

ESTUDIO TECTONICO DE LAS HOJAS
DE MALLORCA (10-07) y CABRERA (10-08)

ESCALA 1:200.000

Por

M. ALVARO LOPEZ

Compañía General de Sondeos, S.A.

Madrid, 1985

I N D I C E

	<u>Pags.-</u>
1.- <u>INTRODUCCION</u>	1
2.- <u>EL ZOCALO DE MALLORCA</u>	4
3.- <u>EVOLUCION GEODINAMICA DURANTE EL MESOZOICO</u>	9
4.- <u>TECTOGENESIS ALPINA</u>	11
4.1.- <u>ZONACION TECTONICA y DOMINIOS ESTRUCTURALES</u>	11
4.1.1.- <u>Dominio de la Sierra Norte</u>	13
4.1.1.1.- <u>Introducción</u>	13
4.1.1.2.- <u>Unidades tectónicas</u>	15
4.1.1.3.- <u>Recopilación y conclusiones</u>	23
4.1.2.- <u>Dominio de las Sierras de Levante</u>	30
4.1.2.1.- <u>Sierras de Levante (s.s) (F. SABAT)</u>	30
4.1.2.2.- <u>La zona de Randa (E. ANGLADA y F. SABAT)</u>	68
4.1.2.3.- <u>La zona de Bon Any</u>	74
4.1.2.4.- <u>La unidad de Alcudia</u>	76
4.1.3.- <u>Cuencas Postorogénicas</u>	78
4.1.3.1.- <u>Los Materiales</u>	79
4.1.3.2.- <u>La Estructura</u>	79
4.2.- <u>EVOLUCION TECTOGENETICA</u>	90
4.2.1.- <u>La Compresión</u>	91
4.2.1.1.- <u>La compresión paleógena</u>	92
4.2.1.2.- <u>La compresión neógena</u>	96
4.2.2.- <u>La Distensión</u>	99
4.2.2.1.- <u>La distensión del Oligoceno y el Mioceno inferior</u>	99
4.2.2.2.- <u>La distensión durante el Neógeno superior y el Cuaternario</u>	101
4.2.2.3.- <u>Neotectónica</u>	105
5.- <u>RECAPITULACION Y CONCLUSIONES. MALLORCA EN EL CONTEXTO DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL</u>	106
6.- <u>BIBLIOGRAFIA</u>	112

1.- INTRODUCCION

Las islas de Mallorca y Cabrera están situadas en el Mediterráneo occidental, formando parte del archipiélago de las Baleares (figura 1).

El área que actualmente se configura como Mallorca estuvo ligada durante el comienzo de los tiempos mesozoicos (Triás y Lías) a las zonas externas béticas, el aulacógeno celtibérico y el área catalánide, presentando una evolución tectosedimentaria paralela. Durante el Jurásico medio y superior y el Cretácico se individualiza de estas dos últimas, encuadrándose bien en el margen pasivo meridional de la placa europea, bien en la zona de transformación postulada entre Africa y Europa (VEGAS y MUÑOZ, 1984).

A finales del Cretácico Mallorca deja de ser un área oceánica, iniciándose, como consecuencia de la aproximación de las placas europea y africana y la desaparición de Tethys, el periodo orogénico durante el que la Isla adquiere la configuración tectónica y fisiográfica que actualmente ofrece.

En el Eoceno inferior tuvo lugar una etapa de diastrofismo que dió lugar a la emersión y denudación de la parte alta de la cobertera, así como a estructuras que son fosilizadas por depósitos marinos y continentales del Eoceno medio y superior y el Oligoceno.

Durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior la Sierra Norte de Mallorca estuvo ligada al sistema de fosas subsidentes que se generaron en el Mediterráneo Occidental durante una fase de rifting que precedió a la deriva de los bloques balear y corsosardo, y a la creación de las cuencas marginales Nordbalear y Provenzal y su extremidad abortada, el Surco de Valencia. Este proceso, que se enmarca en un contexto geodinámico de margen activo, presenta una secuencia de acontecimientos caracterizada por una etapa de doming precursor con desmantelamiento de parte de la cobertera mesozoica, una etapa de rifting con formación

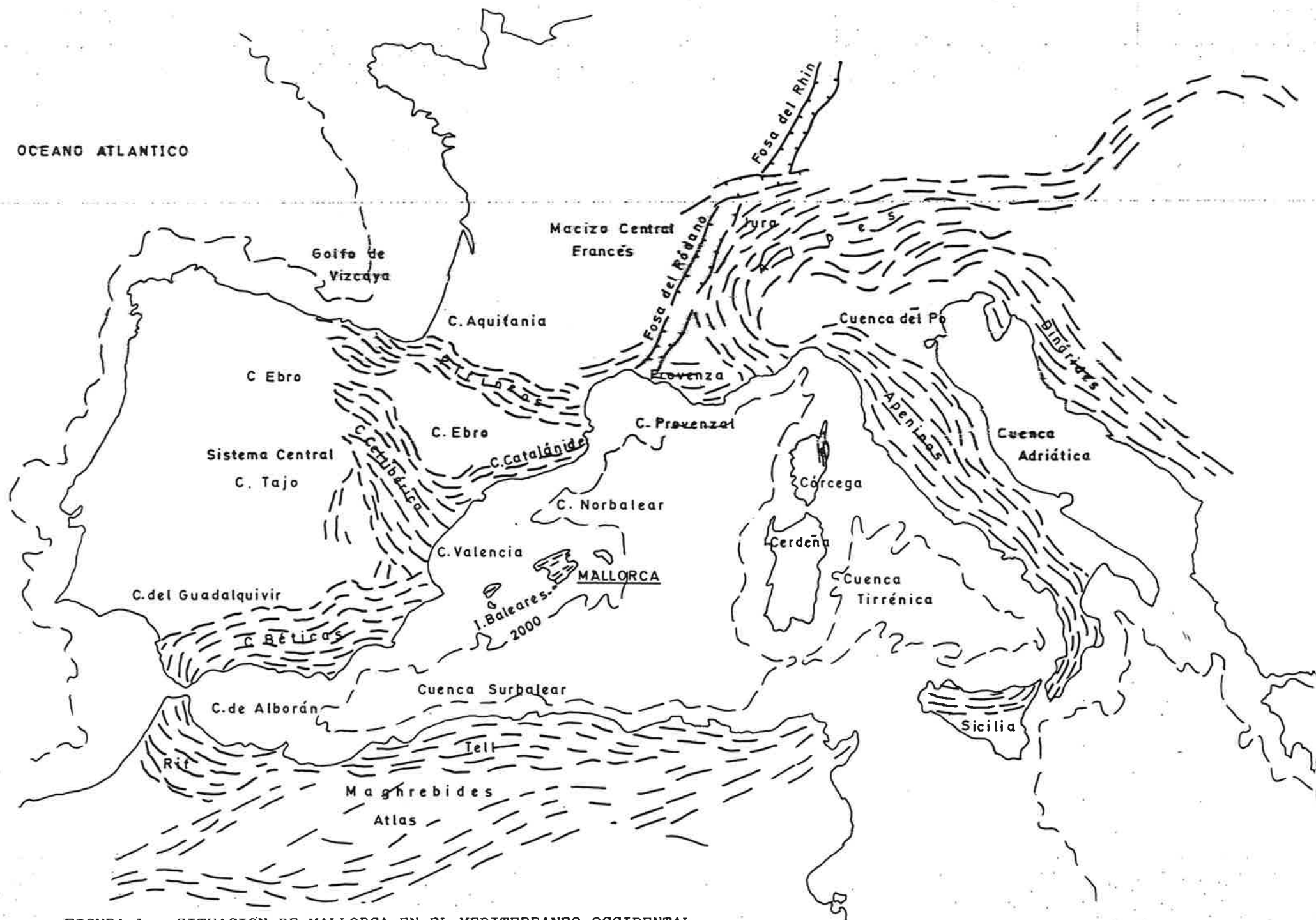


FIGURA 1.- SITUACION DE MALLORCA EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

de grabens discretos rellenos de clásticos, y finalmente una etapa de deriva y hundimiento generalizado del área marcada por la transgresión marina burdigaliense, que afecta a toda la Isla.

La fase de estructuración principal, entendiendo por tal la responsable de lo esencial de la arquitectura actual de Mallorca, tiene lugar durante el Burdigaliense y el Langhiense inferior.

Esta fase genera importantes estructuras tangenciales, y el emplazamiento de unidades tectónicas es coetáneo con la deposición de una serie turbidítica con olistostromas precursores y frecuentes fenómenos de resedimentación. El final de esta etapa está marcado por el desarrollo de una red de fracturación NO-SE que afecta a toda la cobertura estructurada, compartimentando a la isla en una serie de bloques que controlan la ubicación y geometría de los depósitos posttectónicos.

Los primeros depósitos postorogénicos de Mioceno medio están afectados por una deformación débil que originó pliegues de gran radio. Las condiciones distensivas enmarcan la deposición de los materiales del Mioceno superior y el Plioceno, con discontinuidades que señalan las épocas de fuerte reactivación de la tectónica vertical. Esta actividad tectónica persiste al menos hasta el Pleistoceno inferior, creándose fosas subsidentes rellenas de clásticos. Manifestaciones geotérmicas y sismicidad, asociados a fracturas de zócalo, parecen indicar una cierta actividad neotectónica.

En este informe, que constituye una parte de la Síntesis Geológica de las hojas de Mallorca y Cabrera a escala 1:200.000, se enmarca la región estudiada en el contexto de la Tectónica de Placas, se describe su evolución geotectónica durante la etapa de sedimentación y se analiza e interpreta su estructura.

Para todo ello se ha utilizado básicamente la información contenida en las memorias y mapas a escala 1:50.000 del MAGNA, los informes estratigráficos y sedimentológicos del Estudio de la hoja

1:200,000, y las publicaciones más recientes sobre la región y áreas próximas. Además se ha realizado una toma de datos sobre el terreno, especialmente en los aspectos de microtectónica.

Los trabajos sobre aspectos exclusivamente estructurales en Mallorca son realmente escasos. Aparte de los estudios de los pioneros FALLOT y DARDER, solo existen algunos trabajos locales de COLOM y sus colaboradores. A partir de los 80, cuando POMAR realiza su síntesis sobre la evolución tectosedimentaria de las Baleares y se comienza la cartografía 1:50.000 de la Isla en el Plan MAGNA, se inicia una época de trabajos estructurales que se desarrollan paralelamente al conocimiento cartográfico, estratigráfico y sedimentológico de Mallorca, y que en parte están actualmente en curso. Por otra parte son relativamente numerosos los trabajos de síntesis geotectónica sobre el Mediterráneo Occidental en que se hace referencia de algún tipo a las Baleares.

En el Capítulo 2 de esta memoria se exponen los conocimientos existentes sobre el zócalo de Mallorca.

En el Capítulo 3 se describe la evolución geodinámica de la Isla durante el Mesozoico.

En el Capítulo 4 se describe la estructura de los diferentes dominios tectónicos y la evolución durante la etapa tectogenética.

Finalmente, el Capítulo 5 está dedicado a la recopilación y exposición de las principales conclusiones obtenidas.

La totalidad de este informe ha sido elaborada y redactada por Mariano Alvaro de U.G.B., excepto los capítulos de las Sierras de Levante y zona de Randa, que han sido elaborados por Francesc Sàbat y F. Sàbat y Eloisa Anglada, respectivamente, de la U.C.B., a partir de los datos obtenidos en la realización de sus Tesis Doctorales (en curso) o de Licenciatura (ya realizada).

2.- EL ZÓCALO DE MALLORCA

En las Islas de Cabrera y Mallorca no se conocen hasta el momento afloramientos del zócalo de las series mesozoicas y terciarias. Sin embargo es posible establecer hipótesis sobre su naturaleza y características en base a criterios indirectos.

La estratigrafía y estructura de Ibiza y Mallorca son correlacionables con las de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, posiblemente con el Subbético, constituyendo su prolongación oriental. Es razonable deducir la existencia de un zócalo análogo, constituido por los materiales ígneos y metamórficos del Macizo Herciniano de la Meseta Ibérica.

En Menorca afloran extensamente materiales paleozoicos. Esta isla está situada al Este y a pequeña distancia de Mallorca, y aunque su relación con el resto de las Baleares es todavía motivo de especulaciones, forma parte actualmente del mismo promontorio. Rocas paleozoicas similares a las de Menorca se han encontrado como cantos en varios niveles del Terciario de Mallorca, lo que indica la proximidad de un área fuente de carácter continental durante esta época. Además en el sector septentrional de Mallorca la base del Triásico es la es la facies Buntsandstein, que en Menorca, Catalánides, Ibérica y Prebético se encuentra sobre un zócalo paleozoico o cristalino, de cuya denudación procede. El vulcanismo alcalino del Triásico superior es característico de áreas intracontinentales sometidas a un proceso de rifting.

Si los datos geológicos apuntan la existencia de un zócalo constituido por rocas cristalinas y paleozoicas, la evidencia geofísica permite precisar sus características. Los trabajos de HINZ (1973) y BANDA y CHANNELL (1979) en el dominio marino y de BANDA et al (1980) en el área insular indican que el promontorio balear está constituido por una corteza continental adelgazada, situada entre un área con una corteza oceánica, el Mar Surbalear, y un sector con corteza de tipo intermedio, el Mar Nordbalear (figura 2).

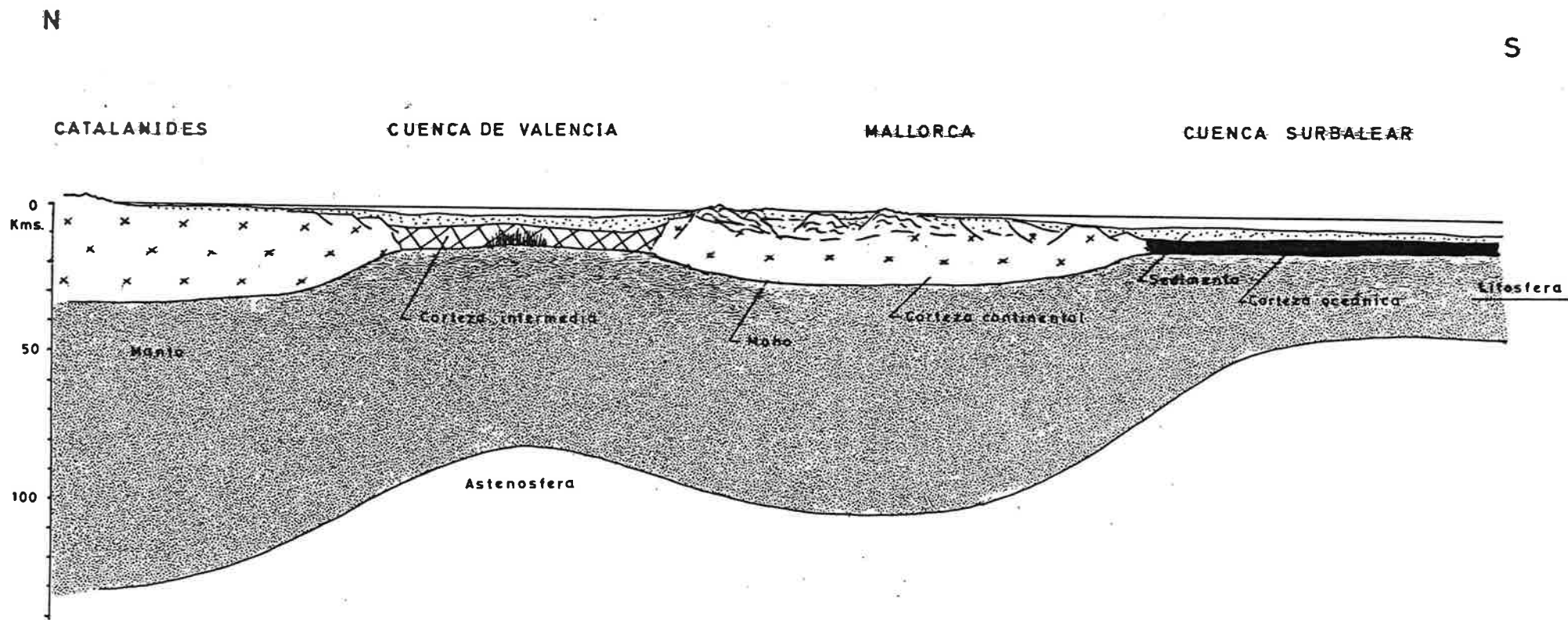


FIGURA 2.- ESTRUCTURA PROFUNDA ACTUAL DE MALLORCA (A PARTIR DE DATOS DE BANDA et al. 1980 y HINZ, 1973)

En Mallorca la sísmica revela la existencia de un espesor de unos 7 kilómetros de sedimentos mesozoicos y terciarios, que se encuentran sobre un basamento cristalino de 17 a 18 kilómetros de espesor. El Moho está pues situado a unos 24 ó 25 kilómetros de profundidad (figura 2).

La evolución geológica de Mallorca permite considerarla como un fragmento del margen oriental de la Placa Ibérica, que fué adelgazada durante varios procesos de estiramiento litosférico durante el Mesozoico y el Terciario. Finalmente la creación de una corteza de tipo intermedio en el Golfo de Valencia y el Mar Nordbalear, y su posterior hundimiento en el Terciario, produjo su individualización.

3.- EVOLUCION GEODINAMICA DURANTE EL MESOZOICO

La evolución geodinámica de Mallorca durante el Mesozoico ha estado condicionada por su ubicación en el borde meridional de la Placa Europea (figuras 3 y 4). Mallorca ocupaba una posición paleogeográfica relacionada con la prolongación oriental de las Béticas y la extensión hacia el SE del aulacógeno celtibérico, y posiblemente estaba relacionada también con las zonas subalpinas. Este área experimentó durante el Triásico y el Lías un proceso rifting intracontinental que condujo a la apertura, durante el Jurásico, del Atlántico Central y del Océano Ligur-piamontés. Ambas zonas oceánicas estaban relacionadas a través de una zona de transformación sinistral que correspondería en parte a las zonas internas de la Cordillera Bética. En este contexto la historia preorogénica de Mallorca presenta dos etapas: la etapa de rifting y la etapa de margen continental.

3.1.- LA ETAPA DE RIFTING

La etapa de rifting se desarrolla durante el Triásico y el Lías inferior y medio. Se inicia en el Triásico inferior, tal vez en el Pérmico superior. En esta época todas las áreas continentales en relación con las futuras líneas de apertura atlántica y tethysiana (figura 3) experimentan un proceso de estiramiento cortical que conduce a la creación de fosas que se rellenan de series clásticas en un ambiente continental. En el registro sedimentario de Mallorca este suceso ha quedado reflejado en los sedimentos fluviales de la parte inferior de las facies Buntsandstein. Las paleocorrientes dirigidas hacia el E y SE indican su posible relación con el aulacógeno celtibérico y las catalánides (ALVARO et al, 1979). Durante el depósito del techo de la facies Buntsandstein y Muschelkalk el registro sedimentario indica que al menos el sector septentrional de Mallorca corresponde a un mar epicontinental. Unos 20 ó 30 millones de años después del inicio del proceso de rifting tienen lugar importantes efusiones de rocas volcánicas. Son basaltos alcalinos característicos de las zonas de rifting intracontinental que se intercalan entre los sedimentos del Triásico superior. Los niveles volcánicos son más importantes

en el sector de la Sierra Norte, posiblemente en relación con su proximidad al hot-spot postulado para el área en Valencia-Castellón. NAVIDAD y ALVARO (1985) sugieren que el magmatismo alcalino triásico se desarrolla en las áreas del borde meridional de la Placa Europea próximas a la futura zona de apertura del Océano Ligur-piamontés.

