALA, C.; POUS, J.; SÀBAT, F.; CASAS, A.; RIVERO, L. y GELABERT, B. (1994): Modelización gravimétrica de la isla de Mallorca. *Rev. Soc. Geol. España*. 7 (3-4), 1994.
- AZEMA, J., BOURROUILH, R., CHAMPETIER, Y., FOURCADE, E. y RANGHEARD, Y. (1974): Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre les chaînes ibériques, les cordillères bétiques et les Baléares. *Bull. Soc. géol. France, Série 7, XVII (1)*, 98-107.
- BALANYÁ, J.C. (1991): *Estructura del dominio de Alborán en la parte norte del Arco de Gibraltar*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 210 p.
- BALANYÁ, J.C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1986): Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el arco de Gibraltar. *Geogaceta*. 1, 19-21.
- BALANYÁ, J.C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987): Les directions structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *C.R. Ac. Sc.*, 304, série II, 929-934.
- BALANYÁ, J.C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. *II Congr. Geol. España, Granada, 1988*. Simposios, 35-44.

- BALANYÁ, J.C., CAMPOS, J., GARCÍA-DUEÑAS, V., OROZCO, M. y SIMANCAS, J.F. (1987): Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 2, 51-53.
- BANDA, E., ANSORGE, J., BOLOIX, M. i CORDOVA, D. (1980): Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Letters.*, 49 (2), 219-230.
- BANKS, C. J. y WARBURTON, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southest Spain. *Tectonophysics* 191, 275-289.
- BARON, A. (1977): *Estudio estratigráfico y paleontológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la isla de Mallorca*. Premio Ciudad de Palma, Ed. 1985, Inédito, 180 p.
- BARON, A. y POMAR, L. (1978): Recent distribution of Neogene sedimentation areas of the Mediterranean; area 405: Balearic depression. *IGCP project n. 205 (UNESCO, IUGS)*.
- BATLLE, A. (1971): *Estudio estructural del extremo occidental de la Sierra de Mallorca*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona, Inédit.
- BATLLE, A., FELGUEROSO, C. y FUSTER, J. (1972): Presencia de calizas del Cretácico superior en el extremo suroeste de la Sierra Norte de Mallorca (Balears). *Bol. Geol. Miner.*, 83 (4), 343-350.
- BEETS, C.J. y DE RUIG, M.J. (1992): 87Sr/86Sr dating of coralline algal limestones and its implications for the tectonostratigraphic evolution of the eastern Prebetic (Spain). *Sedimentary Geology*, 78, 233-250.
- BENEDICTO, A. (1991): *Estudio de la estructura y del relieve de la cubeta miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y del subsuelo*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 170 p.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. y LE PICHON, X. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *Structural History of the Mediterranean Basin, Split 1975*. Éd. Technip, Paris, 143-164.
- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J. y MONTARDET, L. (1978): Structure and evolution of the Mediterranean Basin. In: K.J. HSU, L.MONTADERT, D.BERNOUILLI, G.BIZON, M.CITA, A.ERICSON, F.FABRICIUS, R.E.GARRISON, R.B.KIDD, F.MELIERES, C.MULLER i C.RIGHT (Eds). *Init. Repts. D.S.D.P., U.S. Govt. Print Of., Washington D.C.*, 42 (1),951-984.
- BIZON, G., BIZON, J.J., BOURROUILH, R.y MASSA, D. (1973): Présence aux îles Baléares (Méd. occid.) de sédiments "messiniens" déposés dans une mer ouverte, à salinité normale. *C.R.Acad. Sci. Paris*, (277) 12, 985-988.
- BOSTROM, R.C. (1971): Westward displacement of the lithosphere. *Nature*, 234, 356-538.
- BOUILLIN, J.P. (1984): Nouvelle interpretation de la liason Apennin-Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie tethysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, 25, 5, 321-338.
- BOURGOIS, J. (1978): La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Ann. Scient. Univ. Besançon (France)*, 30, 445 pàg.
- BOURGOIS, J. (1980): Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: discussions and replay. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 631-636.
- BOURROUILH, R. (1970a): Découverte d'Oligo-Miocène inférieur continental à Minorque. Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C.R. somm. Soc géol, France*, 7, 247-248.
- BOURROUILH, R. (1970b): Le problème de Minorque et des Sierras de Levante de Majorque. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC (4), 363-380.
- BOURROUILH, R. (1973): *Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares)*. La terminasion nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat d'état. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 882 p.
- BOURROUILH, R. (1983): Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 99, 672 p.
- BOUTET, C., RANGHEARD, Y., ROSENTHAL, P., VISSCHER, H. y DURAND-DELGA, M. (1982): Decouverte d'une microflore d'âge Norien dans la Sierra Norte de Majorque (Baléares, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294 (II), 1267-1270.
- BOYER,S. y ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. *A.A.P.G.Bull.*, 66, 9, 1196-1230.
- BUROLLET, P.F., SAID, A. y TROUVE, Ph. (1978): Slim holes drilled on the Algeria shelf. *Init. Reports D.S.D.P., U.S. Government. Print Of., Washington D.C.*, 42 (2), 1181-1184.
- BURRUS, J. (1984): Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, 55; 247-269.
- BURRUS, J., OLIVET, J.L., AUZENDE, J.M., CAZES,M., CURNELLE, R., GALDEANO, A.,LABAUME, P., MAUFFRET, A., PATRIAT, P. y PINET, B. (1987): Profil ECORS Golfe de Lion: Rapport d'implantation. I.F.P. (inédit), 116 pp i 92 figs.
- CADEK, O y RICARD, Y. (1992): Toroidal/Poloidal Energy Partitioning and Global Lithospheric Rotation during Cenozoic Time. *Earth Planetary Science Letters*, 109, 621-632.
- CAIRE, A. (1978): The central Mediterranean mountain chains in the alpine orogenic environment. *The Ocean Basins and Margins*. Plenum, N.Y., 201-256.
- CASAS, J.M., MARTÍNEZ, A., MUÑOZ, J.A., ROCA, E., RODRÍGUEZ-PEREA, A., SABAT, F. y VERGES, J. (1990): Detail duplex geometry: its role in the characterization of a thrust system (Puigpunyent -Galatzó area, Mallorca island). *Inter. Confer.Thrust Tectonics, London 1990. Abstracts*, 77.
- CHAUVE, P., AZEMA, J. y FOURCADE, E. (1978): Place structurale des Baléares dans l'edifice bétique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, 287, 435-438.
- COLLET, L. (1909): Quelques observations sur la géologie de la Sierra de Majorque. *Arch. Scien. Phys. Nat.*, 27 (4), 589-615.
- COLOM, G. (1946): Los foraminíferos de las margas Vindobonienses de Mallorca. *Estud. Geol.*, 3, 113-176.
- COLOM, G. (1947): Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares desde el Lías superior al Cenomanense-Turonense. *Inst. Lucas Mallada C.S.I.C.*, 147 p.
- COLOM, G. (1967): Los depósitos lacustres del Burdigaliense superior de Mallorca. *Mem. Reial Acad. Ciènc. i Arts Barcelona*, XXVIII (5), 327-395.
- COLOM, G. (1975): *Geología de Mallorca*. 2 vol., Dip. Prov. Baleares, Inst. Est. Baleáricos, Patronato "José María Quadrado", CSIC, Mallorca, 519 p.
- COLOM, G. (1980): Nota preliminar sobre la existencia del Plioceno inferior marino, en Mallorca (Balears). *Acta Geológica Hispánica*, XV, 2, 45-49.
- COLOM, G. y ESCANDELL, B. (1960-62): L'évolution du géosynclinal baléare. *Mem. h. s. Soc. géol. France. Livre à la Mémoire du Prof. Paul Fallot*, I, 125-136.
- COLOM, G. y RANGHEARD, Y. (1973): Données nouvelles sur l'extension de niveaux lacustres dans des formations du Miocène inférieur de la Sierra Norte de Majorque (Baléares). *Ann. Scient. de l'Univ. de Besançon (Geol.)*, 3ème sér., fasc. 18, 115-129.
- COLOM, G. y SACARES,J. (1976): Estudios sobre la geología de la región de Randa-Llucmajor-Porreres. *Rev. Balear*, 44/45: 21-71.
- COMAS, M.C. (1978): *Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis Univ. Bilbao, 323 pp.
- COMAS, M.C. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1988): La evolución de un segmento del paleomargen sudibérico: la zona Subbética. *II Congr. Geol. España, Granada 1988. Guía de la excursión*, B-3, 1-63.
- COMAS, M.C. y JURADO, M.J. (1990): The sedimentary record of the Iberian-Alboran margin. *IXth Congr.*
- R.C.M.N.S. "Global events and Neogene evolution of the Mediterranean", Barcelona 1990. Abstracts, 105.
- CRESPO-BLANC, A.,OROZCO, M. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1994): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, vol 13, 1, 78-88.
- CUERDA, J. (1975): Los tiempos cuaternarios en Baleares. *Dip. Prov. Baleares., Inst. Est. Baleáricos, C.S.I.C.*, 304 p.
- CUEVAS, F. (1958): Informe geológico y minero de los yacimientos de cobre de Banyalbufar y Valldemossa, Mallorca. *Informe técnico*, Inédito.
- CUEVAS, J., ALDAYA, F., NAVARRO-VILA, F. y TUBÍA, J.M. (1986): Caractérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes Alpujárrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne). *C.R.Ac. Sc.* 1177-1180.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1969): Balanced cross-sections. *Can. J. Earth. Sci.*, 6, 743-757.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1990): Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *A.A.P.G. Bulletin*, 74 (3); 336-344.
- DAÑOBEITIA, J.J., ARGUEDAS, M., GALLART,J., BANDA, E. y MAKRIS, J. (1992): Deep crustal configuration of the Valencia Trough and the Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. *Tectonophysics*, 203 (1-4), 37-56.
- DARDER, B. (1914): El Triásico de Mallorca. *Trabajos del Mus. Nac. de Cien. Nat.*, Ser. Geol. 7.
- DARDER, B. (1925): La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque *Bull. Soc. géol. France.*Série 4, XXV (1), 245-278.
- DERCOURT,J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN,V.G., y 15 personas más (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123 (1-4), 241-235.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W. y KNOTT, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. In: M.P. COWARD, D. DIETRICH y R.G. PARK (Eds): *Alpine Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 45, 265-283.
- DILLON, W.P., ROBB, J.M., GREENE, M.G. y LUCENA, J.C. (1980): Evolution of the continental margin of southern Sardinia and the Alboran Sea. *Mar. Geol.*, 36 (3/4), 205-226.