Durante el Lías inferior el proceso de rifting afecta a un área marina epicontinental, como consecuencia de la subsidencia generalizada del área. Las condiciones son más uniformes y homogéneas. La extensa plataforma carbonática liásica se abría hacia el E y SE, preconfigurando en líneas generales la polaridad oceánica del Jurásico medio y superior.

La etapa de rifting culmina en el Lías medio-superior con la fragmentación de la plataforma liásica. Este suceso, reconocido en todo el ámbito occidental del Tethys tuvo lugar en un periodo de tiempo comprendido entre el Pliensbachiense y el Toarciense, dependiendo de cada sector (BERNOULLI y JENKYN, 1974). Su origen último está en el comienzo de la deriva continental en el Atlántico Central y de la acreción de la corteza oceánica en el Tethys occidental. En líneas generales el proceso ha quedado registrado en la serie estratigráfica de la Isla por una secuencia de hundimiento. En Mallorca la entrada masiva de siliciclásticos en la cuenca durante el Pliensbaquiense, procedentes del NO, anuncia el comienzo de este proceso. Sin duda estos depósitos reflejan un episodio de tectónica vertical en los bordes de la cuenca, a la que son incorporados y distribuidos. Niveles condensados y hard-grounds marcan la fragmentación y hundimiento de la plataforma en Mallorca. En la Sierra Norte la disconformidad de ruptura está señalada por un hard-ground con fauna del Toarciense medio. En el resto de la isla parece ser ligeramente posterior, Toarciense superior, Pliensbaquiense y Toarciense medio-superior son pues los límites cronológicos para este suceso. En áreas relacionadas paleogeográficamente con Mallorca, como el Subbético y el aulacógeno celtibérico, esta etapa de fracturación y tectónica vertical fué acompañada por efusiones de materiales volcánicos basálticos

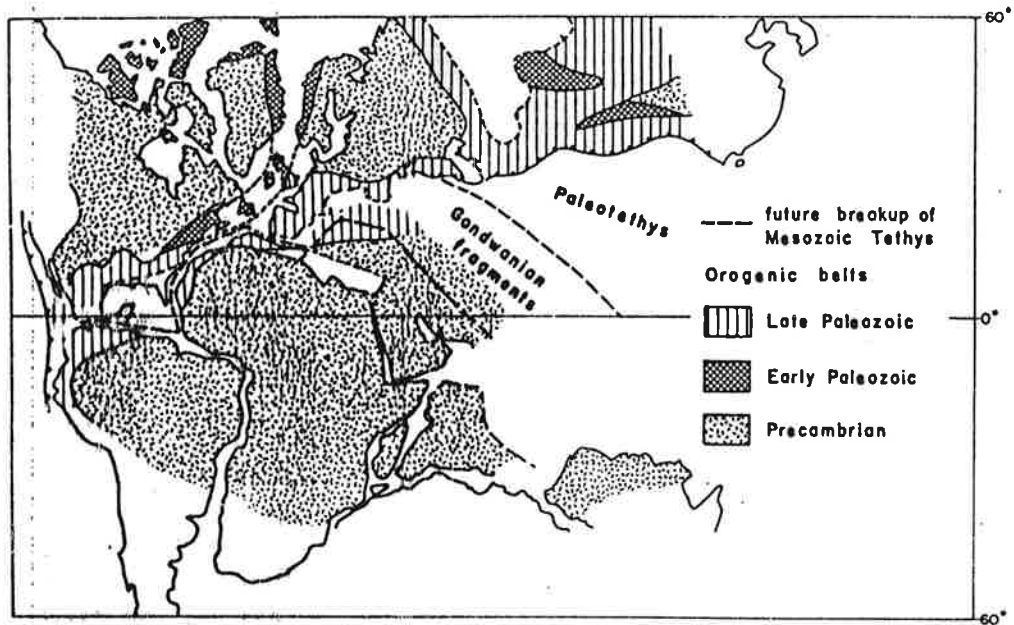


FIGURA 3.- RECONSTRUCCION DE LOS CONTINENTES EN EL TRIASICO ANTES DE LA RUPTURA DEL TETHYS MESOZOICO (EN BERNOUILLI y LEMOINE, 1980)

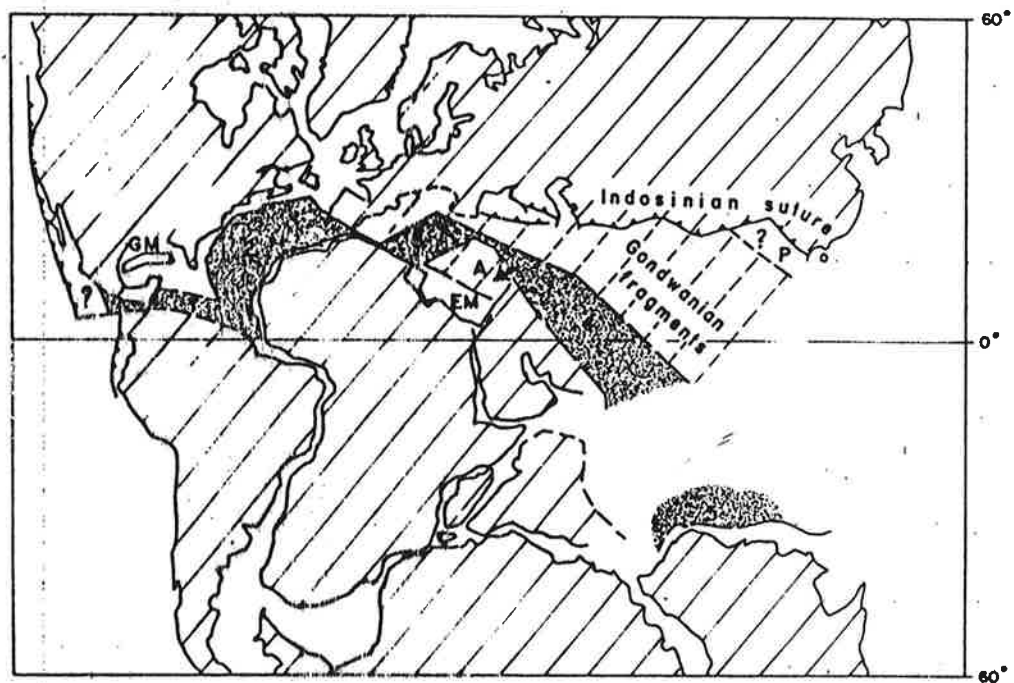


FIGURA 4.- RECONSTRUCCION DEL TETHYS EN EL JURASICO SUPERIOR PUNTEADO: CORTEZA OCEANICA TETHYSIANA JURASICA; 2. ATLANTICO CENTRAL; 3. OCEANO LIGUR-PIAMONTES (EN BERNOUILLI y LEMOINE, 1980).

2.3.- LA ETAPA DE MARGEN CONTINENTAL

Sobre el contexto geodinámico del sector situado entre el Atlántico y el Tethys occidental se han propuesto varios modelos basados en las reconstrucciones paleogeográficas de las cuencas y en la cinemática de las placas (figura 4). Por un lado las reconstrucciones de las cuencas proporcionan modelos evolutivos próximos a los de un margen pasivo de tipo atlántico aunque con un área de corteza oceánica probablemente pequeña. Por otra parte la reconstrucción de los movimientos de Europa y Africa indica que la apertura de áreas oceánicas en el Atlántico y el Tethys condicionó la existencia de una zona de transformación sinistral entre ellas. Con esta evidencia algunos autores han postulado una tectónica de tipo californiano (KELTS, 1981; VEGAS y MUÑOZ, 1984). Muy posiblemente una evolución de tipo margen pasivo atlántico pudo ser dado en algunos sectores, pero la componente transformante debió ser muy frecuente e incluso dominante en ciertas áreas como las Cordilleras Béticas. La componente extensional dió lugar a una atenuación de la corteza continental y finalmente a la creación de la corteza oceánica del Oceano Ligur-piamontés (ofiolitas). La componente transformante, resuelta mediante fallas de desgarre y cuencas pull-apart, condicionó la morfología de las cuencas con numerosos altos fondos y cuencas limitadas por escarpes activos durante la sedimentación.

La ruptura y hundimiento de la plataforma liásica que marca el inicio de la expansión y deriva oceánica fué seguida de un periodo de tiempo caracterizado por la subsidencia térmica de la cuenca jurásica. En Mallorca la cuenca aparece compartimentada en varios dominios caracterizados por una evolución sedimentaria paralela pero diferente. La Sierra Norte corresponde a un dominio de alto fondo oceánico, con sedimentación pelágica condensada, mientras que el resto de la isla se caracteriza por depósitos cuenca y talud carbonático que contienen abundante material resedimentado procedente de una plataforma oolítica (Dogger) y bioclástica y arrecifal (Malm). La existencia de esta plataforma somera situada al NE y E de Mallorca está impuesta por la resedimentación que tiene lugar en la cuenca subsidente. Su relación paleogeográfica

con la plataforma jurásica de Menorca y posibles áreas insulares en esta misma isla y Cerdeña, aunque posible, no se puede establecer con los datos existentes en la actualidad.

De la misma manera que la distribución de fracturas, fallas lítricas y/o desgarres, condicionó la morfología de los dispositivos sedimentarios de la cuenca durante el Dogger y el Malm, su actividad controló la subsidencia diferencial y los principales eventos de resedimentación. El Bathoniense y el límite Malm-Neocomiense parecen ser momentos de actividad tectónica a escala global que en Mallorca han quedado impresos en el registro estratigráfico mediante episodios de resedimentación. La abundancia de deslizamientos submarinos en el Malm de algunos sectores de la Sierra de Levante ha de estar en relación con pulsaciones tectónicas o con el rejuvenecimiento de escarpes submarinos (figura 5),

Otros acontecimientos, como la ausencia de registro de edad Calloviense-Oxfordiense inferior, sin duda tienen su origen en causas globales en relación con condicionantes oceánicos. La aparición de silexitas y margas radiolaríticas en el Oxfordiense superior, frecuente en muchas áreas del Tethys, posiblemente tiene su origen en una eclosión de organismos silíceos condicionada por aporte de sílice al océano a partir de erupciones submarinas en un momento de incremento de la acreción en las dorsales oceánicas.

El límite Jurásico-Cretácico está marcado en Mallorca por un nivel de condensación o por un nivel olitostromico. A partir de este momento las condiciones de la cuenca se uniformizan y pasan a estar condicionadas fundamentalmente por factores oceánicos. Este límite se puede interpretar como condicionado por un suceso tectónico. Durante el Jurásico superior la actividad tectónica ha sido persistente, reflejo posiblemente de condiciones transformantes.

Entre el Malm y el Neocomiense se inicia el proceso de rifting en el Atlántico Norte y Golfo de Vizcaya, con deriva antihoraria de la microplaca ibérica. En el margen oriental de esta microplaca las condiciones

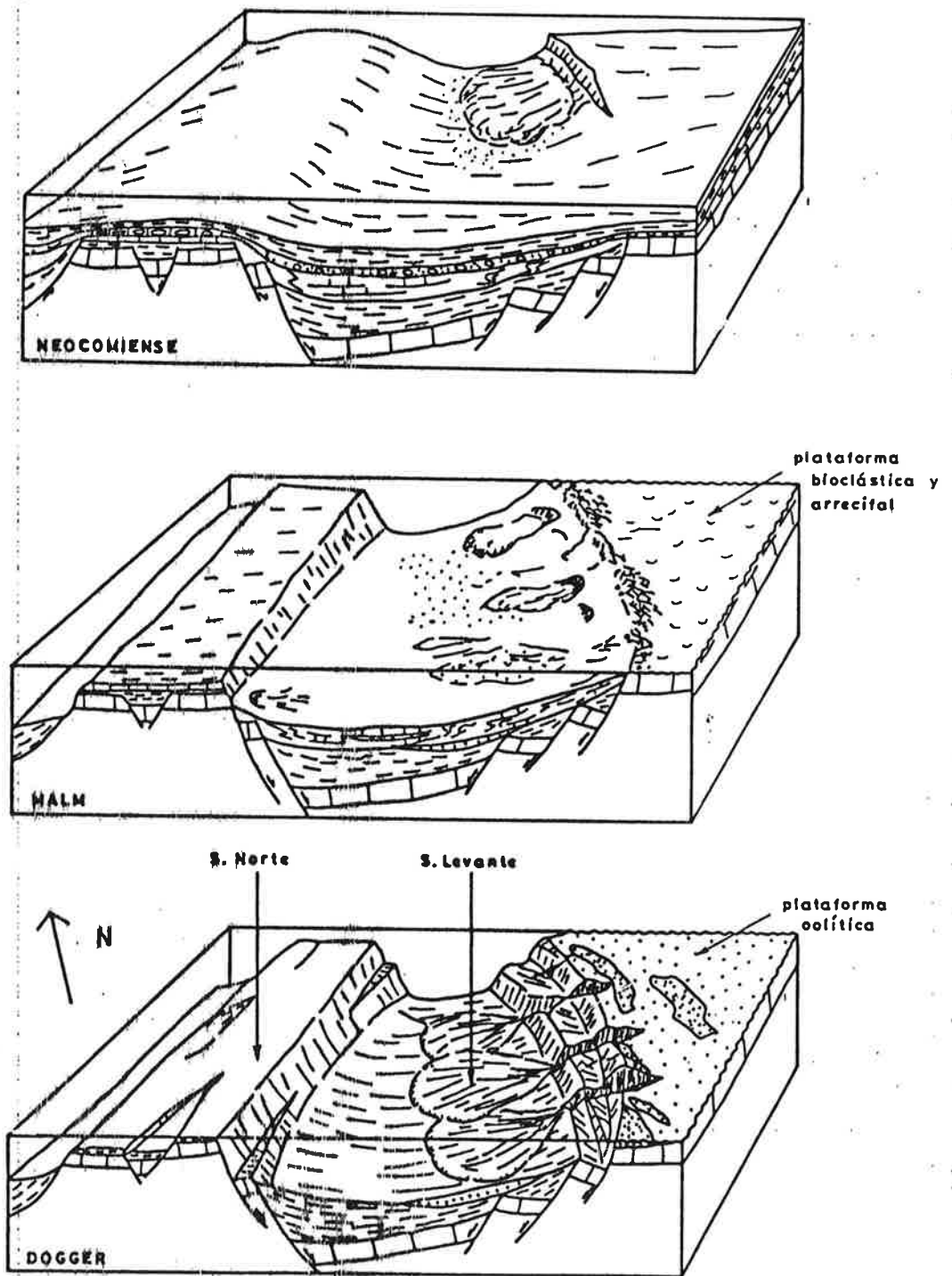


FIGURA 5.- INTERPRETACION DE LA EVOLUCION DE LA CUENCA DURANTE EL JURASICO MEDIO Y SUPERIOR Y EL CRETACICO INFERIOR

extensivas se acentúan, hundándose los altos fondos y plataformas aisladas. Este hundimiento lo marcan los niveles condensados y olitostromas mencionados. A partir de ahora la subsidencia, que se acelera momentáneamente, es más uniforme, reflejando la evolución de subsidencia térmica del margen prácticamente sin componente transformante. La subsidencia excede la tasa de sedimentación, alcanzándose en este periodo las máximas condiciones de profundidad de la cuenca. Localmente persiste la actividad de fallas sin sedimentarias (zona NE de la Sierra de Levante) ocasionando escarpes y deslizamientos submarinos (figura 5)

Durante el Cretácico medio y el superior la sedimentación sigue estando controlada fundamentalmente por factores oceánicos. Los episodios anóxicos, aunque debidos fundamentalmente a una estratificación de las aguas oceánicas por salinidad, podrían estar, en cierto modo influenciados por una morfología del fondo de la cuenca controlada a su vez por compartimentación tectónica, aunque lo exiguo del registro sedimentario impide hacer mayores precisiones en Mallorca. En Baleares no existen "flyschs" del Cretácico superior, perdurando la sedimentación de margen pasivo, lo que indica que la contracción del área oceánica que ya se estaba produciendo en otras áreas del Tethys no alcanza a Mallorca hasta el Terciario.

4.- TECTOGENESIS ALPINA

A finales del Cretácico se inicia la convergencia de Africa y Europa que conducirá a la desaparición del Tethys por subducción y finalmente a la colisión de ambas placas y creación de las Cadenas Alpinas circummediterráneas: Alpes, Apeninos, Béticas, Cadenas norteafricanas etc. Así como se han propuesto varios modelos, con puntos comunes y discrepancias, sobre el nacimiento y desarrollo del Tethys, también existen diferentes modelos sobre su desaparición y las modalidades de los procesos de subducción y colisión que tuvieron lugar durante el Terciario en las Cadenas Alpinas.

Además, este contexto general se complica al generarse las cuencas mediterráneas actuales sobreimpuestas a las líneas de la Cadena Alpina. Estas cuencas, que son otra consecuencia más del mismo proceso, frecuentemente son renegantes de las estructuras del plegamiento alpino.

Mallorca corresponde a un segmento de las zonas externas de la Cadena Alpina, caracterizada por una tectónica de cabalgamientos y mantos de cobertura cuya estructuración tuvo lugar durante el Paleógeno y el Mioceno inferior-medio. Varias cuencas postorogénicas constituyen un elemento estructural sobreimpuesto a la Cadena Alpina que la modifican reflejando la evolución del Mediterráneo Occidental durante el Neógeno superior.