- DOGLIONI, C (1991): Una interpretazione della tettonica globale, *Le Scienze*, 270, 32-42.
- DOGLIONI, C. (1992): Main differences between thrust belts. *Terra Nova*, 4, 152-164.
- DOGLIONI, C. (1993a): Global evidence for a global tecto-

- nic polarity. *Journal of the Geological Society of London*. Vol 150, 991-1002.
- DOGLIONI, C. (1993b): Some remarks on the origin of fore-deeps. *Tectonophysics*, 228, 1-20.
- DOGLIONI, C. (1994): Foredeep versus subduction zones. *Geology*. Vol 22, No 3, 271-274.
- DOGLIONI, C. (1995): Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics*, 252, 253-267.
- DONOSO, J. M., LINARES, D., PASCUAL, I. y SERRANO, F. (1982): Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior de Port de's Canonge y Randa (Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 229-232.
- DURAND-DELGA, M. (1980): La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Soc. géol. Fr., Mém. h. sér.*, 10, 203-224.
- EGELER, C. G. y SIMON, O. J. (1969): Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.*, 25, 1-90.
- EGUIZABAL, F. J. (1982): *Estudio estratigráfico y sedimentológico del Burdigaliense de Randa (Mallorca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Palma de Mallorca.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960): Sur l'existence de diverses phases orogéniques alpines dans l'île de Majorque. *Bull. Soc. Géol. France*, Vol. "Cordillères Bétiques", Espagne.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962): Estudio Geológico de la zona de Randa. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España, Madrid*, 65, 23-48.
- ESTEBAN, M. (1979): Significance of the upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Paleogeog. Palaeoecol.*, 29, 169-188.
- ESTEBAN, M., CALVET, F., DARIO, C., BARON, A., GINER, J., POMAR, L. y SALAS, R. (1977): Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain: morphology, composition and depositional environments. *Third Inter. Coral Reef Symposium, Miami 1977. Abstracts*, 23-27.
- ESTÉVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1984): Néotectonique du secteur central des Chaînes bétiques (bassins de Guadix-Baza et de Granada). *Rev. Géogr. Phys. géol. Dyn.*, 24, 1, 23-34.
- ESTÉVEZ, A., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. (1982): Evidencia de una fase compresiva de edad tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 38, 1-2 55-60.
- ESTÉVEZ, A., GONZÁLEZ-DONOSO, J. M., LINARES, D., MARTÍN-ALGARRA, A., SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F. (1984): El cabalgamiento finiserravallense del norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 3, 151-173.
- FALLOT, P. (1922): *Etude géologique de la Sierra de Majorque*. Thèse d'état, Libr. Polytechnique Ch. Béranger, Paris i Liège, 480 p.
- FALLOT, P. (1923): Le problème de Minorque. *Bull. Soc. géol. France, Série 4*, XXIII (1), 3-44.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 8, 83-172.
- FALLOT, P. y DARDER, B. (1925): Observaciones geológicas de la región central de la isla de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural, Madrid* XXV, 488-498.
- FERRÚS, B. (1990): *Estructura geològica del Sector del Puig Tomir (Serra de Tramuntana de Mallorca), i les seves relacions amb la sedimentació miocena*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 130 p.
- FERRÚS, B., RODRÍGUEZ-PEREA, A., SÀBAT y SERRANO, F. (1992): Dépôts miocènes syntectoniques dans la Serra de Tramuntana (Ile de Majorque, Baléares). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314, Série II, 837-842.
- FLINCH, J., BALLY, A. y WU, S (1996): Emplacement of a passive-margin evaporitic allocthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*. V 24, p. 67-70.
- FONTBOTE, J. M., GUIMERA, J. ROCA, E., SABAT, F., SANTANACH, P. y FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4), 249-259.
- FORNOS, J.J. (1983): *Estudi sedimentològic del Miocè terminal de l'illa de Mallorca*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 228 p.
- FORNOS, J.J. y POMAR, L. (1983): El Mioceno superior de Mallorca. Unidad de Calizas de Santanyí (Complejo Terminal). In: L. POMAR, A. OBRADOR, J. J. FORNOS, A. RODRÍGUEZ-PEREA (Eds): *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca). Guía de las excursiones del X Congreso Nac. Sedim., Menorca 1983*. Inst. Est. Balearics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 177-206.
- FORNOS, J. J. y POMAR, L. (1984): Facies, ambientes y secuencias de plataforma carbonatada somera (Formación Calizas de Santanyí) en el Mioceno Terminal de Mallorca (Islas Baleares). In: A. OBRADOR (Ed): Libro homenaje a L. Sánchez de la Torre. *Publ. Geol. Univ. Auton. Barcelona*, 20, 319-358.
- FORNOS, J. J., RODRÍGUEZ-PEREA, A. y SABAT, F. (1984): El Mesozoico de la Serra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). *I Congr. Geol. España, Segovia 1984. Comunicaciones*, 1, 173-185.
- FORNOS, J. J., MARZO, M., POMAR, L., RAMOS-GUERREIRO, E. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1991): Evolución tectono-sedimentaria y análisis estratigráfico del Terciario de la isla de Mallorca. In: F. COLOMBO (Ed): *I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic 1991. Libro-Guía Excursión nº 2*. Dept. G.D.G.P., Univ. Barcelona, Barcelona, 145 p.