4.1.- ZONACION TECTONICA y DOMINIOS ESTRUCTURALES

La estructura de Mallorca está configurada por la orientación y magnitud de las fases de deformación y la naturaleza y disposición de los materiales de la pila sedimentaria. Estos factores controlan el estilo, orientación y geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

Desde el punto de vista mecánico la estructura de cabalgamientos se ha visto favorecida por la existencia de un nivel de despegue regional, constituido por las margas yesíferas de la "facies Keuper". Localmente

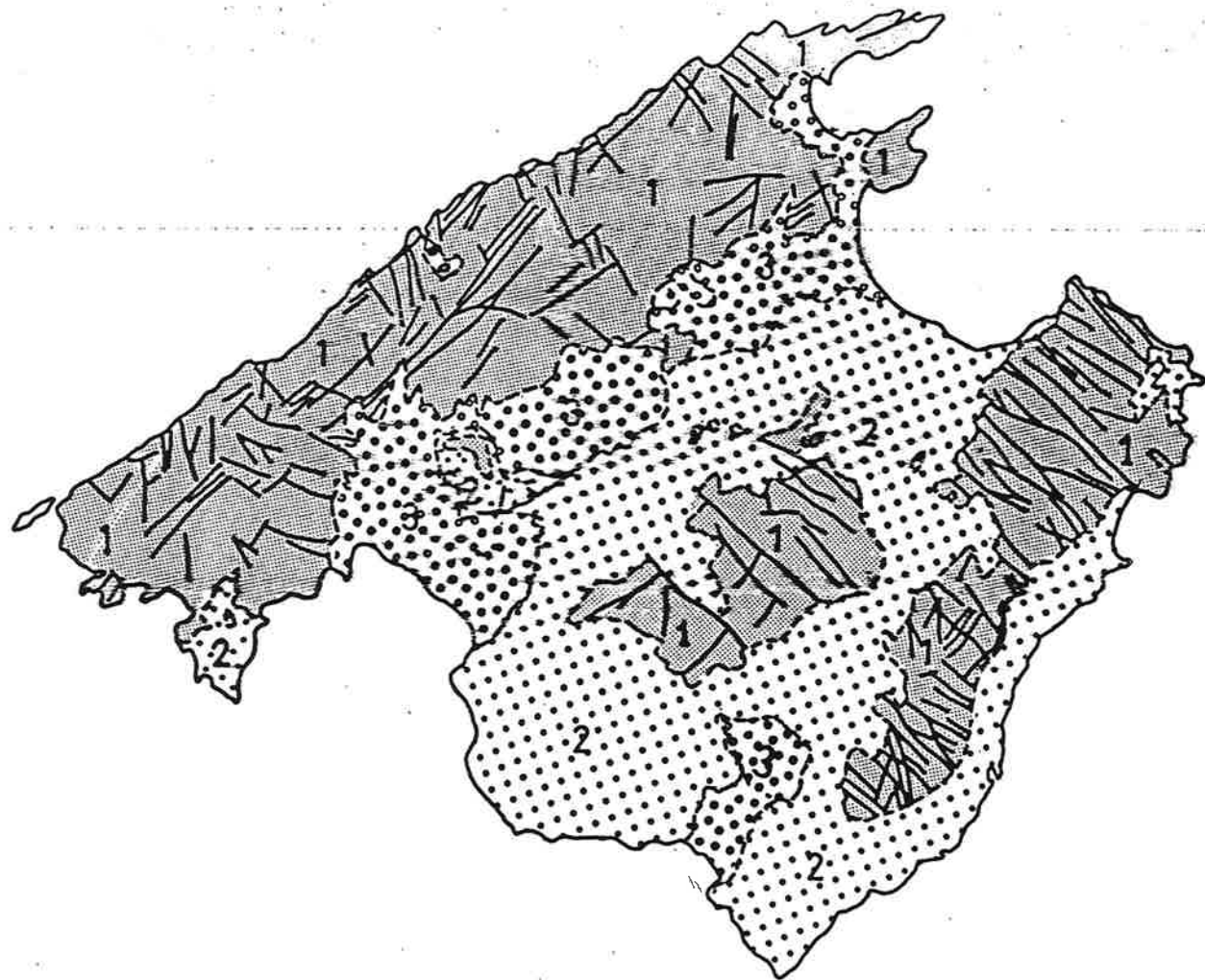


FIGURA 6.- ESQUEMA GEOLOGICO DE MALLORCA.

- 1.- Materiales preserravallienses estructurados
- 2.- Depósitos postectónicos del Mioceno Superior y Plioceno
- 3.- Principales afloramientos cuaternarios

otros niveles también se comportan como niveles de despegue secundarios, como el techo de la facies Buntsandstein, el tramo rojo intermedio del Muschelkalk, la ritmita del Dogger, la base del paleógeno de la zona de Randa, etc. El zócalo, como ya se ha mencionado, no aflora. Solamente en el litoral de la Sierra Norte aflora su tegumento triásico, en el autóctono de la Isla. Los materiales jurásicos constituyen un conjunto competente que se deforma mediante plegamiento y fractura. Los niveles margosos del Cretácico inferior se deforman más plásticamente, con numerosos pliegues de orden menor, despegues y desarrollo de esquistosidad bajo los cabalgamientos basales.

Tradicionalmente en Mallorca se han diferenciado tres dominios estructurales: la Sierra Norte, los Llanos Centrales y la Sierra de Levante (figuras 6 y 7). En realidad el segundo dominio está constituido por depósitos postorogénicos entre los que aparecen isleos de materiales estructurados que tectónicamente pertenecen al dominio de la Sierra de Levante. Los actuales dominios estructurales de la Sierra Norte y la Sierra Levante corresponden a ámbitos paleogeográficos diferentes durante el Mesozoico.

Cada dominio está constituido por varias unidades tectónicas. En el dominio de la Sierra Norte se han distinguido cinco unidades apiladas, y la zona de Andratx, de características estructurales peculiares. En el dominio de la Sierra de Levante (SS) hay seis unidades tectónicas. Además en el sector situado entre ella y la Sierra Norte se han distinguido la unidad de Alcudia, la zona de Randa y la zona de Bon Any. La isla de Cabrera pertenece estratigráfica y estructuralmente a este dominio.

El área ocupada por los terrenos posttectónicos también se han diferenciado varias unidades estructurales: cuencas cuaternarias de Palma, Inca, La Puebla y Penyes Rotjes, plataforma de Lluchmajor y Sineu-Algaida, orlas costeras de Can Picafort y Marina de Levante, y Depresión de Manacor.

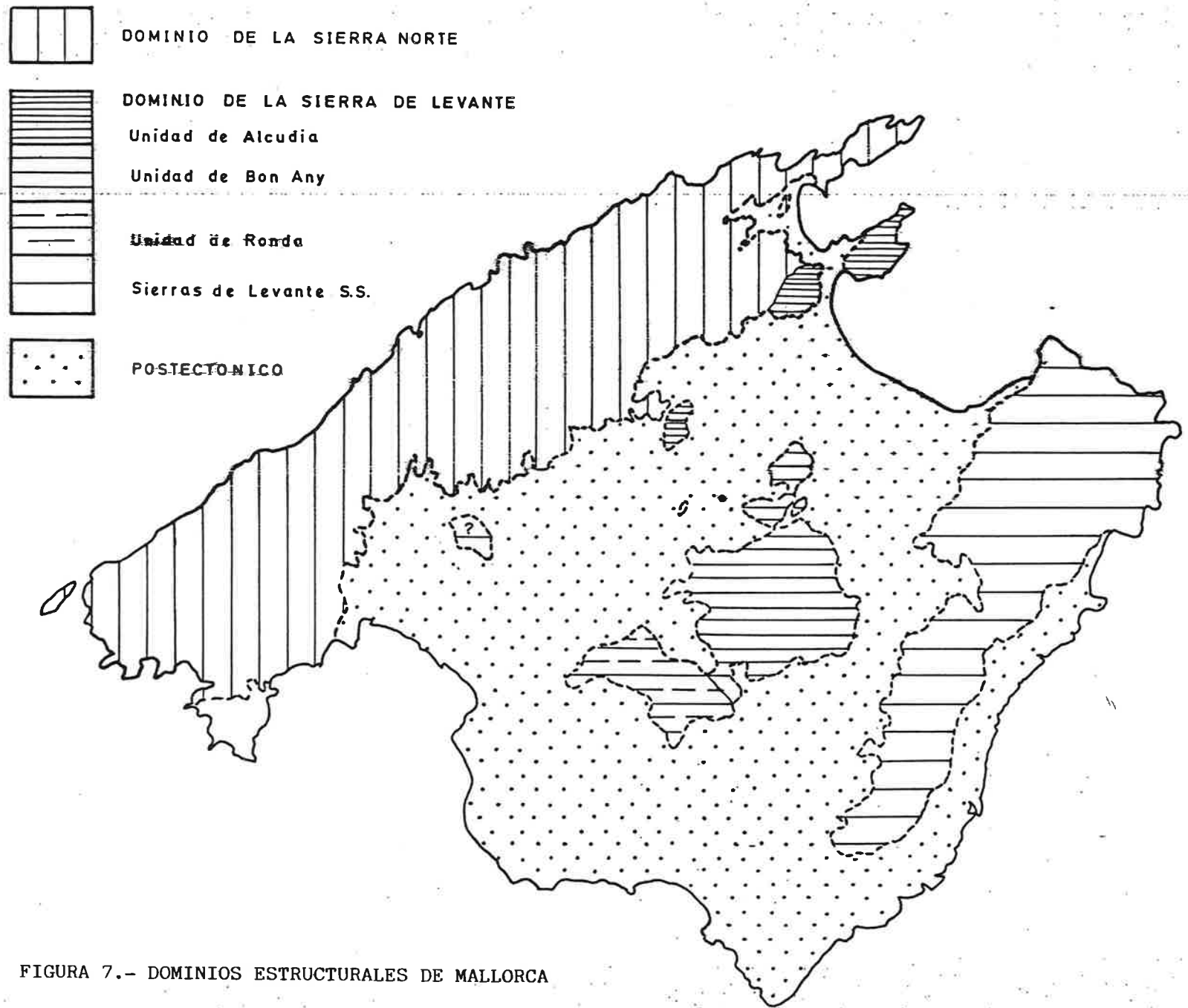


FIGURA 7.- DOMINIOS ESTRUCTURALES DE MALLORCA

4.1.1.- Dominio de la Sierra Norte

4.1.1.1.- Introducción

La Sierra Norte es el mayor conjunto montañoso de la Isla. Se extiende desde la Isla Dragonera hasta el Cabo Formentor en una longitud de unos 80 Kms. con una anchura que varía entre 10 y 20 Kms. Los sedimentos más antiguos son de edad triásica, en facies Buntsandstein Muschelkalk y Keuper. Este último presenta importantes intercalaciones de rocas volcánicas básicas (ALVARO, DEL OLMO, RAMIREZ y NAVIDAD, 1983, NAVIDAD y ALVARO, 1985). El Lías está representado por dolomías brechas y calizas de plataforma somera. El Jurásico medio y superior corresponde a una serie condensada de cuenca. El Cretácico inferior son sedimentos margosos ("maiolica") y depósitos anóxicos. El Cretácico superior, escaso, es calcáreo, con facies de "scaglia rossa y bianca". El Paleógeno presenta dos grupos de facies: potentes masas de brechas negras con olistones (ALVARO et al., 1983) y depósitos continentales con intercalaciones marinas (ALVARO et al., 1981, DEL OLMO et al., 1982). El Neógeno pretectónico tiene dos unidades: la inferior se caracteriza por carbonatos y clásticos de plataforma, y la superior es de carácter turbidítico y sintectónico. Su edad es Burdigaliense -Langhiense (ALVARO et al., 1983, RODRIGUEZ, 1982).

El nivel de despegue tectónico ("decollement", "detachment") regional es el Triásico, y principalmente la Facies Keuper, pues está constituido por margas y yesos. También los niveles lutíticos del techo del Buntsandstein y el tramo rojo intermedio del Muschelkalk pueden aparecer asociados al despegue basal. Dentro de la serie mesozoica hay también niveles incompetentes que pueden originar despegues secundarios y disarmonías. Las principales son la ritmita calcomargosa del Dogger y las margas del Cretácico inferior. El resto de la cobertura mesozoica se deforma básicamente por cizallamiento y flexión.

FALLOT (1922) dedica su tesis doctoral al estudio de la Sierra Norte, cuya arquitectura considera como el resultado de empujes de dirección NO que producen una complicada disposición estructural

con un estilo de imbricaciones, escamas cabalgantes y pliegues vergentes hacia el Norte. Establece tres series tectónicas corridas unas sobre otras . La serie inferior, o Serie I es la más septentrional el que en ella aparezca el Trias inferior le induce a considerarla autóctona o para autóctona. La Serie II se encuentra corrida sobre la anterior, ocupando la parte central de la Sierra Norte desde Andraitx a Pollensa y conforma los principales relieves de la Sierra. La Serie III está deslizada sobre la II y sólo aparece en una estrecha franja a lo largo del borde meridional de la Sierra. Las tres series, y especialmente la segunda, presentan a su vez un conjunto de imbricaciones internas y pliegues con planos axiales bastante tendidos. Este modelo estructural se mantiene vigente durante bastantes años y queda reflejado en la cartografía antigua de Mallorca (ESCANDELL y COLOM, 1961-1963). MATAILLEX y PECHOUX (1978) modifican el modelo general en lo tocante a la zona de Andraitx, cuya estructura resuelven mediante una serie monoclinál de olistones mesozoicos y paleógenos inmersos en los depósitos burdigalienses, que posteriormente son afectados por una fase de compresión que los pliega y fractura, aunque mantienen la idea de mantos de corrimiento de procedencia meridional que constituirían la fuente de alimentación de la cuenca de resedimentación del Mioceno inferior. JEREZ MIR (1979) propone una procedencia meridional para la Sierra Norte, con su patria paleogeográfica al Sur de la Sierra de Levante, emplazándose como un manto de corrimiento sobre los terciarios de la depresión central.

POMAR (1976, 1979) establece un modelo alternativo para la evolución tectosedimentaria de Mallorca, descartando, en amplios sectores, las series de escamas cabalgantes propuestas por FALLOT, y proponiendo un régimen distensivo durante todo el Terciario, excepto una fase compresiva que sitúa en el Serravalliense. Posteriormente admite la existencia de una estructuración en mantos de corrimiento en Mallorca a finales del Mioceno inferior (POMAR et al., 1983 a), y la geometría de las tres series tectónicas de FALLOT para la Sierra Norte (POMAR et al., 1983 b).

Durante la realización de la cartografía geológica a escala 1:50.000 de la Isla de Mallorca (DEL OLMO et al., y, ALVARO et al., - 1981 - 1982, MAGNA). se ha verificado el modelo de series tectónicas o mantos de corrimiento miocenos de FALLOT para la Sierra Norte. La cartografía geológica detallada y un mayor conocimiento estratigráfico ha permitido a estos autores precisar el modelo de mantos de corrimiento vergentes hacia el NO, definiendo cinco unidades tectónicas (ALVARO y DEL OLMO, 1984) (figura 8).

4.1.1.2.- Unidades tectónicas

De manera general se define una unidad tectónica (thrust sheet) como un volumen de roca limitado en su parte inferior por un cabalgamiento (thrust fault) que suele tener una constitución estratigráfico y estructural propia. (BOYER y ELLIOT, 1982). La Sierra Norte, el dominio más externo del segmento de Cadena Alpina de Mallorca, tiene una estructura que consiste en un apilamiento de cinco unidades tectónicas vergentes hacia el NO, formando un sistema o faja de cabalgamientos (thrust system-thrust belt). Cada unidad tectónica posee un conjunto de características estratigráficas y estructurales específicas, y se apilan mediante superficies de corrimiento muy tendidas, con recubrimientos de orden kilométrico.

A continuación se describen detalladamente estas unidades, definidas inicialmente por ALVARO y DEL OLMO (1984). Se han denominado mediante un número, de inferior a superior, y uno o dos nombres de caracteres fisiográficos. También se han nombrado los cabalgamientos frontales que las limitan.

Unidad Tectónica I o Unidad de Bañalbufar

Aparece en el sector meridional de la costa, entre Cala Deyá y Cala de Ses Ortigues, y en la doble ventana de Puigpuñet, al NO de Palma (figuras 8). En ningún afloramiento es visible su base. En la zona costera su techo es el cabalgamiento inferior (floor thrust) de la Unidad II, el cabalgamiento de Bañalbufar. En el interior

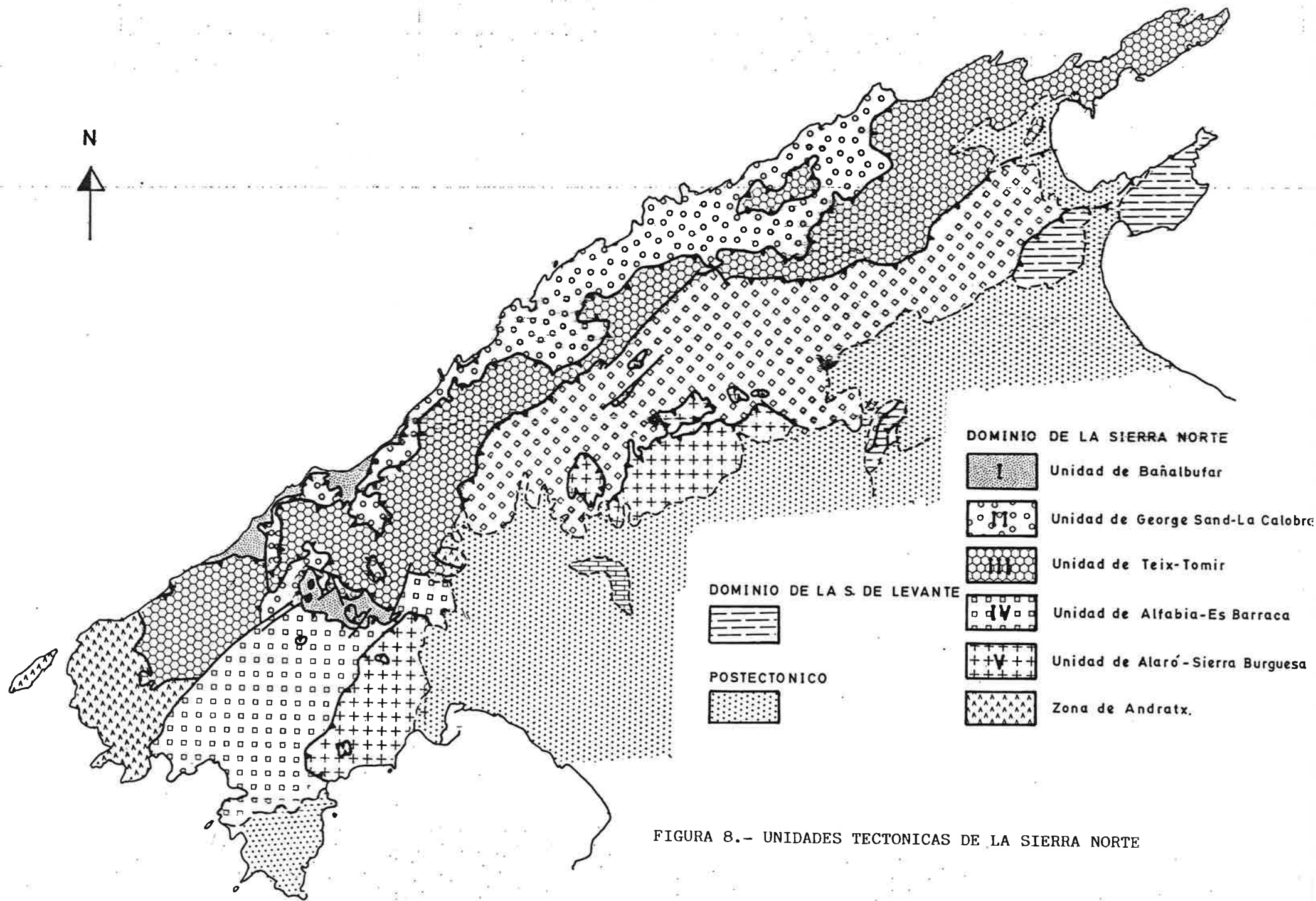


FIGURA 8.- UNIDADES TECTONICAS DE LA SIERRA NORTE

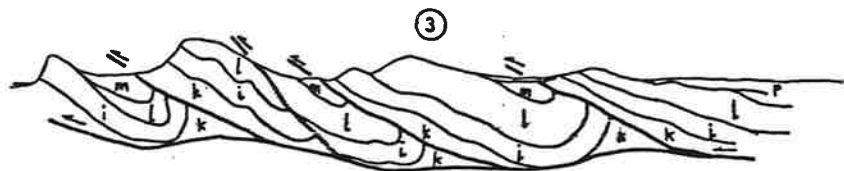
el techo es este cabalgamiento, y el de las unidades III y IV.