- FOURCADE, E., AZEMA, J., CHABRIER, G., CHAUVE, P., FOUCAULT, A. y RANGHEARD, Y. (1977): Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, Baléares, corso-sardes et alpines. *Rev. Géogr. Phys. géol. Dyn.*, 19 (4), 377-388.
- FREEMAN, R., RODRÍGUEZ-PEREA, A. y SÀBAT, F. (1988): Neogene clockwise rotation of the Balearic islands (Spain): evidence from paleomagnetism. *Ann. Geophys., Spec. Issue.*, 60.
- FREEMAN, R., SABAT, F., LOWRIE, W. y FONTBOTE, J. M. (1989): Paleomagnetic results from Mallorca (Balearic islands, Spain). *Tectonics*, 8 (3), 591-608.
- FUSTER, J. (1973): Estudio de las reservas hidráulicas totales de Baleares. Informe de síntesis general. *Ministerio de Obras Públicas, Industria y Agricultura.*, 2 tomos.
- GALBRUN, B., RIVAS, P., BAUDIN, F., FOUCAULT, A., FOURCADE, E. y VRIELYNCK, B. (1989): Magnetostratigraphie du Toarcien à faciès "ammonitico rosso" de la zone Subbétique (Espagne). *Académie de Sciences Comptes Rendus*, v. 308, p. 501-507.
- GALINDO-ZALDIVAR, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F. y JABALOY, A. (1989): Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinamica Acta*, 3 (1), 73-85.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y BALANYÁ, J.C. (1986): Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2/3, p. 23.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y BALANYÁ, J.C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9, 29-33.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, J.C. y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- GARCÍA-DUEÑAS, V., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M., NAVARRO-VILA, F. (1986): La zona de falla de Torres-Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales). *Geogaceta*, 1, 17-19.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1976): Alpujarrides, Maláguides et autres unités allochtones au nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, 641-648.
- GARCÍA-YAGUE, A. y MUNTANER, A. (1968): Estudio hidrogeológico del llano de Palma. *Ministerio de Obras Públicas. D.G.O.P. y S.G.O.P.*, 3 Tomos.
- GELABERT, B.; SABAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992): A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203, 167-183.
- GÉLARD, J.P. (1979): Géologie du Nord-est de la Grand Kabylie. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 5, 335 p.
- GIL, J.A. (1994): *Estudio geológico de la zona de Son Fe (Mallorca). Un ejemplo de inversión tectónica*. Tesis de Licenciatura. Universitat de Barcelona. 105 pàg.
- GOBERT, B., HIRN, A. y STEINMETZ, L. (1972): Shots of profile II, recorded on land, north of the Pyrenees. *Bull. Centre Rech. Pau -SNPA*, 6 (2), 433-444.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, D., PASCUAL, I. y SERRANO, F. (1982): Datos sobre la edad de las secciones del Mioceno inferior de Es Port de's Canonge y de Randa (Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Natur. Balears*, 26, 229-232.
- HAIME, J. (1855): Notice sur la géologie de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Geol. de France*, 2ème, Série 12, 734-752.
- HAXBY, W.F. (1983): Geotectonic Imagery from SEASAT. In: *Yearbook 1982-1983*. Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, 12.
- HAYWARD, A.B. y GRAHAM, R.H. (1989): Some geometrical characteristics of inversion. *Geological Society, Special Publications*, 84, 17-39.
- HERMES, J.J. (1978): The Prebetic Zone, the Guadalquivir Basin and the Balearic Promontory. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 4, 187-190.
- HERMITE, H. (1879): *Etudes géologiques sur les îles Baléares; Première partie Majorque et Minorque*. Thèse, Université de Paris, Ed. Pichon, Paris, 1-362.
- HINZ, K. (1972): Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the Western Mediterranean, south and north of the island of Mallorca. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 6 (2), 405-426.
- HODELL, D.A., MUELLER, P.A. y GARRIDO, J.R. (1991): Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology*, 19, 24-27.
- HOLLISTER, J. (1934): Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math. phys. Kl.*, Ser. 3, 10, 117-154 (trad.: HOLLISTER, J. (1942): La posición de las Baleares en las orogenias varisca y alpina. *Publ. Extr. Geol. España*, 1, 71-102).
- HUGUENEY, M. y ADROVER, R. (1982): Le peuplement des Baléares (Espagne) au Paléogène. *Geobios, Mem. Special.*, 6, 439-449.
- HUNT, C.W. (1957): Planimetric equation. *J. Alta. Petrol. Geol.*, 5; 259-264.
- INSTITUTO GEOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

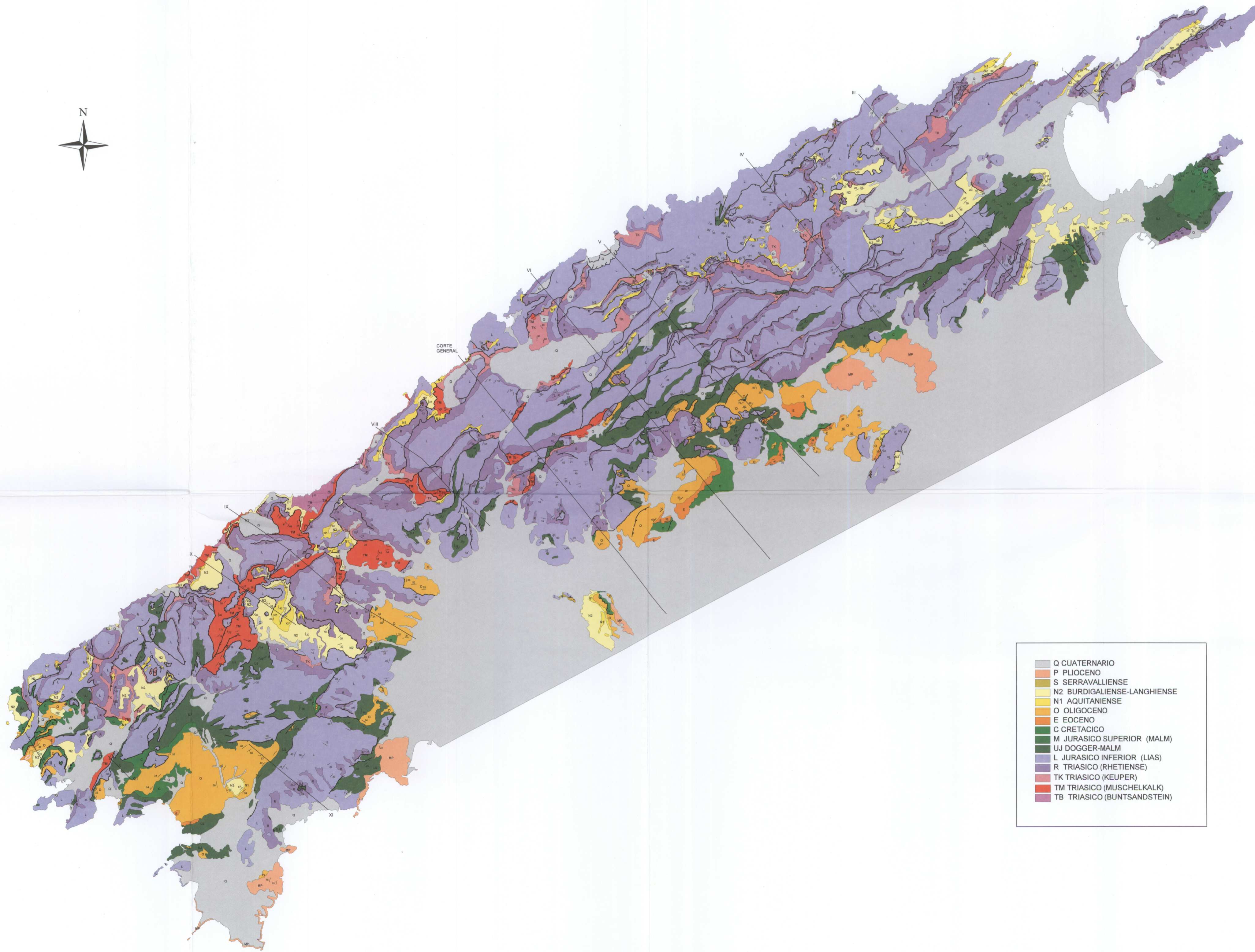


- (1991): Escala 1:50.000. (MAGNA) Hojas (40-25) Formentor, (30-26) Sóller, (38-27) Palma.
- JAMISON, W.R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Jour. Struc. Geol.*, 9 (2); 207-219.
- JAMISON, W.R. (1992): Stress controls on fold thrust style. *Thrust Tectonics*. Ed. K.R. McClay. 155-164.
- JONG, K., de (1991): *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)*. Ph.D. University of Vrije, Amsterdam, 192 pp.
- JONGE, M.R. de, WORTEL, M.J.R. y SPAKMAN (1994): Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: the Mediterranean region. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, n B6, p 12091-12108.
- KOOI, H., HETTEMA, M. y CLOETHING, S. (1991): Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North Sea Basin. *Tectonophysics*, 192; 245-259.
- LAUBSCHER, H.P. (1976): Fold development in the Jura: *Tectonophysics*, v 37, p. 337-362.
- LE PICHON, X. (1968): Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3661-3697.
- LE PICHON, X. (1984): The Mediterranean seas. *Proc. of 27th Inter. Geol. Congr.*, Origin and history of marginal and inland seas, vol 23; 189-222.
- LEBLANC, D. y OLIVIER, Ph. (1984): Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101 (3/4), 345-355.
- LONERGAN, L. (1993): Timing and kinematics of deformation in the Malaguide complex, internal zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain. *Tectonics*, vol. 12, 460-476.
- LONERGAN, L., PLATT, J.P. y GALLAGHER, L. (1994): The internal-external zone boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Jour. Struc. Geol.*, 16, 2, 175-188.
- MAHDJOUR, Y. y MERLE, O. (1990): Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, Série 8, VI, 4, 629-634.
- MARCO, C. (1995): *Estudi geològic del sector Bonany-Porreres*. Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona.
- MARMORA de la, A. (1835): Observations géologiques sur les deux îles Baléares (Majorque-Minorque). *Mem. R. Acad. Scien. Torino*, 38 (51). Traducción Castellana de D.A. Furió. Imprenta Gelabert, Palma de Mallorca, 1867.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- MARTÍN-ALGARRA, A., SANZ DE GALDEANO, C. y ESTEVEZ, A. (1988): L'évolution tectosedimentaire miocène de la région au Nord de Sierra Arana (Cordillère Bétique) et sa relation avec la mise en place du Bloc d'alboran. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, 119-127.