La unidad está constituida por depósitos triásicos, areniscas y limolitas rojas del Buntsandstein y dolomías del Muschelkalk que afloran sólo en la costa, sobre la que se dispone un conjunto de conglomerados y calizas zógenas burdigalienses y margas con globigerinas, turbiditas, olitostromas y siloxitas de edad Burdigaliense-Langhiense (hasta la zona N-8), que muestran deformaciones sinsedimentarias vergentes hacia el Norte. Estos depósitos son los que constituyen la totalidad del afloramiento de la Unidad I en la ventana de Puigpuñet. Un sondeo realizado cerca de Cap Penolló apunta la posibilidad de que en esta zona el sustrato de las margas langhienses sean brechas oligo-aquitanienses en lugar de materiales triásicos.

La estructura interna predominante es la monoclinal con buzamiento hacia el SE, aunque existen numerosas fallas normales que definen varios bloques basculados visibles en los afloramientos costeros. En este sector el cabalgamiento de la unidad superior puede afectar al Triásico o al Terciario. También son frecuentes fallas menores inversas y de desgarre que indican una dirección de compresión próxima a 100. Las calizas burdigalienses de Cala Deiá contienen dos familias de estilolitos tectónicos que indican unas direcciones de compresión de 070 y 165 respectivamente (figura 24).

La unidad de Bañalbufar es el autóctono relativo de las unidades tectónicas superiores. El hecho de que la erosión preneógena afecte a este sector hasta el nivel del Trias medio e inferior, eliminando el nivel de despegue regional, junto con el comportamiento tegumentario del Buntsandstein, permiten considerar como muy razonable la hipótesis de que esta unidad tenga un carácter autóctono. Por otra parte, si este hecho no fuera cierto, implicaría que el tegumento triásico y el zócalo paleozoico estarían implicados en la tectónica de cabalgamientos, lo que su posición en la parte frontal del sistema y la geometría del resto de la Sierra hacen poco probable. En este sentido la Unidad de Bañalbufar no debe considerarse como una unidad tectónica en sentido estricto.

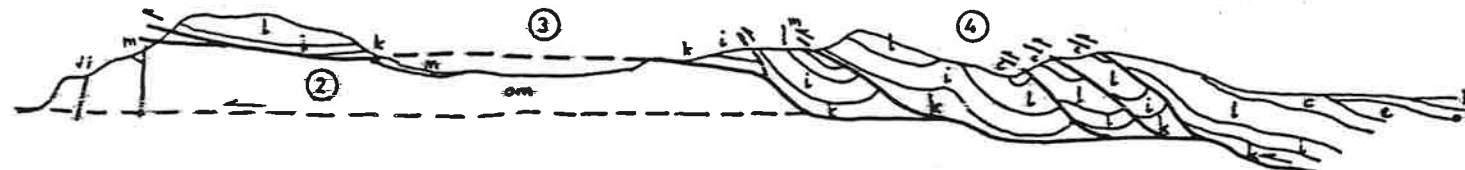
CORTE I



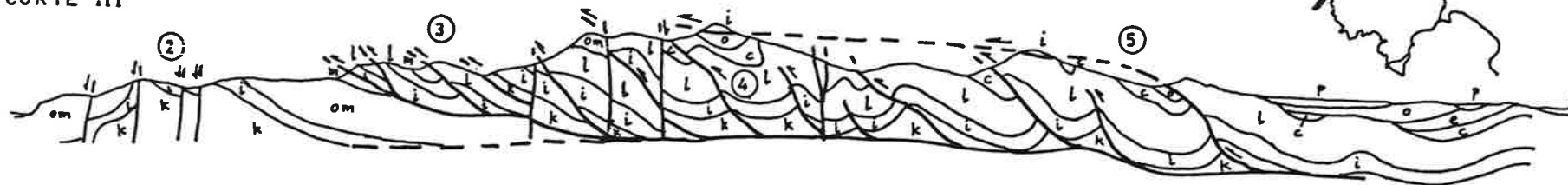
- P . Postectónico
- m . Mioceno inferior
- om . Oligo-mioceno
- o . Oligoceno
- e . Eoceno
- c . Jurásico M-S y Cretácico
- l . Lias
- i . Trias sup.-Lias inf
- k . Keuper
- t . Muschelkalk

- ⑤ Unidad tectónica de Alard - 5ª Burguesa.
- ④ Unidad tectónica de Alfaba Es Barraca.
- ③ Unidad tectónica de Teix-Tomic.
- ② Unidad tectónica de George Sand-La Calobra.
- ① Unidad tectónica de Bañatbufar.

CORTE II

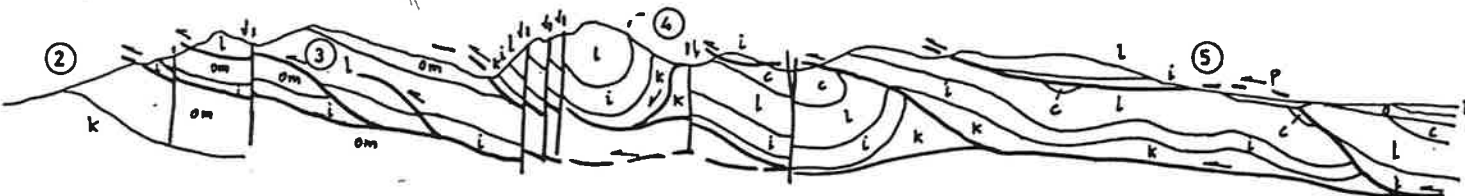


CORTE III



1 Km

CORTE IV



CORTE V

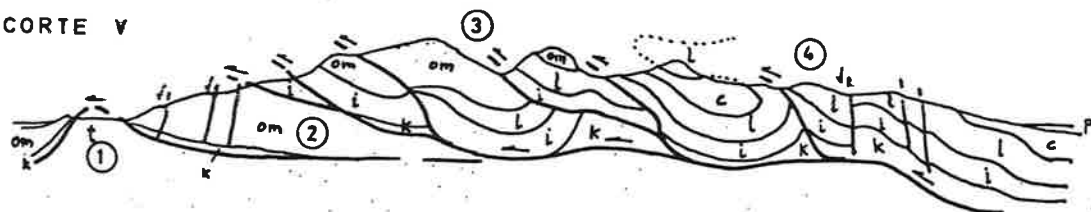


FIGURA 9.- CORTES ESTRUCTURALES DEL DOMINIO DE LA SIERRA NORTE

Unidad tectónica II o Unidad de George Sand-Sa Calobra

Se dispone sobre la anterior mediante el cabalgamiento inferior de Bañalbufar, y su techo es el cabalgamiento superior (roof thrust) de Lluç, Aflora desde Cala Solleric (hoja de Pollensa) hasta la zona de Puigpuñet (figuras 8 y 9). Su constitución general consiste en un zócalo mesozoico (la facies Keuper y/o la formación Felanitx) muy tectonizado, e incluso totalmente laminado, sobre el que se apoya discordantemente una potente formación de brechas, conglomerados y olistolitos de materiales mesozoicos atribuida al Oligoceno superior-Aquitaniense. Su espesor varía entre 200 y 900 metros, y sobre ella se sitúan las calizas zoógenas y margas burdigalienses-langhienses.

En la ventana de Son Llabrés y en la semiventana de Esporlas afloran exclusivamente los niveles burdigalienses. En la doble ventana de Puigpuñet esta unidad sólo está presente en las partes septentrional y occidental. Su ausencia en el resto ya fué evidenciada por FALLOT (1922) que representa su "lame de Cana Lluisa" acuñándose hacia el Sur. Este acuchamiento tiene causas estructurales y estratigráficas. La desaparición de la Unidad hacia el SO se analizará posteriormente. El cabalgamiento inferior adopta una porción muy tendida, aunque está plegado, apareciendo ventanas en las culminaciones. Suele desarrollar una esquistosidad local cuando afecta a materiales margosos de la unidad inferior. Internamente esta unidad presenta generalmente una estructura monoclinial de buzamiento hacia el SE, con escasas estructuras de plegamiento a escala cartográfica y complicaciones de detalle en las proximidades del cabalgamiento superior, como el sinclinal de Pedruxella, en la hoja de Pollensa. En este sector los cabalgamientos internos y zonas de cizalla subhorizontales indican una dirección de movimiento 130, con sentido SE a NO.

En la zona de Son Buñola (hoja de Sòller), los elementos microtectónicos asociados al cabalgamiento inferior (cizallas, pliegues, esquistosidad) indican una dirección de transporte tectónico de 105 con sentido SE a NO. En este área las estructuras de arrastre en los yesos del Keuper indican una dirección de transporte 120-140 (figura 24).

El recubrimiento de esta unidad sobre la inferior se puede estimar del orden de ocho a diez kilómetros en la zona de la ventana de Puigpuñet.

Unidad tectónica III o Unidad de Teix-Tomir.

Ocupa, con anchura variable, la parte central de la Sierra, desde Cabo Formentor hasta la región de Andraitx. Se dispone sobre la unidad II mediante el cabalgamiento inferior de Lluc, que aflora desde el Cabo Sollerich hasta Punta Jova. En el sector SE llega a disponerse directamente sobre la Unidad I. Está limitada por el cabalgamiento superior de Teix (figuras 8 y 9). Su constitución estratigráfica más frecuente es un tramo inferior de materiales mesozoicos, Keuper y Lías inferior principalmente, sobre el que se apoyan brechas y olistolitos oligo-aquitanienses, calizas del Burdigaliense inferior y turbiditas burdigalienses-langhienses con olistolitos jurásicos. Las brechas oligo-aquitanienses están menos representadas que en la unidad II, pudiendo no existir en las partes más internas de la unidad.

En la parte central de la Sierra (hojas de Inca, Sóller y Palma) la estructura interna de la unidad es la disposición monoclinall muy tendida, con imbricaciones internas y un grado incipiente de desarrollo de estructuras de plegamiento vergentes al Noroeste. En la hoja de Pollensa esta disposición se mantiene en la parte frontal, donde el macizo del Puig Roig corresponde a un "klippe" de esta unidad sobre la II. Sin embargo hacia el Sur y Este adopta una estructura imbricada con pliegues y cabalgamientos de rumbo NE-SO vergentes hacia el NO. La estructura se caracteriza por pliegues sinclinales con el flanco corto invertido y el flanco normal cabalgando al pliegue siguiente. Los cabalgamientos secundarios se realizan preferentemente a favor del Keuper o el Infralías y enraizan en el cabalgamiento basal de la unidad. En el núcleo de los sinclinales los materiales burdigalienses suelen estar afectados por una esquistosidad de plano axial. El contacto entre las unidades II y III en el sector de Sóller probablemente corresponde a la rampa frontal del cabalgamiento inferior de la unidad III.

En el sector meridional de la Sierra esta unidad llega a recubrir a la unidad de Bañalbufar, presentando variaciones en su constitución estratigráfica y en su estructura interna. En la zona de los Puigs Galatzó y Esclop la unidad presenta pliegues, fallas y cabalgamientos de rumbo N-S a NNE-SSE, posiblemente en relación con la existencia de una rampa lateral.

El recubrimiento aparente de esta unidad sobre la inferior es del orden de 5 (semiventana de Esporlas, "klippe" del Puig Roig) a 7 kilómetros (ventanas de Son Llabrés y Puigpuñet). Las microestructuras asociadas a la superficie de corrimiento indican una dirección de transporte de 140 a 160, hacia el Noroeste.

En la zona de Pollensa las estructuras menores de los sinclinales imbricados (esquistosidad, grietas de tracción, fallas inversas y desgarres) proporcionan unas direcciones de acortamiento entre 127 (Cala Figuera y Cabo Formentor), 138 (Cala Boquer) y 148 (Cala Castel) (figura 26).

Unidad IV o Unidad de Alfabia - Es Barraca

Se extiende desde la bahía de Alcudia hasta la extremidad SO de la Sierra. Su base está definida por el cabalgamiento inferior del Teix, que se realiza generalmente a nivel del Keuper o del Infralias. Sin embargo en algunos sectores el contacto entre las unidades III y IV es una falla subvertical o faltan los términos inferiores en la sucesión estratigráfica de la Unidad IV; esta situación es imputable a que corresponden a zonas de rampa frontal del cabalgamiento inferior de la Unidad IV, con posibilidad de desarrollo de contactos tectónicos sustractivos causados por existir estructuras de plegamiento anteriores a la formación del sistema de cabalgamientos. También es posible que localmente estos contactos correspondan a fallas tardías (figuras 8 y 9). La unidad de Alfabia-Es Barraca constituye la parte principal de la vertiente suroriental de la Sierra, y junto con la Unidad III corresponde en líneas generales a la Serie II de FALLOT. Está constituida por una serie estratigráfica continua desde el Triás al Cretácico inferior, y depósitos paleógenos continentales.

Los depósitos paleógenos se alojan preferentemente en los núcleos sinclinales, fosilizando estructuras de plegamiento de la fase de deformación paleógena. El contraste litológico entre los materiales del Lías calcáreo y los del Jurásico y Cretácico margosos origina disarmonías y despegues secundarios en los núcleos. Localmente los materiales margosos mesozoicos y los depósitos paleógenos están afectados por una esquistosidad que puede ser de plano axial o ligada a la superficie de cabalgamiento superior.

La estructura interna de esta unidad se caracteriza por el desarrollo de pliegues de rumbo NE-SO con el plano axial bastante tendido y cabalgamientos secundarios en los flancos inversos, vergentes hacia el NE. Predomina el desarrollo de pliegues sinclinales tendidos, muy cerrados en los flancos y con materiales del Jurásico superior y el Cretácico inferior en el núcleo (Cúber, Alfabia, Teix, Orient). La geometría de estos pliegues sinclinales es muy peculiar, "en saco" (FALLOT, 1929), y posiblemente corresponden a sinclinales formados con anterioridad a la fase de cabalgamientos que han sido apretados por ella.

En los sectores central y meridional de la Sierra el techo de la unidad corresponde al cabalgamiento superior de Alaró y de Sierra Burguesa. En la extremidad NE, sin embargo, la unidad está recubierta por depósitos posttectónicos o aparece limitada por los cabalgamientos de Son Fé y Santa Magdalena, que corresponden a cabalgamientos basales de unidades tectónicas pertenecientes al dominio estructural de los Llanos Centrales y Sierras de Levante.

En la zona frontal de la Unidad las microestructuras indican una compresión NO-SE: 125 en el Sinclinal de Cuber, a partir de micropliegues y estilolitos, 135 en el Sinclinal de Aumedrá, con estilolitos. Sin embargo en las partes posteriores de la unidad las direcciones de transporte tectónico tienden a ser N-S: 170 al Norte de Alaró, 180 en La Almadraba, 170 en la zona de Sa Mina (microfallas y esquistosidades), figuras 24 y 25.

La magnitud del recubrimiento de esta unidad sobre la inferior es difícil de evaluar, aunque una estimación indirecta, basada en reconstrucciones geométricas, de 2 a 4 kilómetros parece razonable.

Unidad V o Unidad de Alaró - Sierra Burguesa

Es la unidad estructuralmente superior de la Sierra. Aparece en su borde suroriental, al Oeste de Inca y Palma. Está limitado por el cabalgamiento inferior de Alaró y Sierra Burguesa, sobre la unidad IV, que aparece en las ventanas de Son Vidal y Na Grogue (figuras 8 y 9).

Su constitución estratigráfica es similar a la de la Unidad de Alfabia.

Solamente es visible la parte frontal de la unidad, pues la posterior es recubierta por depósitos postorogénicos de los llanos de Inca y Palma. En este sector presenta una disposición monoclinal, buzando unos 30° ó 40° hacia el Sur y SE. Probablemente el cabalgamiento inferior de la unidad tiene una disposición de rampa frontal.

En la unidad IV aparecen algunos "klippes" (L'Ofre, Son Vidal, Namarich, Bauzá) en los que el cabalgamiento inferior presenta ya una disposición en rellano. Estos "klippes" permiten evaluar un recubrimiento del orden de 8 a 10 kilómetros. Asociada al plano de cabalgamiento se desarrolla una esquistosidad, que incluso puede afectar a los conglomerados paleógenos de la unidad inferior a veces en un tramo de más de 100 metros de espesor.

Las calizas jurásicas de esta unidad en la zona de Alaró contienen estilolitos tectónicos que indican una dirección de compresión media de 170.

Hacia el Sureste la Sierra Norte es recubierta por los depósitos postorogénicos de los Llanos Centrales. El cerro de la Ermita de Santa Magdalena, las colinas de Son Fé y la Península de Cabo Pinar constituyen

una unidad tectónica, la Unidad de Alcudia, que por su constitución estratigráfica se ha incorporado al Dominio de Las Sierras Levante. Su estructura interna se describirá en el apartado correspondiente, pero hay que señalar que en el sector NO de la Sierra Norte esta Unidad se dispone sobre la Unidad IV de la Sierra, no existiendo la Unidad V. FALLOT (1929) se muestra indeciso en la atribución del klippe del Cerro de Santa Magdalena a la Unidad V. Consideramos que es razonable relacionarla con los afloramientos de Alcudia pues el cabalgamiento inferior de la Unidad V afecta a materiales paleógenos, y nunca neógenos, mientras que los materiales jurásicos de Santa Magdalena y de Son Fé están limitados por un cabalgamiento basal que afecta a las margas burdigalienses - langhienses. Este cabalgamiento en Santa Magdalena presenta estrías que indican un momento de dirección submeridiana

La zona de Andratx

Está situada en el extremo occidental de la Sierra Norte, en la prolongación de las Unidades II y IV, y presenta unas características estructurales y estratigráficas que la diferencian del resto de las unidades tectónicas de la Sierra. Está constituido por materiales del Keuper, Jurásico, Cretácico inferior y superior, Paleógeno y Mioceno inferior. Su estructura interna es muy compleja, con pliegues y cabalgamientos de poca continuidad lateral y rumbo NE-SO, no siempre bien definido. Son frecuentes las superposiciones estratigráficas anormales que originan "klippes" y ventanas. Los fenómenos de resedimentación de materiales mesozoicos en los depósitos terciarios son importantes, lo que llevó a MATAILLE y PECHOUX (1979) a interpretar este sector como una cuenca de resedimentación durante el Burdigaliense-Langhiense, posteriormente deformada. Esta interpretación implicaría la creación de un surco frontal (foredeep) inducido por el emplazamiento de las unidades tectónicas superiores de la Sierra, que sería comprimido posteriormente. El volumen de material resedimentado, procedente de estas unidades, sería muy importante, superior a la sedimentación autóctona, y se emplazaría principalmente mediante mecanismos gravitacionales (gravity glidding). Aunque esta hipótesis explica razonablemente la constitución geológica de la zona, sus relaciones con el resto de las unidades tectónicas no es clara y permite la posibilidad de

que corresponda a una o varias de ellas, o que se trate incluso de una unidad diferente.

Sobreimpuesta a la estructura descrita en toda la Sierra Norte existe una tectónica de fractura importante. Se manifiesta según familias de fallas N-S a NO-SE y NE-SO a E-O. Estas fallas pudieron generarse ya durante la etapa compresiva, como desgarrres, fallas de acomodación (tear faults, compartmental faults), fallas extensionales asociadas a rampas (drop faults) etc, y una gran parte ellas han sido reactivadas como fallas normales durante el periodo postorogénico. Cuando se localizan ocasionalmente en los límites entre unidades tectónicas pueden originar zonas de gran complicación estructural. Las fallas de rumbo NE-SO tienen un significado morfotectónico notable, condicionando el relieve y configuración actual de la costa y de la Sierra Norte. Actualmente presentan planos subverticales con el bloque hundido tanto hacia el mar como hacia la depresión central. La magnitud del salto es variable y a veces importante (300 a 400 metros).

4.1.1.3. Recopilación y conclusiones

La Sierra Norte mallorquina tiene una estructura caracterizada por un estilo de "piel fina" (thin skinned tectonics): varias unidades tectónicas constituidas por los materiales de la cobertera despegada a nivel del Triásico y apiladas mediante superficies de cabalgamiento. La vergencia regional es hacia el NO. El antepais está situado en esta dirección, actualmente bajo el Mar Mediterráneo, y a él corresponden los afloramientos autóctonos de la costa.

La geometría de conjunto de la faja o sistema de cabalgamientos está definida por un cabalgamiento basal (sole thrust) sobre el que ha deslizado toda la cobertera individualizada del tegumento del Trías inferior y del zócalo paleozoico, que buza hacia la zona interna del orden de 1º a 5º, y varios cabalgamientos principales que enraizan en él y separan las diferentes láminas o unidades tectónicas. La posición de las rampas, esto es, los segmentos de la superficie de cabalgamiento principal que atraviesan la cobertera con un ángulo de 30º a 50º hasta alcanzar una posición de rellano para duplicar la serie estratigráfica,

en algunos casos parece estar condicionada por las zonas de cambios y espesor de facies de las series mesozoica y terciaria, y tal vez en relación con zonas de fractura heredadas y accidentes del zócalo. La estructura interna de cada unidad depende de la posición que ocupe ella en el sistema y varía según que transversal considere. El área NE de la Sierra está constituida por las Unidades II, III y IV. La unidad II presenta una geometría imbricada (imbricate fan) definida por el apilamiento de numerosas escamas. La unidad IV tiene una geometría parecida, aunque con mayor desarrollo de la estructura de plegamiento. En esta transversal no existe la unidad V, sino que aparece la unidad de Alcudia del dominio de la Sierra de Levante, y el nivel de erosión no permite reconstruir sus relaciones mutuas.

En el sector central en donde se dispone de mayor información sobre la geometría del sistema y la estructura de las unidades superiores. La unidad IV es un sistema conjugado de cabalgamientos vergentes hacia el antepais (hinterland-dipping duplex), definido por el cabalgamiento basal del sistema (sole thrust), el cabalgamiento superior de la unidad IV (roof floor) y las rampas frontales de bloque inferior (footwall ramps) de la unidad V sobre la IV, y de esta sobre la III (figura 10). Las posiciones en rampa y rellano del cabalgamiento superior quedan definidas en los afloramientos de Alaró y L'Ofre, respectivamente. El buzamiento de los cabalgamientos en las rampas es del orden de 40° a 50°. Internamente el duplex consiste en varios cabalgamientos vergentes hacia el antepais (NO) que buzan de 30° a 45°, y pliegues que en profundidad deben evolucionar a cabalgamientos ciegos (blind thrusts). La geometría de los pliegues de esta unidad está condicionada sin duda por la existencia de pliegues anteriores a la etapa de cabalgamientos y por la propia evolución del sistema, que desarrolla cizallamiento regional subhorizontal entre los cabalgamientos inferior y superior del duplex. La unidad III en esta transversal continúa presentando una disposición de abanico imbricado, con el apilamiento de varias escamas bajo la rampa de bloque inferior de la unidad IV (región de Sóller).

En el sector oriental la estructura general es más complicada.

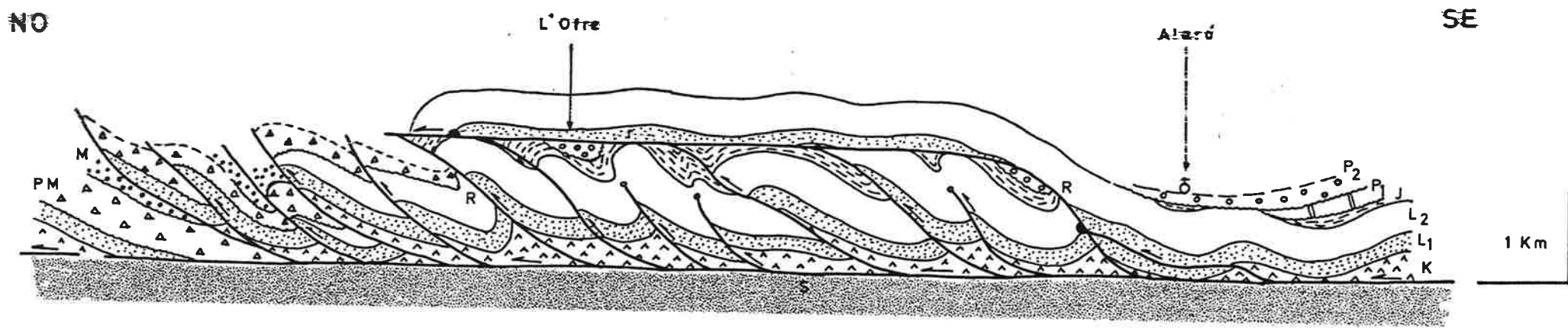


FIGURA 10.- CORTE ESTRUCTURAL DEL DUPLEX DE LA UNIDAD DE ALFABIA-ES BARRACA EN EL SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA NORTE. K: Keuper; L₁: Triásico superior-Lias inferior; L₂: Lias; J: Dogger, Malm y Cretácico inferior; P₁: Eoceno; P₂: Oligoceno-Aquitaniense? continental; PM: Bréchas oligo-aquitanienses; M: Mioceno inferior; S: Sole thrust; r: roof thrust; R: footwall ramps.

La unidad II continúa presentando la geometría tabular con disposición monoclinual que la caracteriza. Esta unidad, a pesar de estar limitada a techo y muro por cabalgamientos no presenta una geometría de tipo duplex, pues sus cabalgamientos internos son escasos, posiblemente a causa de su posición externa y no haber alcanzado la "madurez" suficiente. Esta unidad desaparece hacia el SE a lo largo de la línea Estellencs-Cana Lluisa, que correspondería la línea de entronque de su cabalgamiento basal (branch line). La unidad III presenta una disposición en rellano en el sector de la ventana de Esporlas y Son Llabrés, para recuperar la disposición imbricada hacia su extremidad SO. Este sector posiblemente corresponde a una zona de rampa lateral oblicua, como parece sugerir el giro de las estructuras.

Asimismo, en el borde meridional de la ventana de Puigpuñet debe encontrarse la línea de entronque del cabalgamiento inferior de la unidad III, bajo la rampa sobre el autóctono ("unidad I"). La existencia en esta zona de las líneas de entronque de los cabalgamientos de las unidades II y III muy próximas, y la disposición en rampa del cabalgamiento de la unidad IV ha debido condicionar una culminación a favor de la que se ha formado la ventana de Puigpuñet.

Anteriormente la unidad III ha sido considerada como un duplex (ALVARO y DEL OLMO, 1984), pero la magnitud del recubrimiento de esta unidad por la IV y su geometría interna no permiten mantener esta interpretación.

El contacto basal de la unidad IV en el sector SO localmente se caracteriza porque falta la parte inferior de la serie estratigráfica. En este sentido se han interpretado los afloramientos cretácicos y paleógenos de Canet y Establiments. Se trataría de contactos tectónicos sustractivos, como los existentes en algunos sectores del dominio de la Sierra de Levante, causados por el hecho de que los cabalgamientos afecten a una cobertera con estructuras de plegamiento heredadas.

La unidad IV continúa manteniendo la geometría de duplex del sector central. La rampa frontal de bloque inferior de la unidad V sobre la IV corresponde al monoclinual de la Sierra Burguesa, y el

buzamiento de la rampa es del orden de 30°. La posición de rellano del cabalgamiento superior (roof thrust) está evidenciada por el "klippe" de Bauzá.

Acortamientos, - Para lograr una estimación de la contracción orogénica experimentada por este segmento de la Cadena es necesario conocer la longitud original de la serie estratigráfica antes de la deformación. Se han realizado algunos cálculos que aunque no son totalmente rigurosos (no se han realizado sobre perfiles totalmente compensados) permiten obtener un orden de magnitud de la contracción orogénica con valor regional. La primera salvedad que debe hacerse reside en que no se ha discriminado el acortamiento que puede deberse a la fase de plegamiento paleógena y a la que origina el sistema de cabalgamientos, aunque parece razonable admitir que la mayor parte del acortamiento se debe a esta última.

Para calcular el acortamiento general es necesario conocer la longitud original de cada unidad tectónica. Esta se ha estimado a partir de su longitud actual, el acortamiento interno y la magnitud de los recubrimientos deducidos de las ventanas y "klippes".

Para las unidades I (autóctono relativo) y II se ha deducido una longitud original de unos 8 kilómetros, a partir de la observación de recubrimientos de 7 a 8 kilómetros en las ventanas de Puigpuñet, Esporlas, Son Llabrés y en el "klippe" de Puig Roig. Su deformación interna es pequeña y no se ha considerado que presenten un acortamiento interno importante (figuras 8 y 9).

Sí lo presentan las unidades III y IV. La unidad III, con estructura de abanico imbricado, tiene un acortamiento de 36-38% (transversales de L'Ofre y Pollensa) y es recubierto por la IV en unos dos Kms. Su longitud original media es de 10 kilómetros, variando entre 7 y 12.

El acortamiento interno de la unidad IV en la zona de duplex es superior al 30% (31% en la transversal de L'Ofre), y es recubierta en 7 u 8 kilómetros por la unidad V. Su longitud original es de 10

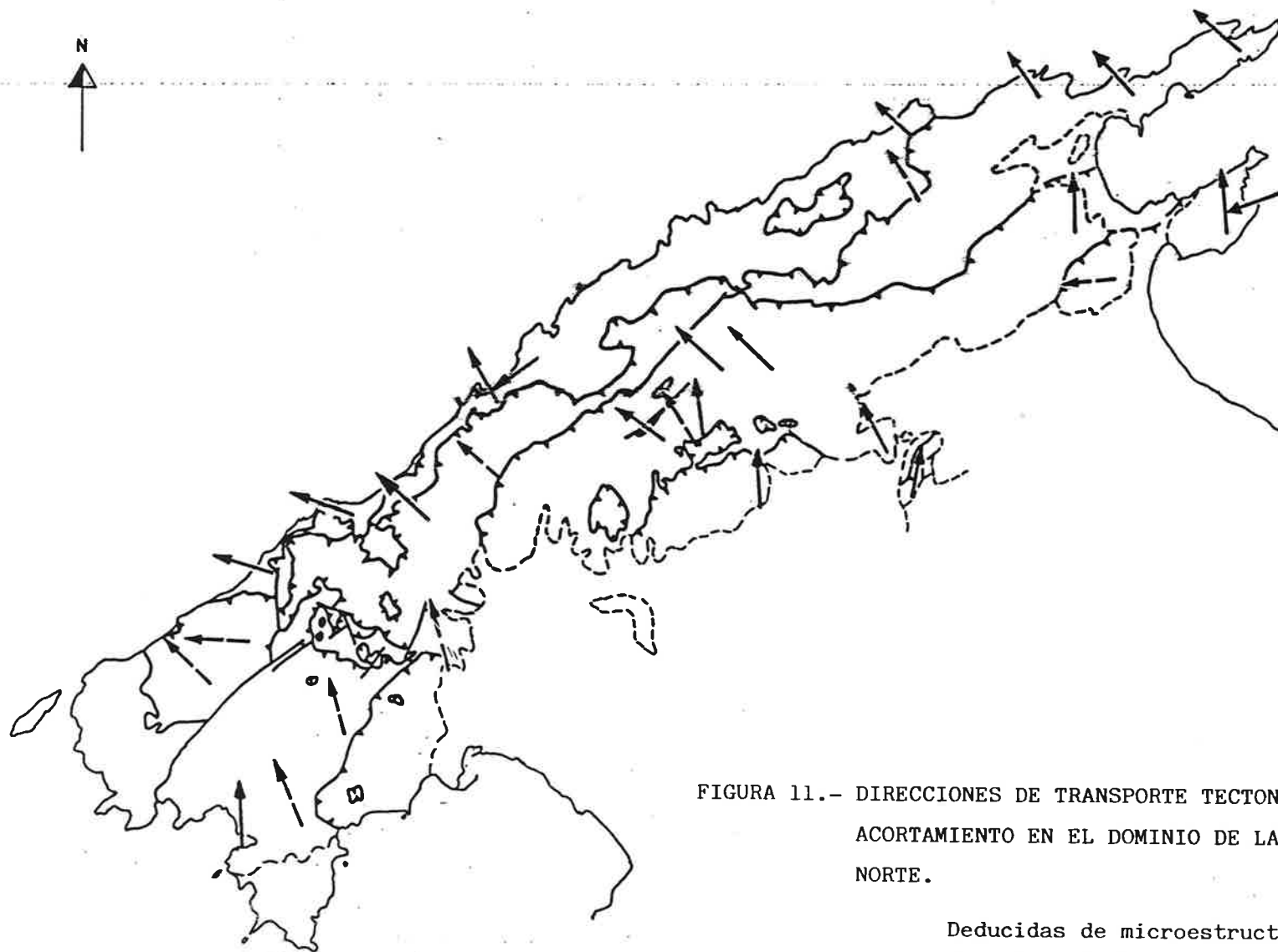


FIGURA 11.- DIRECCIONES DE TRANSPORTE TECTONICO Y DE ACORTAMIENTO EN EL DOMINIO DE LA SIERRA NORTE.

Deducidas de microestructuras
 Deducidas de la traza cartográfica
 de pliegues

kilómetros. Para la unidad V se supone una longitud original de 9 a 10 kilómetros, sin acortamiento interno. Estos valores proporcionan para el sector central de la Sierra una longitud original (l_0) de la serie estratigráfica de unos 42 kilómetros, para una longitud final (l_1) de 18 kilómetros (figura 13). Ello implica un acortamiento global ($l_0 - l_1$) de 57% para todo el sistema.

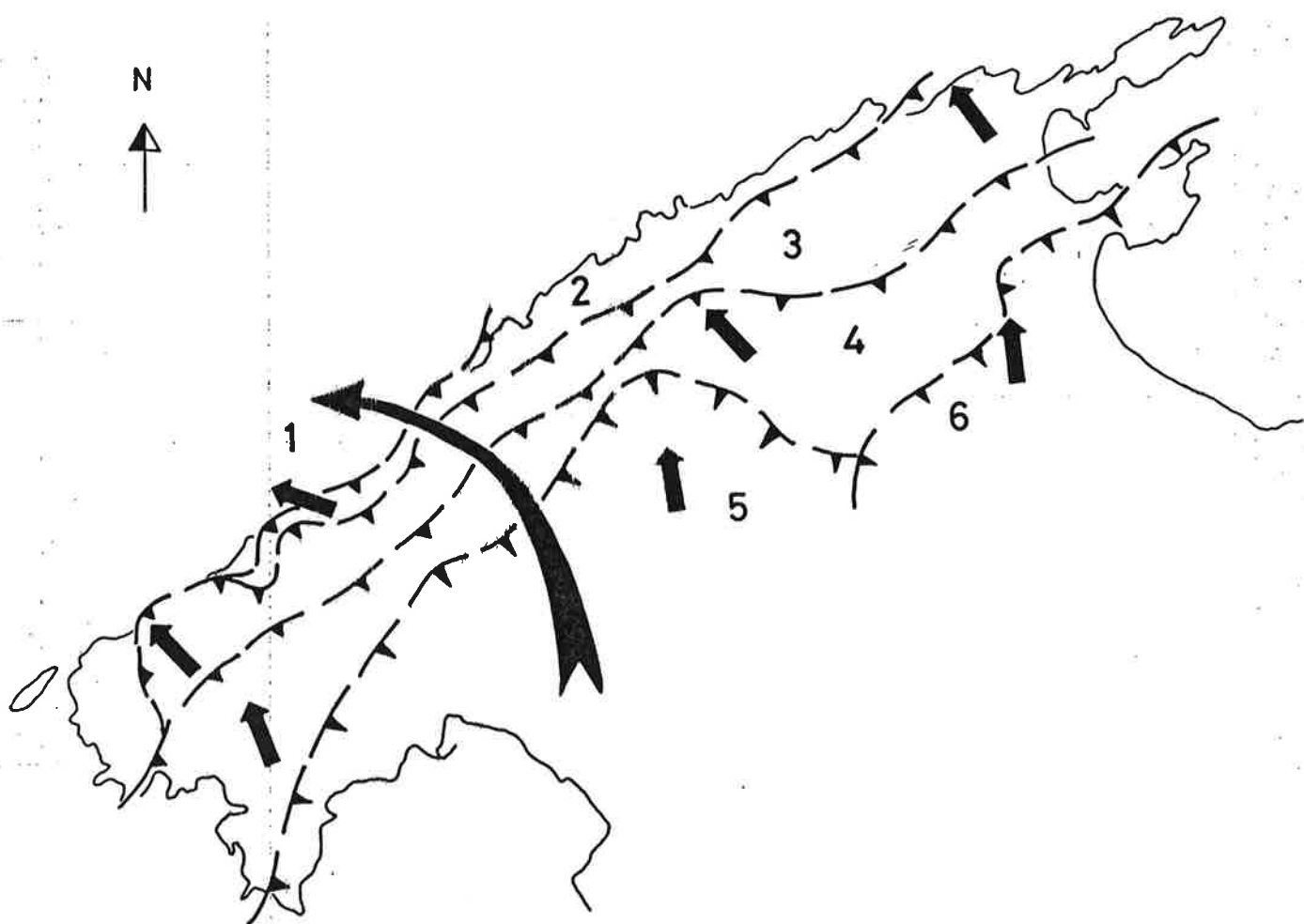
l_0

Este valor se ha contrastado con el obtenido al calcular el acortamiento global para un sector considerando las unidades tectónicas presentes en él. Se ha elegido el representado en la figura 10, el duplex de la unidad IV y la reconstrucción de la unidad V sobre el.