- MATAILLET, R. y PECHOUX, J. (1978): *Etude géologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Balérea, Espagne)*. Thèse, Université Franch-Conté, Besançon, 161 p.
- MATTAUER, M., FAURE, M. y MALAVIEILLE, J. (1981): Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Journal of Structural Geology*, v 3, p. 401-409.
- MAUFFRET, A. (1976): *Etude géodynamique de la marge des îles Baléares*. Thèse Doctorale d'état. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 137 p.
- MAZAUD, A., GALBRUN, B., AZEMA, J., ENAY, R., FORUCADE, C. y RASPLUS, L. (1986): Données magnétostratigraphiques sur le Jurassique supérieur et le Berriasien du N.E. des Cordillères Bétiques. *Académie des Sciences Comptes Rendus*, v. 302, p. 1165-1170.
- MEDIALDEA, T., SURIÑACH, E., VEGAS, R., BANDA, E. y ANSORGE, J. (1986): Crustal structure under the western end of the Betic Cordillera (Spain). *Ann. Geophys.*, Series B, 4 (4), 457-464.
- METS, de, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. y STEIN, S. (1990): Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- MICHARD, A. y CHALOUAN, A. (1990): The Ghomarides Paleozoic terrane, Rif-coast range, Morocco, and its bearing on western Mediterranean tectonics. *V Congress of the Geological Society of Greece, Thessaloniki*, Abstracts, p. 55.
- MILLER, K.G., FEIGENSON, M.D., WRIGHT, J.D. y CLEMENT, B.M. (1991): Miocene isotope reference section, D.S.D.P. Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography*, 6: 33-52.
- MITRA, S. (1990): Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *A.A.P.G. Bull.*, 74, 6, 921-945.
- MITRA, S. (1993): Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *A.A.P.G. Bull.*, 77, 7, 1159-1191.
- MORELLI, C., PISANI, M. y GANTAR, C. (1975): Geophysical anomalies and tectonics in the western Mediterranean. *Bol. Geofis. teor. appl.*, 18, 211-249.
- MORLEY, C.K. (1987). Origin of a major cross-element zone: Moroccan Rif. *Geology*, 15, 761-764.
- MUNTANER, A. (1957): Las formaciones cuaternarias de la Bahía de Palma. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 3, 77-126.
- NARR, W. y SUPPE, J. (1994): Kinematics of basement involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294, 802-860.
- NAVARRO-VILA, F. (1976): *Los Mantos alpujarrides y Maláguides al N. de Sierra Nevada*. Tesis Doctoral. Univ. Bilbao, 288 p.
- NELSON, T.H. y TEMPLE, P.G. (1972): Mainstream mantle convection: A geologic analysis of plate motion. *A.A.P.G. Bulletin*, 56, 226-246.
- NOLAN, H. (1895): Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baléare. *Bull. Soc. Geol. France*, (3) 23: 76-91.
- OBERT, D. (1981): *Etude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie)*. Thèse Sc. Univ. Paris VI, Mém. Sc. Terre 81-32, 635 p.
- O'CONNELL, R., GABLE, C.G. y HAGER, B. (1991): Toroidal-poloidal partitioning of lithospheric plate motions. In: SABADINI, R. et al. (eds). *Glacial Isostasy, Sea-level and Mantle Rheology*. Kluwer Academic Publisher, 334, 535-551.
- OGG, J.G., STEINER, M.B., OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1984): Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, v 71, p. 147-162.
- OSETE, M.L., FREEMAN, R. y VEGAS, R. (1988): Preliminary paleomagnetic results from the Subbetic Zone: Kinematic and structural implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v 52, p. 283-300.
- OSETE, M.L., FREEMAN, R. y VEGAS, R. (1989): Paleomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary, in Kissel, C. i Laj, C. eds., *Paleomagnetic rotations and continental deformation: London, Kluwer*, p. 381-385.
- PAQUET, J. (1974): Tectonique éocène dans les Cordillères Bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, 15, 58-71.
- PARÉS, J.M. (1985): *Estructura geològica de l'extrem meridional de les Serres de Llevant*. Tesis de Licenciatura, Universitat de Barcelona, 107 p.
- PARÉS, J.M.; FREEMAN, R. y SÀBAT, F. (1988): Síntesis de los resultados paleomagnéticos en los bordes de la cuenca catalano-balear. *Cuad. Geol. Ibérica*, 12, 59-74.
- PARÉS, J.M., FREEMAN, R. y ROCA, E. (1992): Neogene structural development in the Valencia Trough margins from paleomagnetic data. *Tectonophysics*.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17 (6), 540-543.
- PLATZMAN, E.S. (1992): Paleomagnetic rotations and the kinematics of the Gibraltar arc. *Geology*, v.20, p.311-314.
- POMAR, L. (1979): La evolución tectosedimentaria de las Baleares: análisis crítico. *Acta Geol. Hispánica*, 14, 293-310.
- POMAR, L. (1991): Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, v.38, 243-269.
- POMAR, L. y COLOM, G. (1977): Depósitos de flujos gravitatorios en el Burdigaliense de Es Racó de's Gall-Auconassar (Sóller, Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Natur. Baleares*, 22, 119-136.
- POMAR, L. y CUERDA, J. (1979): Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 505-514.
- POMAR, L. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1983): El Neógeno inferior de Mallorca: Randa. In: L. POMAR, A. OBRADOR, J. J. FORNOS y A. RODRÍGUEZ-PEREA (Eds): *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Inst. Est. Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 115-137.