Si la deformación es plana (HOSSACK, 1979) el área de la sección es la misma antes y después de la deformación, $l_0 \times h_0 = l_1 \times h_1$, siendo l_0 y l_1 la longitud antes y después de la deformación, h_0 el espesor medio de la columna estratigráfica y h_1 el espesor estructural actual de la cobertura deformada. Con valores de $h_0 = 900$ mts, $h_1 = 2000$ mts. y $l_1 = 6500$ mts., se obtiene una longitud inicial de unos 14.500 mts., lo que implica un acortamiento del 55%, muy similar al obtenido anteriormente.

Dirección de transporte. La dirección de la estructura (pliegues y cabalgamientos) y su vergencia indican un transporte tectónico general dirigido hacia al antepais (NO). Las direcciones de acortamiento deducidas a partir de microestructuras (estilolitos, esquistosidad, microfallas) y las direcciones de transporte en cabalgamientos (estrías, estructuras de arrastre) varían entre 105° y 180° (figura 11).

Analizando los datos disponibles para el conjunto de la Sierra Norte es posible deducir una variación progresiva de la dirección de transporte de las unidades superiores a las inferiores. La unidad de Alcudia y la unidad V se han desplazado en sentido S-N. Esta dirección también aparece en la parte superior de la IV, aunque ésta ya muestra un desplazamiento de SE a NO, que se mantiene en la unidad III y parte superior de la II. El desplazamiento de esta última sobre la unidad I (autóctono) es de ESE a ONO a casi E a O, siendo estas direcciones



- 1.- Unidad de Bañalbutar (autóctona).
- 2.- Unidad de George Sand - La Calobra.
- 3.- Unidad de Teix-Tomir.
- 4.- Unidad de Alfabia-Es Barraca
- 5.- Unidad de Alaró - Sierra Burguesa
- 6.- Unidades de la Sierra de Levante

FIGURA 12.- DIRECCIONES DE EMPLAZAMIENTO DEDUCIDAS DE LAS UNIDADES TECTONICAS DE LA SIERRA NORTE.

las de compresión en los afloramientos del Trías inferior autoctono (figura 12).

La variación en las direcciones de transporte es de 70° a 80°, y no implica un giro de las estructuras de las unidades tectónicas más antiguas, sino una traslación en otra dirección diferente, conservando su orientación primitiva.

Variaciones similares en la dirección de emplazamiento de unidades tectónicas se han descrito en otros lugares de la Cadena Alpina (MERLE y BRUN, 1984), y aunque pueden estar influidas por causas locales es razonable pensar que en último extremo este fenómeno debe estar controlado por la cinemática de las placas en cuya zona de convergencia se enmarca el sistema de cabalgamientos de Mallorca. Aunque este aspecto se discutirá más adelante hay que señalar que tanto en la Placa Ibérica (Pirineos, Catalanides, Ibérica) como en otras zonas del Mediterráneo durante la deformación en el Paleógeno y Neógeno las direcciones de compresión han sufrido un giro progresivo (LETOUZE y TRÉMOLIÈRES, 1980).

En algunas localidades se han determinado dos direcciones de compresión transversales cuyo significado no ha sido esclarecido hasta el momento.

Secuencia de cabalgamientos.- La geometría del conjunto del sistema, con la disposición imbricada ("piggy back") característica de las fajas de cabalgamientos (BOYER y ELLIOT, 1982) sugiere una secuencia de emplazamiento de las zonas internas hacia las externas. El grado de deformación interna de las diferentes unidades, mayor en las zonas internas, también avala la hipótesis. En los sectores central y occidental de la Sierra, donde existe unidad V, su cabalgamiento basal afecta a materiales paleógenos (Alaró, L'Ofre, Son Vidal, Bauzá, Valldurgent, Son Vida) y en la unidad IV no existen sedimentos neógenos. La edad precisa de estos depósitos paleógenos es problemática pues se trata de sedimentos continentales, y son atribuidos por criterios regionales al Oligoceno superior - Aquitaniense, aunque las dataciones paleontológicas nunca sobrepasan el Oligoceno medio-superior. En el

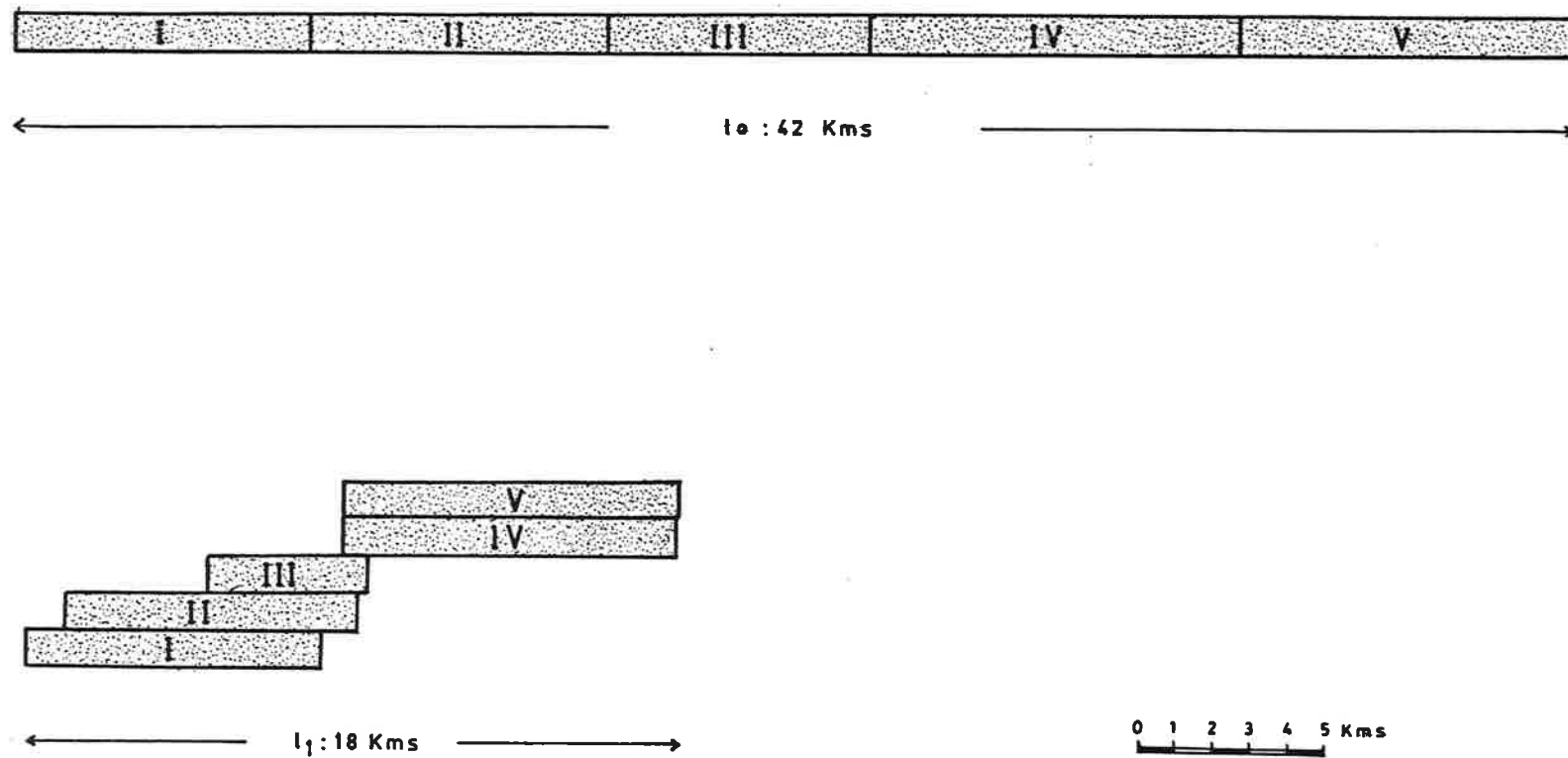


FIGURA 13.- CALCULO DEL ACORTAMIENTO TOTAL EN EL SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA NORTE (EXPLICACION EN EL TEXTO)

autoctono la edad de los depósitos más recientes afectados por los cabalgamientos es Langhiense medio (zonas 8-9 de BLOW). Estos hechos indican que el cabalgamiento de la unidad V es el más antiguo, y corroboran la progresión de la secuencia de cabalgamientos desde las zonas internas a las externas, en una sucesión inversa al número con que se les ha denominado en este trabajo y al orden de superposición, ya que los cabalgamientos inferiores son las más recientes.

En la figura 14 se presenta un esquema mostrando la progresión de los cabalgamientos.

Edad de la deformación.- Cuando se habla de la estructuración principal de la Sierra Norte es normal referirse a la fase Langhiense (ALVARO y DEL OLMO, 1984), por ser esta la edad de los sedimentos más recientes afectados por los cabalgamientos. Sin embargo es obvio que el apilamiento de las unidades tectónicas no fué un hecho instantáneo, y en el párrafo anterior se ha propuesto un diacronismo para los cabalgamientos de las partes externa e interna de la Sierra. Aunque en otro capítulo se analizan con mayor detalle las relaciones tectónica-sedimentación, hay que destacar varios hechos relevantes: los sedimentos burdigalienses basales presentan facies de plataforma somera, que se hunde y da paso a una sedimentación más profunda de carácter turbidítico. La unidad deposicional burdigaliense langhiense es claramente sintectónica con abundantes olistones y deformaciones gravitacionales vergentes al Norte. Todo ello indica que la deformación se inició posiblemente durante el comienzo del Mioceno (Aquitaniense?) con la formación del cabalgamiento de la unidad V sobre la IV. La duplicación de la cobertera genera la formación de una cuenca de antepais que es alimentada por el avance de las unidades tectónicas, a las que se incorporan parcialmente al progresar los cabalgamientos. (ENGEL et al, 1978; HURST et al, 1983; ALVARO et al. 1983; PORTERO et al., 1983, etc). Cuando el cabalgamiento basal de la Sierra alcanza la zona del antepais en que el nivel de despegue (Trias medio-superior) no existe por denudación previa, el proceso se detiene.

En conclusión, la deformación tuvo lugar al menos durante el Burdigaliense y el Langhiense inferior y medio, y posiblemente

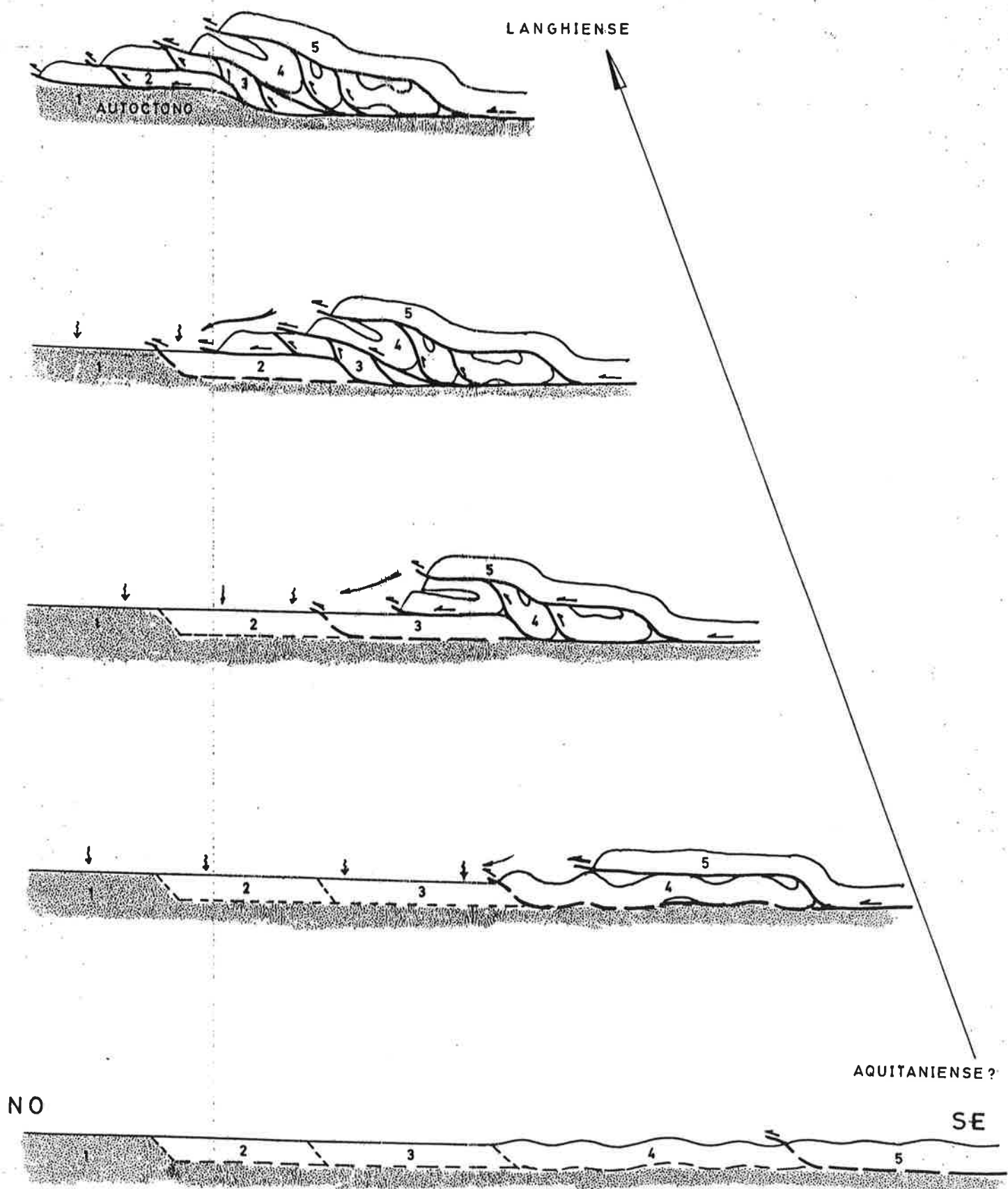


FIGURA 14.- SECUENCIA DE LOS CABALGAMIENTOS EN EL SIERRA NORTE. Los números corresponden las unidades tectónicas definidas en el texto. Las flechas indican sedimentación marina y procedencia de los aportes.

durante parte del Aquitaniense, lo que supone una duración del orden de 6 millones de años. (Geological Time Scale, G.S.A., 1983). Habiéndose calculado un acortamiento de unos 24 kilómetros, se obtiene una tasa de contracción orogénica de 0,4 cms/año, que es una magnitud acorde con la registrada en otros cinturones de cabalgamiento como los Pirineos, Apalaches, Alpes, etc.

4.1.2.- Dominio de las Sierras de Levante

A este dominio pertenecen el resto de los afloramientos estructurados de la isla, y corresponde a zonas más internas de la Cadena. En él se diferencian dos sectores: los afloramientos estructurados de la parte central de la Isla y de la Península de Alcudia, y la Sierra de Levante propiamente dicha. Sus relaciones no son observables a causa de los recubrimientos de depósitos postorogénicos (figura 7).

4.1.2.1.- Sierras de Levante (s.s.) (F. SABAT)

Introducción

Para la descripción, puede resultar útil dividir a las Sierras de Levante de Mallorca en distintas zonas geográficas. Una de estas zonas, es la de Artá, ocupa el extremo Norte de las Sierras de Levante y comprende una area con un relieve marcado y una exposición excelente. Otra de las zonas a considerar, es el llano de San Lorenzo des Cardessar, aquí las Sierras de Levante quedan deprimidas tanto en altitud como en anchura, es una zona compleja y con mal afloramiento, comprende el llano que se extiende entre Manacor, Porto Cristo, Son Cervera y San Lorenzo. Finalmente podríamos considerar la zona de Felanitx o zona meridional que engloba desde la alineación montañosa de la Serra de So na Moixa y la Serra de Son Llodrà (cercana a Manacor) hasta el extremo meridional de las Sierras de Levante.

Hasta el presente hay dos ideas estructurales globales distintas aplicadas a las Sierras de Levante. Una de ellas es la propuesta por DARDER (1925) que postula la existencia de diversas unidades estructurales

superpuestas y, en consecuencia, una cierta aloctonía de ellas (al menos de las superiores). La otra hipótesis es la propuesta por BOURROUILH (1973); este autor explica la estructura en base al juego de fallas de zócalo verticales que se traducen en pliegues y disarmonías a nivel de la cobertera. En consecuencia, esta segunda hipótesis niega la existencia de unidades con una aloctonía importante que estarían relacionadas entre sí a través de cabalgamientos generalizados.

Una cuestión estructural de las Sierras de Levante que siempre ha preocupado es la existencia de pliegues con direcciones anómalas. Efectivamente, en la parte septentrional de la zona de Felanitx existe un grupo de estructuras con una dirección NW-SE, esto es, prácticamente perpendiculares a la dirección de las estructuras principales de la Sierra Norte.

Las estructuras con direcciones anómalas no son exclusivas de las Sierras de Levante y de hecho han sido descritas en otras áreas de Mallorca (ESCANDEL y COLOM, 1960), incluyendo la Sierra Norte; de todas formas, es quizá, en las Sierras de Levante donde se encuentran mejor desarrolladas.

La existencia de estructuras con direcciones anómalas ha sido objeto de debate y hasta el presente no se ha formulado una hipótesis que explique claramente su génesis.

Un dato importante sería saber si estos pliegues han sufrido o no rotación durante o después de su formación, ello permitiría acotar el tipo de mecanismos que pueden explicar su origen. En este sentido se ha emprendido una campaña de muestreo para estudiar el magnetismo remanente de las rocas de esta zona y compararlas con el de las rocas de distintas zonas de la Sierra Norte. De los resultados obtenidos hasta el presente, se deduce que no ha habido rotación diferencial entre los pliegues anómalos de las Sierras de Levante y los pliegues de la Sierra Norte, o dicho de otro modo, los pliegues de dirección anómala de la zona de Felanitx, se han originado en su posición relativa actual (FREEMAN, et al., en preparación).

Este resultado nos indica que hay que buscar el origen de estos pliegues en un mecanismo de carácter no rotacional.

Materiales

La estratigrafía del Mesozoico de las Sierras de Levante está suficientemente conocida, ha sido descrita por BOURROUILH (1973) y ampliada por ALVARO et al., (1984) e interpretada por BARNOLAS y SIMO (1984). Estos últimos autores consideran la existencia de tres secuencias deposicionales jurásicas. Incluyendo la secuencia triásica a la que pertenece el Keuper y la secuencia del Cretácico inferior, vemos que el Mesozoico de las Sierras de Levante puede dividirse en cinco secuencias deposicionales. En el esquema y cortes que acompañan a este informe se utilizan los niveles y siglas descritas por FORNOS et al. (1984).

Los materiales más antiguos que afloran en las Sierras de Levante son las facies Keuper (K) del Trias.

Encima se encuentra un potente paquete de dolomías (P1 y P2), a veces seguidas por calizas (p 3); todo este conjunto corresponde a un ambiente deposicional de plataforma marina somera. Su edad es Trias superior (?) y Lias inferior y medio. Su potencia queda comprendida alrededor de los 500 m.

Después de una interrupción sedimentaria se depositan margocalizas, seguidas de un nivel de calizas nodulosas (H 1), a continuación y de una forma más o menos continua se encuentran unos niveles de calizasoolíticas (H 2). Ambos niveles pertenecen al Dogger. Su potencia conjunta puede oscilar entre 100 y 250 m.

La siguiente secuencia deposicional comprende al Malm y al Berriasiense (Neocomiense). Está constituida por una alternancia de calizas micríticas y grainstones bioclásticos, ocasionalmente acompañados de brechas (H 4). En la parte basal generalmente se desarrollan tramos muy ricos en niveles de sílex (H 3). La potencia global de esta secuencia queda comprendida entre los 200 y los 350 m.

A continuación encontramos las calizas micríticas de color blanco y las margas oscuras del Cretácico inferior (del Valanginiense al Barremiense) (H 5),

Después de una interrupción en el registro que comprende el resto de Cretácico, el Paleoceno y el Eoceno inferior, encontramos rocas pertenecientes al Paleógeno. La estratigrafía del Paleógeno de Mallorca todavía está poco conocida, a pesar de los numerosos trabajos existentes sobre el tema (DESCANDELL y COLOM, 1962).

El Paleógeno (E) de las Sierras de Levante es débilmente discordante sobre distintos niveles del Cretácico (parte terminal del H 4 y H 5). Se inicia con calizas bioclásticas con Nummulites (y ocasionalmente, Alveolinas) pertenecientes al Luteciense; su potencia es de unos 30 m. Le siguen limolitas amarillentas con carbones, lumaquelas, conglomeradillos de cuarzo y niveles margosos con Nummulites pertenecientes al Bartonense, la potencia de este tramo blando debe oscilar entre 15 y 25 m. A continuación hay un nuevo nivel de calcarenitas con Nummulites que posee una potencia de unos 20 m. y cuya edad todavía no ha sido establecida.

El Luteciense y el Bartonense afloran ampliamente en la zona de Felanitx. Hasta el momento no han sido localizados en el llano de San Lorenzo y probablemente ninguno de los exista en la zona de Artá.

En la zona de Artá el Eoceno se inicia con un nivel de conglomerados seguido por calcarenitas con abundantes Nummulites pertenecientes al Priabonense (?), este tramo tiene una potencia de unos 25 m. A continuación hay nivel lutítico con oncolitos con una potencia de unos 15 m.

Una nueva interrupción comprende prácticamente todo el Oligoceno y el registro estratigráfico se reanuda con materiales detríticos (conglomerados y areniscas) pertenecientes al tránsito Oligoceno-Mioceno o al Mioceno inferior (OM o M o M 1). Estos materiales son correlacionables con al F. calcarenitas de Sant Elm (RODRIGUEZ-PEREA, 1984).

Las margas silíceas con niveles limolíticos (M 2) probablemente son correlacionables con la F. Turbiditas de Bañalbufar (RODRIGUEZ-PÉREA, 1984).

Las calizas de Bon Talent (POMAR, et al., 1983) por el momento las hemos considerado posttectónicas. Las margas y calizas lacustres de edad Serravaliense, los sedimentos del complejo arrecifal Tortoniense, así como los del complejo terminal Mesiniense (POMAR et al., 1983 y ALVARO et al., 1983) son claramente posttectónicos.

En el área estudiada no se ha observado ningún afloramiento de Limos de Manacor (POMAR et al., 1983). No hemos podido datar paleontológicamente las arcillas y limos del Turó de Sant Nicolau de Felanitx (junto a la Renault) y si bien en algún momento hemos pensado que podía tratarse de algún nivel del Mioceno (quizá influenciados por la opinión de DARDER, 1915), actualmente tenemos tendencia a pensar que se trata de materiales Bartonnienses.

En las Sierras de Levante las únicas rocas ígneas observadas son vulcanitas asociadas al Keuper. Tampoco se ha observado ningún tipo de rocas metamórficas.

Los niveles incompetentes de la serie descrita son los siguientes (de más antiguo a más moderno) el Keuper (K) resulta muy incompetente debido a las margas, arcillas y yesos que contiene; el Dogger margoso (H 1); el Cretácico inferior (H 5); el Bartonniense (E, en parte) y las margas del Mioceno (M 2).

Macroestructuras

En las Sierras de Levante se observan distintas estructuras tectónicas de dimensiones mega y mesoscópicas, entre ellas las más destacables son cabalgamientos, contactos sustractivos, pliegues y otras estructuras.

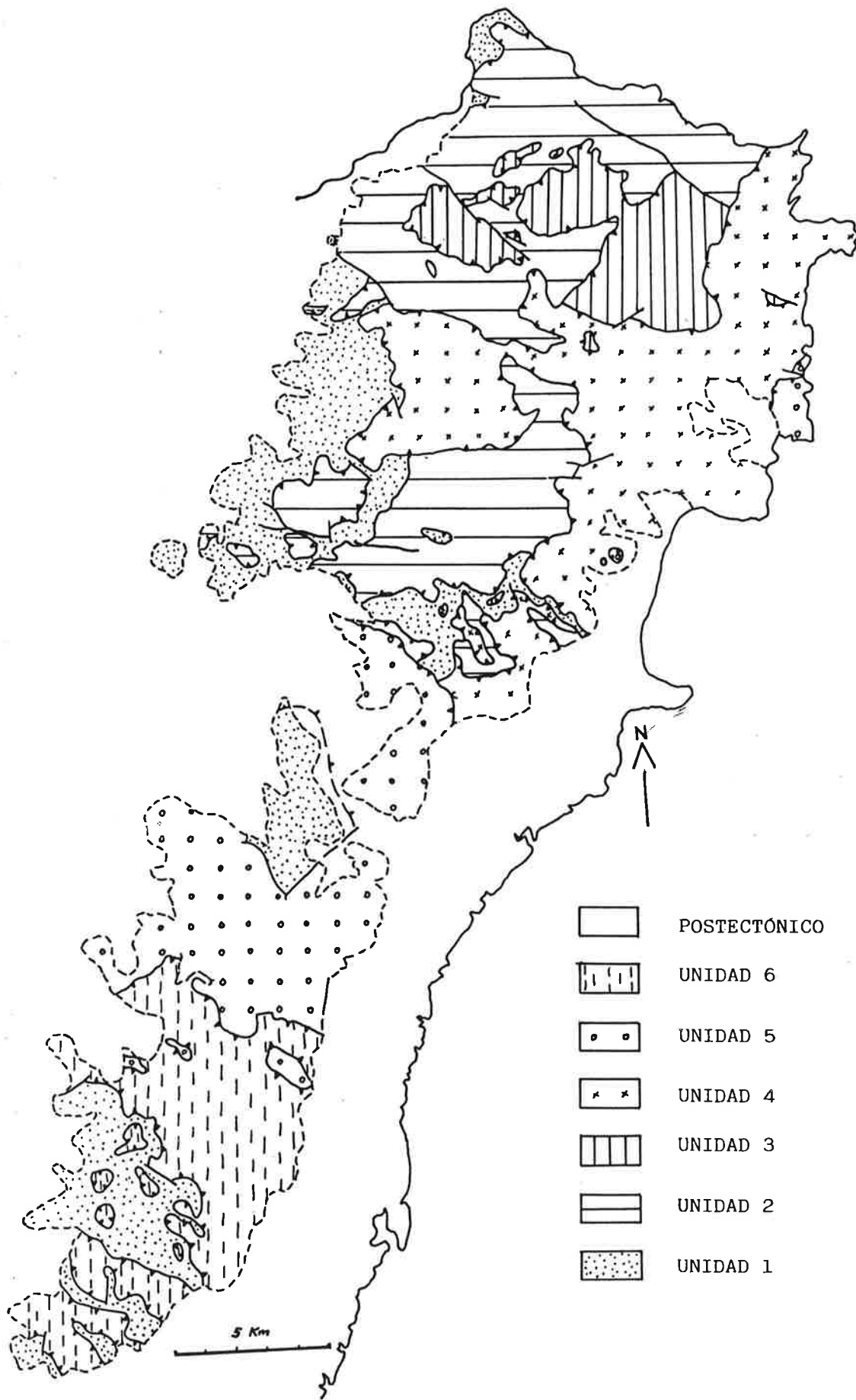


FIGURA 15.- UNIDADES ESTRUCTURALES DE LA SIERRA DE LEVANTE

Cabalgamientos.- Un corte geológico de dirección NW-SE realizado en la zona de Artá, permite ver repetidas superposiciones de la serie estratigráfica descrita en el apartado anterior. Esta situación no es exclusiva de la zona de Artá, sino que es generalizable a todas las Sierras de Levante.

Efectivamente, consideremos el corte A-A'. A partir del NO, podemos observar como a las dolomías les siguen un Jurásico en facies pelágicas, luego un Cretácico y encima de éste (o eventualmente encima de retazos de Eoceno o de Mioceno, según la transversal considerada), encontramos nuevamente a las dolomías del Lías.

El contacto tectónico que posibilita esta superposición es aproximadamente paralelo a las superficies estratigráficas; al inicio del corte buza claramente hacia el SE, para luego horizontalizarse progresivamente (uno de los puntos donde mejor puede observarse este contacto es en las cercanías de la casa Els Olors; allí el contacto puede seguirse a lo largo de varios Km.).

Este tipo de estructura cumple todas las condiciones necesarias para ser considerada un cabalgamiento ("thrust"), esto es: 1) tratarse de una falla; 2) que produzca el acortamiento de superficies de referencia que previamente fuesen horizontales.

Como ya hemos indicado, la estructura descrita no es única; sin abandonar el corte A-A' encontramos tres cabalgamientos de características similares al descrito.

La misma situación se da ampliamente en la zona de Felanitx, concretamente en el Castell de Santueri y el Puig de s'Envestida (figura 16, corte C-C') puede observarse como encima del Cretácico y del Eoceno, según los casos, se disponen las dolomías del Lías seguidas por calizas nodulosas y oolíticas del Dogger. Aquí el contacto tectónico es absolutamente horizontal.

Contactos tectónicos sustractivos.- En la zona de Felanitx, a lo largo del corte C-C' (figura 16) podemos observar con frecuencia

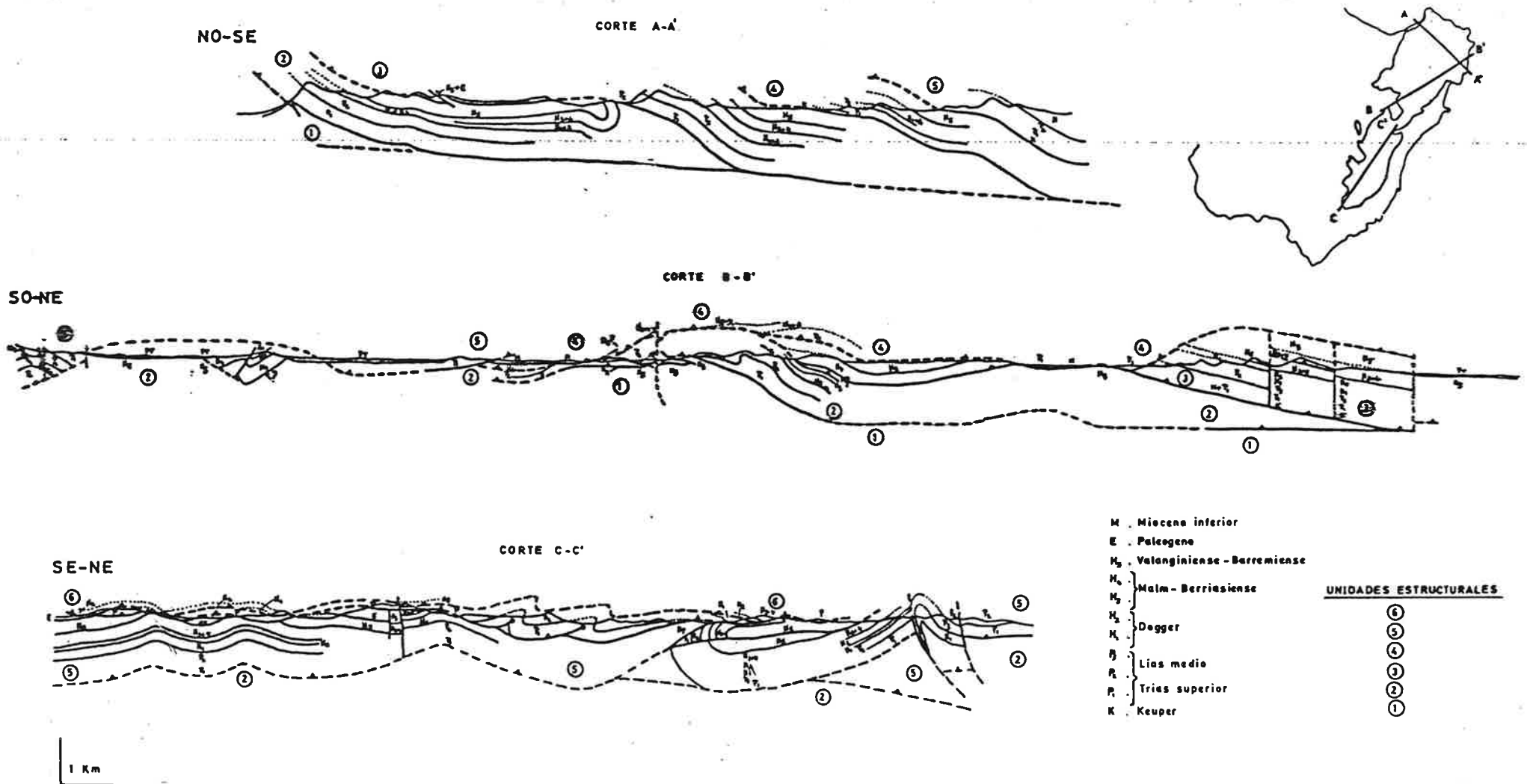


FIGURA 16.- CORTES ESTRUCTURALES DE LA SIERRA DE LEVANTE

que por encima del cabalgamiento descrito en el apartado anterior, se disponen las dolomías del Lías y directamente encima de ellas encontramos las calizas nodulosas (parte terminal del H 1), seguidas de las calizas oolíticas (H 2) del Dogger y faltando, en la mayoría de los casos, la parte terminal de los sedimentos de plataforma del Lias (P 2 a P 3) y la casi totalidad del Dogger margoso (H 1).

Esto es el caso por ejemplo, del Castell de Santueri, donde las superficies estratigráficas del Dogger son aproximadamente paralelas al contacto dolomías (Lías)-Dogger. Esta geometría no es exclusiva de un contacto tectónico y por lo tanto la estructura también podría interpretarse como un contacto sedimentario (laguna estratigráfica). Más hacia el Sur, en el Puig de ses Donardes o en la Penya Bosca, se aprecia sin ninguna duda como el contacto dolomías (Lías)-Dogger corta claramente a la estratificación del Dogger con ángulos importantes. Esta disposición geométrica sí que es exclusiva de un contacto tectónico.

Situaciones parecidas se dan en la zona de Artá. En la vertiente NO de Ses Comunes (alineación montañosa entre Son Cervera y el Coll d'Artá), en la mitad SE el Malm está directamente encima de las dolomías del Lías, en la mitad NW, más allá de un cabalgamiento de segundo orden, entre las dolomías y el Malm hay parte del Dogger margoso (H 1) y las calizas oolíticas (H 2).

En el Eoceno de la Zona de Felanitx también se dan relaciones de este tipo. En los alrededores de Es Carritxó y en el Calvari de Felanitx, se observa como el Bartonense y quizá también el Priabonense, se disponen directamente encima del Cretácico, a pesar de que en las inmediaciones existe un potente paquete de materiales del Luteciense. Las margocalizas del Cretácico situadas inmediatamente debajo del contacto Cretácico-Bartonense presentan una marcada esquistosidad.

Así pues, encontramos contactos del tipo descrito, por lo menos, en dos posiciones distintas dentro de la serie estratigráfica (luego ya veremos que pasa con el Mioceno). El más importante y generalizado de ellos, en el que suprime total o parcialmente al Dogger; el

otro parece alterar la disposición estratigráfica de los materiales del Eoceno, suprimiendo localmente al Luteciense.

Estos contactos tectónicos (que figuran con un signo distinto en el esquema estructural) se pueden describir como sustractivos, ya que adelgazan o suprimen determinados niveles de la serie estratigráfica. Llegados a este punto conviene recordar que interpretaciones podemos dar a este tipo de contactos.

En el caso más simple, un contacto tectónico sustractivo corresponde a una falla extensional. Para que esto sea así debe cumplirse una condición. En el momento de producirse la falla las superficies de referencia deben de ser superficies estratigráficas horizontales.

Una falla sustractiva puede ser contractiva (thrust) en algunos casos en que no se cumpla la condición indicada. Enumeramos algunos ejemplos. Existencia de pliegues anteriores al cabalgamiento, en este caso el cabalgamiento será sustractivo en un flanco del pliegue y aditivo en el otro, existencia de un basculamiento de la serie anterior al cabalgamiento, de tal forma que quede buzando hacia las partes internas (hinterland); existencia de fallas normales anteriores al cabalgamiento, de tal forma que las partes internas se hundan relativamente. Existencia de fallas inversas o pliegues anteriores al cabalgamiento con una disposición o vergencia retro, cabalgamiento en secuencia piggy back que corte a un cabalgamiento anterior para pasar a ser out off sequence aparente; cabalgamiento en out off sequence en que sus rampas salven menos desnivel que las rampas de los cabalgamientos inferiores; cabalgamiento que siga una superficie de discordancia debajo de la cual la serie buze hacia las zonas internas.

Pliegues.— En las Sierras de Levante los pliegues son más bien escasos. Para su descripción los dividiremos en dos grupos de acuerdo con su tamaño: pliegues de gran tamaño (kilométricos o hectométricos) y pliegues menores.

Pliegues de gran tamaño.- Haremos una breve descripción empezando desde el Norte y desplazándonos hacia el Sur.

Sinclinal de Mioceno de la ermita de Artá. En la zona de cabalgamiento que se extiende desde la ermita de Artá hasta el Puig d'en Farrutx, se desarrolla un hinterland dipping duplex de segundo orden que involucra materiales liásicos, cretácicos y especialmente miocenos. Estos últimos, en el area contigua a la ermita de Artá, describen un apretado sinclinal (DARDER, 1933) vergente hacia el NW, con el plano axial subhorizontal y cuyo eje tiene una dirección NE-SW.

Sinclinal de Els Olors. Al Sur y al Este de Els Olors, los materiales del Malm y del Cretácico inferior describen un sinclinal (BOURROUILH, 1973) (Figura 16, corte A-A'). El flanco NW de este sinclinal es subhorizontal, mientras que el flanco SE está invertido (buza unos 50 o 60 grados al SE), por lo que esta estructura es claramente vergente al NO, la dirección de su eje NE-SO. Este sinclinal está claramente cortado por el cabalgamiento descrito anteriormente.