- POMAR, L., MARZO, M. y BARON, A. (1983a): El Terciario de Mallorca. In: L. POMAR, A. OBRADOR, J. J. FORNOS y A. RODRÍGUEZ-PEREA (Eds): *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Inst. Est. Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 21-44.
- POMAR, L., RIBA, O., RODRÍGUEZ-PEREA, A. y SANTANACH, P. (1983b): Estructuras de deformación en el Mioceno inferior de's Port de's Canonge y del macizo de Randa (Mallorca). In: L. POMAR, A. OBRADOR, J. J. FORNOS y A. RODRÍGUEZ-PEREA (Eds): *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Inst. Est. Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 45-57.
- POMAR, L., ESTEBAN, M., CALVET, F. y BARON, A. (1983c): La Unidad Arrecifal del Mioceno superior de Mallorca. In: L. POMAR, A. OBRADOR, J. J. FORNOS y A. RODRÍGUEZ-PEREA (Eds): *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. Guía de las excursiones del X Congr. Nac. Sedim., Menorca 1983. Inst. Est. Baleàrics, Universitat de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, 139-175.
- POMAR, L., RODRÍGUEZ-PEREA, A., SABAT, F. y FORNOS, J.J. (1990): Neogene stratigraphy of Mallorca Island. In: J. AGUSTI, R. DOMENECH, R. JULIA y J. MARTINELL (Eds): *Iberian Neogene Basins. Field Guidebook. Paleont. Evol. (Mem. especial)*, 2, 271-320.
- RAMOS-GUERRERO, E. (1988): *El Paleógeno de las Baleares. Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis Doctoral, 3 vol., Universitat de les Illes Balears-Universitat de Barcelona, 219 p.
- RAMOS-GUERRERO, E., MARZO, M., POMAR, L. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1985): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno del sector occidental de la Sierra Norte de

- Mallorca (Balears). *Rev. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 40, 29-63.
- RAMOS-GUERRERO, E., RODRÍGUEZ-PEREA, A., SABAT, F. y SERRA-KIEL, J. (1989a): Cenozoic tectosedimentary evolution of Mallorca island. *Geodinamica Acta*, 3 (1), 53-72.
- RAMOS-GUERRERO, E., CABRERA, LI., y MARZO, M. (1989b): Sistemas lacustres paleógenos de Mallorca (Mediterráneo occidental). *Acta Geol. Hisp.*, 24 (3-4), 185-203.
- RAMOS-GUERRERO, E., BERRIO, I., FORNOS, J.J., y MORA-GUES, L. (en prep.): Depósitos lacustres-palustres del mioceno medio de Mallorca: la unidad de calizas de Son Verdera.
- REHAULT, J.P. (1981): *Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale)*. Thèse d'État, Paris VI, 128 pp.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1984): The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.*, 55 (3/4), 447-477.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985): The western Mediterranean basin. In: D.G. Stanley y F.C. Wezel (Eds): *Geological evolution of the Mediterranean Sea*. Springer-Verlag, N.Y., 101-130.
- RICARD, Y., DOGLIONI, C. y SABADINI, R. (1991). Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral mantle viscosity variations. *Journal of Geophysical Research*, 96, B5, 8407-8415.
- ROCA, E. (1992): *L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis Doctoral, 2 vol, Universitat de Barcelona, 330 p.
- ROCA, E. y VERGES, J. (1989): Estudio de la evolución neógena del sector suroccidental de la Serra de Tramuntana (Mallorca). *Bol. Geol. Min.*, C (5), 842-852.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A (1981): *Estudio sedimentológico del Mioceno basal transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, Inédito.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1984): *El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales*. Tesis doctoral, Universidades de les Illes Balears y Barcelona, 532 p.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1986): Megaturbiditas calcáreas en el Mioceno de Mallorca. Fm. Turbidítica de Banyalbufar. *XI Congreso Español de Sedimentología*, 153.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. y POMAR, L (1983): El Mioceno de la Sierra Norte de Mallorca (Sector occidental). *Acta Geol. Hisp.*, 18, 105-116.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. y RAMOS-GUERRERO, E. (1984): Presencia de Paleozoico en la Serra de Tramuntana (Mallorca). *Bol. Soc. Hist. Nat. Balears*, 28, 145-148.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A., RAMOS-GUERRERO, E., POMAR, L., PANIELLO, X., OBRADOR, A. y MARTI, J. (1987): El Triásico de las Baleares. In: Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico en España. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 11, 295-321.
- RUIG, de, M. (1992): Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation. Tesis Doctoral. 207 pàg. Vrije Universiteit Amsterdam.
- RYAN, W.B.F. (1969): *The floor of the Mediterranean Sea*. Ph Doctoral Thesis. Columbia University, New York, 421 p.
- SABAT, F (1986): *Estructura Geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesis Doctoral, 2 vol., Universitat de Barcelona, 128 p.
- SÀBAT, F. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1989): The geology of Mallorca: A field trip. 1989. Inédito.
- SABAT, F y SANTANACH, P. (1987): Cabalgamientos en les Serres de Llevant de Mallorca. *Geogaceta*, 2, 10-12.
- SABAT, F., MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1988): Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geol. Rundschau*, 77 (2), 529-538.
- SÀBAT, F; VERGÉS, J; CASAS, J. M.; MARTÍNEZ, A.; MUÑOZ, J. A.; ROCA, E. y RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1990): Detailed duplex geometry: its role in the characterization of a thrust system (Puigpunyent-Galatzó area, Mallorca Island). *Inter. Confer. Thrust Tectonics, London 1990. Abstracts*, 77.
- SANTANACH, P., SANZ DE GALDEANO, C. y BOUSQUET, J.C. (1980): Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, XCI, II, 417-440.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales en las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39, 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean. Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172 (1/2), 107-119.
- SAVOSTINI, L. A., SIBUET, J. C., ZONENSHAIN, L. P., LE PICHON, X. y ROULET, M. J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123 (1-4), 1-35.
- SCHMIDT, M. (1936): Fossilien der spanischen Trias. *Abh. Heidelb. Akad. Wiss. Math. Natur.*, 22, 1-140.
- SIMANCAS, J. F. y CAMPOS, J. (1988): La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética. *Simposio Cinturones Orogénicos, II Congr. Geol. España*, 27-33.
- SIMO, A. y RAMÓN, X. (1983): El Mioceno de la Cuenca de Palma, St. Margarita, La Pobra y Campos, y la plataforma de Lluçmajor y de Marina de Llevant: Estudio de sondeos. *Informe interno del I.G.M.E.*
- SMET, de M.E.M. (1984): Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 107, 57-79.
- SPAKMAN, W. (1986): Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnb.*, 65 (2), 145-153.
- SPAKMAN, W. (1990): Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, 2, (6), 542-553.
- SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACS, L.C, OAKEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J y MACNAB, R (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- STEINER, M., OGG, J. y SANDOVAL, J. (1987): Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey, Sierra Arana and Campillo de Arenas (southern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, v 82, p. 357-372.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- SUPPE, J. (1985): *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 537 p.
- SUPPE, J. (1986): Reactivated normal faults in the western Taiwan fold-and-thrust belt. *Memoir of the Geological Society of China*. 7, 187-200.
- SUPPE, J., CHOU, G.T. y HOOK, S.C. (1992): Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics*. Ed. K.McClay. 105-121.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D. A.(1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83/3: 409-454.
- SUPPE, J. y NAMSON, J. (1979): Fault-bend origin of frontal folds of the western Taiwan fold-and-thrust belt: *Petroleum Geology Taiwan*, 16, 1-18.
- TORNE, M. (1988): *Cartografia i interpretació gravimètrica de Catalunya*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona, 176 p.
- TORNE, M., PASCAL, G., BUHL, P., WATTS, A. B. y MAUFERT, A. (1992): Crustal and Velocity Structure of the Valencia Trough (Western Mediterranean). Part I: A combined refraction/wide angle reflection and near vertical reflection study. *Tectonophysics*, 203 (1-4), 1-21.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1974): El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SE de Sierra Almirajara. *Cuad. Geol.*, 5, 21-77.
- TORRES-ROLDÁN, R. L. (1979): *La evolución tectonometamórfica del Macizo de los Reales (extremo occidental de la zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el dominio cortical Alpujarride-Maláguide de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- TUBÍA, J. M. y GIL-IBARGUCHI, J. I. (1991): Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal Geol. Society London*, 148, 801-804.
- TUBÍA, J. M. y CUEVAS, J. (1986): High-temperature emplacement of the emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *J. Struct. Geol.*, 8, 473-482.
- VANDENBERG, J. (1980): New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula. *Geologie en Mijnbouw*, v. 59, p. 49-60.
- VIDAL, L. M. (1905): Note sur l'Oligocène de Majorque. *Bull. Soc. géol. France*, Série 4, V, 651-654.
- VILA, J. M. (1980): *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 663 p.
- VIRGILI, C. (1952): Hallazgo de nuevos Ceratites en el Triásico mallorquín. *Mem. Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona*, 9: 19-39.
- WARBURTON, J. (1986): The ophiolite-bearing Schistes Lustrés nappe in Alpine Corsica: A model for the emplacement of ophiolites that have suffered HP/LT metamorphism, in Evans, B.W., and Brown, E.H., eds., Blueschists and eclogites: *Geological Society of America Memoir* 164, p. 313-331.
- WEILER, Y. y STANLEY, D.J. (1973): Sedimentation on Balearic rise, a founded block in western Mediterranean. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57 (4), 811-812.
- WILDI, W. (1983): La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, 24, (3), 201-297.
- XIAO, H. y SUPPE, J. (1992): Origin of rollover. *A.A.P.G. Bull.* 76, 4, 509-529.
- ZIEGLER, P. (1988): Evolution of the Artic-North Atlantic and the western Tethys. *A.A.P.G. Memoir* 43.



MAPA GEOLÓGICO DE LA  
SIERRA DE TRAMUNTANA (MALLORCA)



Q	CUATERNARIO
P	PLIOCENO
S	SERRAVALLIENSE
N2	BURDIGALIENSE-LANGHIENSE
N1	AQUITANIENSE
O	OLIGOCENO
E	EOCENO
C	CRETACICO
M	JURASICO SUPERIOR (MALM)
UJ	DOGIER-MALM
L	JURASICO INFERIOR (LIAS)
R	TRIASICO (RHETIENSE)
TK	TRIASICO (KEUPER)
TM	TRIASICO (MUSCHELKALK)
TB	TRIASICO (BUNTSANDSTEIN)