Pliegues de Callicant. La alineación montañosa que engloba al Puig d'en Cotó, Puig de Callicant, Es Telegrafo, Puig Negre, Puig de ses Esqueredes, Puig d'es Tresor y Coll d'Artá, está constituida por dos flancos en posición normal y dos flancos en posición invertida que se alternan entre si. El flanco normal del Puig d'en Cotó buza hacia el NE, el de Es Telegrafo-Puig Negre buza hacia el NO y los dos flancos invertidos (Puig de Callicant y Puig de ses Esqueredes-Puig d'es Tresor) buzan hacia el SE. Estos flancos, en general, se relacionan entre si a través de fallas (fallas normales, fallas inversas y cabalgamientos). Se puede apreciar un buen número de pliegues de segundo orden (generalmente de tamaño hectométrico) que facilitan la interpretación de esta estructura involucra a toda la serie Mesozoica con excepción del Keuper. En su conjunto, este grupo de pliegues complejos tiene una vergencia hacia el NO (DARDER, 1933).

Anticlinal del Puig d'es Corp-Puig Gros. En la misma alineación montañosa a la que hacemos referencia en el párrafo anterior, entre el Coll d'Artá y Son Cervera, hay un conjunto sinclinal-anticlinal de grandes dimensiones, está constituida exclusivamente de dolomias (P 2); el flanco de enlace entre ambos pliegues está replegado, en su conjunto es vertical, si bien localmente puede disponerse en posición invertida. La dirección aproximada de este flanco es N-S. El flanco normal del anticlinal buza hacia el NE. Así pues, el conjunto de la estructura buza hacia el W. Examinando en su conjunto a los pliegues de Calicant y Puig d'es Corp-Puig Gros vemos que sus ejes (reales o virtuales) muestran una gran dispersión, de todas formas existe un máximo en la dirección NE-SW, nosotros atribuimos esta dispersión a una forma de interferencia.

Pliegue del Puig d'en Galiana. Existen ciertas dudas sobre el tipo exacto de estructura de que se trata (figura 16, corte B-B'). El flanco NO está en posición invertida y tiene un gran desarrollo, en el participan los materiales del Dogger, del Malm y del Cretácico. El flanco SO parece verticalizado y cortado por una falla. La dirección del eje del pliegue debe de ser WNW-ESE.

Antiforme de la Serra de So na Moixa. En esta area la serie estratigráfica mesozoica fué invertida con anterioridad a la formación de este pliegue por lo que este antiforme es en realidad un sinclinal (figura 16, corte C-C'). Este pliegue queda limitado entre dos fallas, la situada en la parte meridional, corta al pliegue (ver esquema estructural). El eje del pliegue tiene una orientación ONO-ESE. El flanco SW del antiforme está en posición vertical o buzando fuertemente hacia el NE (las capas se hacen más modernas hacia el NE). El flanco NE buza hacia el NE (primero 65 y luego 40 grados) y tiene una forma cóncava. La estructura es vergente hacia el SO (FORNOS et al., 1984). La curvatura de su plano axial, puede interpretarse como unaplastamiento tardío. En el flanco verticalizado hay algunos pliegues de segundo orden (en especial uno de tamaño decamétrico) que no son compatibles con el antiforme; sin duda deben de relacionarse con una deformación anterior. Estos pliegues pueden ser interpretados como pliegues de

segundo orden situados en el flanco invertido de una gran estructura vergente hacia el NE.

Sinforme de S'Esqueda. Este pliegue queda situado al Norte de Son Maciá (FORNOS et al, 1984). Al igual que en el caso de Son Moixa, la serie estratigráfica mesozoica fué invertida con anterioridad a la formación del pliegue. El flanco S es vertical (las capas se hacen más modernas hacia el S) o buza fuertemente al S. El flanco NE está invertido y buza 45 grados hacia el NE. El plano axial buza suavemente hacia el SW. Este sinforme se puede interpretar como un pliegue de arrastre debido al movimiento relativo hacia el NE del cabalgamiento que lo limita por el SW.

Sinclinal de Son Maciá. Se trata de un pliegue de grandes dimensiones (HOLLISTER, 1934) que involucra a toda la serie mesozoica (con excepción del Keuper) y al Eoceno (sólo aflora en el flanco normal) y que queda cortado por el Mioceno. El plano axial de este sinclinal ha sido ligeramente reactivado en forma de cabalgamiento (figura 16, corte C-C'). El núcleo del pliegue está ocupado por Cretácico. El flanco SO aflora en una extensa area ocupada por el Puig y el Valle de Sa Mola. La disposición media de las capas de este flanco es subhorizontal pero están en posición invertida, al desplazarnos hacia el SO las capas aumentan su buzamiento, de tal forma que en la vertiente SO del Puig de Sa Mola buzan 60 grados al SO y en las ventanas tectónicas situadas al SO de la alineación montañosa Puig de Sa Mola-Sa Mola d'es Fangar, estan en posición vertical (las capas se hacen más modernas hacia el SO). El flanco normal de este pliegue buza hacia el SO y ocupa la vertiente NE del Valle de Son Maciá. Esta estructura es vergente hacia el NE y su plano axial buza suavemente hacia el SO. La inversión de la serie en las areas de Son Moixa y S'Esquerda (descritas en los dos párrafos anteriores) puede ser explicada equiparándola a la formación del extenso flanco invertido del Puig y valle de Sa Mola.

Pliegues de Sa Serra Llonga de Son Duri. La carretera que va de Felanitx a Porto Colom discurre durante un buen tramo por encima de dolomias bandeadas (P 1). A ambos lados de la carretera afloran

dolomías oscuras (P 2); las situadas al NE, mayoritariamente, están en posición vertical (las capas se hacen más modernas hacia el NE), mientras que las situadas al SO buzan suavemente al SO. Así pues, la carretera discurre por el núcleo de un anticlinal vergente hacia el NE. La dirección de su eje es NO-SE (este anticlinal es el de la derecha de los dos representados en la parte central del corte C-C' de la figura 16. En esta área el anticlinal descrito no es único, las lomas que forman Sa Serra Llonga de Son Duri constituyen el flanco verticalizado e incluso invertido, que enlaza un nuevo anticlinal con el sinclinal situado inmediatamente al SO del anticlinal de la carretera. Tal como se deduce de la cartografía y de los pliegues de segundo orden asociados (son especialmente significativos los de Sa Comuna, situados más al O), la traza cartográfica del plano axial de este nuevo anticlinal es curvada, lo cual responde a una forma de interferencia.

Pliegues menores.- Lógicamente los pliegues de tamaño métrico o decamétrico son más abundantes. Algunos de ellos son claramente pliegues de segundo orden asociados a los pliegues de gran tamaño descritos, otros se pueden interpretar claramente como "slumps" y finalmente otros son de origen incierto.

Entre los pliegues asociados a los de gran tamaño, ya hemos mencionado su existencia en algunas de las descripciones anteriores, añadiremos ahora los situados en la carretera de Artá a las Calas de Artá justo al empezar la bajada hacia las calas, los situados entre el Puig de Son Llodrà y Sa Torre (al Sur de Manacor) y los del Es Cor de Jesús (al norte de Son Maciá). También existen unos pliegues suaves que afectan tardíamente al Puig Campanet (al N de la carretera de Artá a las calas) y al flanco invertido del Puig de ses Esquerdes (Coll d'Artá).

Los slumps son relativamente abundantes en distintos niveles de la serie estratigráfica, especialmente en las calizas nodulosas del Dogger (H 1) y calizas oolíticas (H 2), en la parte superior del Malm y tránsito al Neocomiense (H 4) e incluso en las margocalizas del Neocomiense (H 5). Entre las localidades donde se han observado

"slumps" citaremos, en el H 1: cantera de Es Cor de Jesús, S'Esquerda, al Sur del Coll dels Presos de So na Moixa, vertiente Sur de Sa Mola d'es Fangar y San Salvador (de la zona de Felanitx); en el H 4. Puig d'en Borrás, torrente de Es Castellals (de la zona de Artá), valle de Son Maciá (varias localidades) y San Salvador (de la zona de Felanitx) en el H 5: cantera frente al campo de futbol de San Lorenzo (llano de San Lorenzo) y cantera entre Felanitx y Sant Salvador (zona de Felanitx). De momento no se ha hecho un estudio sistemático de los elementos geométricos de estos pliegues, pero es evidente que existe una gran dispersión de sus ejes y sus vergencias llegan a ser opuestas.

Los pliegues menores de origen incierto, también son numerosos, entre ellos citaremos los de la cruz de San Salvador y los de la vertiente N del Puig Gros (al W de S'Alqueria Blanca). En San Salvador existen dos familias de estos pliegues. Los pliegues de la familia mejor representada son vergentes al WSW y sus ejes tienen una dirección próxima a N-S. Los pliegues de la otra familia son menos numerosos, son vergentes hacia el NNO y la dirección de sus ejes es próxima a E-O. No es seguro pero los pliegues E-O parecen ser anteriores a los N-S. Los pliegues del Puig Gros son vergentes hacia el ONO y sus ejes tienen una dirección próxima a N-S.

Las fallas inversas son relativamente frecuentes. Están geométricamente y genéticamente relacionadas con los cabalgamientos.

En la zona de Artá las fallas verticales están bien desarrolladas y fueron puestas de manifiesto por BOURROUILH (1973 (ver fig. 192). Estas fallas tienen una dirección NO-SE y sus trazas pueden tener una longitud de varios kilómetros. Su relación con las otras macroestructuras es relativamente compleja.

Falla de Sa Duaya: su traza es paralela a la costa en el area de las calas de Artá. Hacia el NW se amortigua (ver esquema estructural). Corta al cabalgamiento que se extiende desde la base del Puig del Pla de Son Hegos hasta el Puig d'es Castellals y al sinclinal de Els Olors en su extremo NE; en cambio no corta al cabalgamiento

que se extiende de Cala Mesquida a Capdepera a pesar de que no se amortigua antes de alcanzarlo. No existen criterios cartográficos para determinar el movimiento relativo de sus bloques, si bien parece probable que esta falla posea una cierta componente de movimiento en dirección.

Falla de la ermita de Artá: Corta al cabalgamiento de la ermita de Artá. Hacia el SE se amortigua y su traza termina al N de Artá. De la cartografía se deduce claramente que su desplazamiento posee una componente importante en la dirección del buzamiento (dip slip) que hunde al bloque situado al SO.

Falla de Canyamel: Se trata de la fallas que separa la alineación montañosa del Coll d'es Vidrier y el Puig de Son Jordi del llano de Canyamel. Esta falla no es claramente observable ya que tan solo afecta a dolomías, se supone que produce un hundimiento del bloque situado al NE. En cualquier caso se amortigua hacia el O. Se sitúa en la prolongación de la falla de la ermita de Artá pero no hay ninguna conexión entre ambas y además tienen movimientos opuestos.

Falla de Son Jordi: Limita por el SW la alineación montañosa del Coll d'es Vidrier y el Puig de Son Jordi. Es más corta que las anteriores, tiene unos 3 Km de longitud. Coloca a las dolomías (del Lías) al mismo nivel que los materiales del Mioceno produciendo un hundimiento del bloque situado al SW.

Falla del Bec d'en Farrutx: Tiene menos de 2 Kms. de longitud. Corta al cabalgamiento de Es Puiget. Su movimiento posee una clara componente en dirección de carácter siniestro y también produce un hundimiento relativo del bloque situado al NE.

Fallas de Sa Carbonera y del Puig d'en Cotó: Se trata de un grupo de fallas paralelas, cada una de las cuales tiene aproximadamente un kilómetro de longitud. Producen un hundimiento de los bloques situados al SW. Están ampliamente recubiertas por los materiales postectónicos, aunque localmente los cortan.

Falla de Calicant: Separa la alineación montañosa del Puig de Calicant y del Coll d'Artá del llano de San Lorenzo des Cardassar. Su orientación es WnW-ESE. Aunque presenta alguna discontinuidad, puede considerarse que en conjunto tiene unos 8 Km de longitud. Corta a los cabalgamientos del sector del Puig de Calicant y del Coll d'Artá: Parece poseer un desplazamiento relativamente pequeño, provoca un ligero hundimiento del bloque NE.

Fallas de Zo na Moixa y Son Llodrá: En la parte septentrional de la zona de Felanitx, concretamente en la alineación montañosa del Puig de Son Llodrá y del Puig de Son Amoixa, existe un sistema de fallas conjugadas. Las fallas de una de las familias que constituyen dicho sistema tienen una orientación N-S mientras que las fallas de la otra familia se disponen con una orientación NE-SO o incluso E-O. Ya que estas fallas son verticales, la intersección de ambas familias es una línea vertical y por lo tanto se trata de un sistema de fallas conjugadas con movimiento en dirección. Estas fallas cortan a los cabalgamientos y fallas inversas, así como a los pliegues asociados.

Por todas las Sierras de Levante se pueden observar numerosas fallas normales de dimensiones métricas a hectométricas. Se han estudiado tan solo cuatro estaciones específicas de este tipo de fallas, lo cual es claramente insuficiente para generalizar cualquier tipo de resultado. En el esquema estructural simplificado se ha situado una flecha sobre cada una de estas estaciones, estas flechas poseen puntas en ambos extremos y están orientadas según la proyección de SIGMA (3) sobre el plano horizontal.

Microestructuras

Todas las microestructuras que pueden observarse en las Sierras de Levante reflejan una deformación frágil, lo que asociado a la ausencia total de metamorfismo y al tipo de macroestructura descrita, permite deducir que las Sierras de Levante se han deformado en condiciones superficiales, en el nivel estructural superior.

Las microestructuras presentes en las Sierras de Levante son: microfallas y esquistosidad.

La mayoría de los planos estilolíticos existentes en las Sierras de Levante son paralelos a la estratificación, son debidos a la compactación del sedimento y, por lo tanto, no tienen significado tectónico.

Microfallas.- Se han estudiado once estaciones con microfallas y otras microestructuras frágiles. Se ha calculado la posición teórica de SIGMA (1), SIGMA (2) y SIGMA (3) de cada una de las microfallas según el método de ETCHECOPAR (1984) basado en ANDERSON (1951). En las Sierras de Levante este tipo de microestructuras son escasas y de poca calidad, por lo que los resultados obtenidos son más bien escasos a pesar del esfuerzo realizado. La disposición del elipsoide de esfuerzos deducido para cada una de las estaciones analizadas es bastante variable. En algunas de ellas se han podido separar dos deformaciones, generalmente correspondiendo a regímenes tectónicos distintos. En el esquema estructural simplificado estas deformaciones se han indicado con una flecha con dos puntas; si el régimen tectónico es distensivo las puntas están dirigidas hacia fuera y el segmento está orientado según SIGMA (3), si el régimen tectónico es compresivo o de desgarre las puntas están dirigidas hacia dentro y el segmento de la flecha está orientado según SIGMA (1).

Las grietas de tensión siempre son perpendiculares a la estratificación, sea cual sea la posición de esta última. Esto demuestra que las grietas son anteriores a la formación de los pliegues. Son coherentes con los planos estilolíticos paralelos a la estratificación y al igual que ellos, pueden estar ligadas a la sobrecarga producida por los sedimentos de la propia cuenca mesozoica.

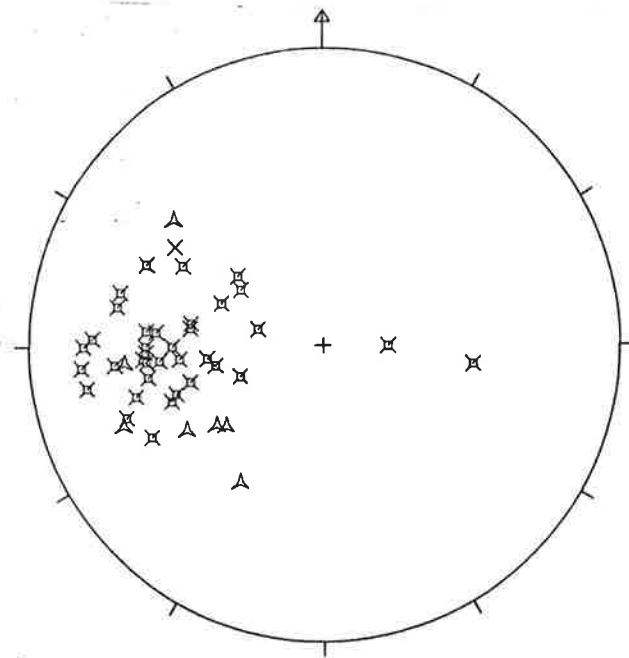
En la estación situada en el flanco NE del antiforame de la Sierra de So na Moixa, SIGMA (2) queda concentrado alrededor del polo de la estratificación, en consecuencia SIGMA (1) y SIGMA (3) se sitúan sobre la ciclográfica de la estratificación. Esto significa que con anterioridad a la formación del antiforame, existía un régimen

tectónico de dirección ("decrochante"), SIGMA (1), una vez restaurada a su posición inicial, tiene una orientación NNE. Esta disposición es próxima a la necesaria para originar el antiforme. Estos resultados implican que aunque las fallas cartográficas con movimiento en dirección corten a las estructuras de plegamiento (ver esquema estructural), tales fallas no son posteriores a los pliegues, sino que ambas estructuras posiblemente son sincronas. Esta conclusión es coherente, ya que las fallas mencionadas separan áreas que han respondido a un mismo acortamiento generando pliegues de distinto tipo.

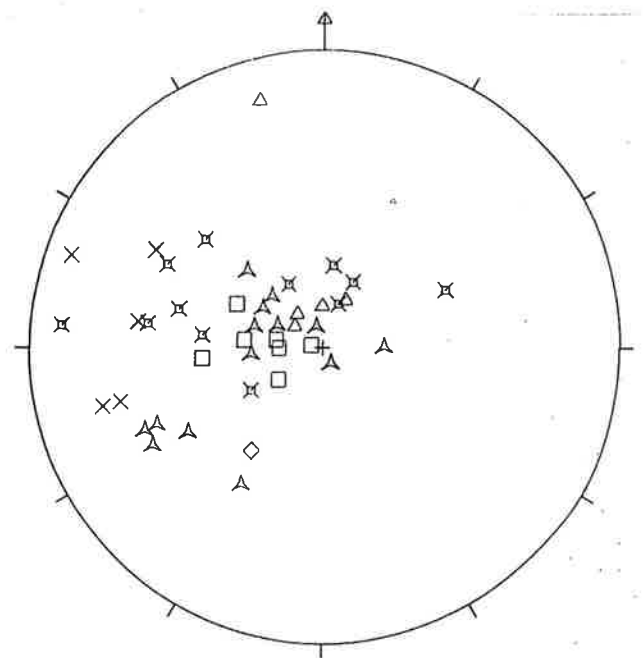
Esquistosidad.- En las Sierras de Levante la esquistosidad tienen un desarrollo muy localizado. Se halla estrechamente asociada a fallas. Generalmente se desarrolla en materiales incompetentes situados cerca (hasta unas pocas decenas de metros) de cabalgamientos y de algunos contactos tectónicos sustractivos. La esquistosidad raramente está relacionada con pliegues (por ej. coincidiendo con el plano axial) y en estos casos, es muy débil.

Desde el punto de vista descriptivo, se trata de una esquistosidad espaciada. El espaciado de los dominios esquistosos oscila entre varios milímetros y unos pocos centímetros, por lo que puede considerarse una esquistosidad espaciada moderada y fuerte (en el sentido de ALVAREZ et al. 1978): Esta esquistosidad no afecta a ninguna estructura planar previa (a excepción de la estratificación) que imprimiera una anisotropía importante de la roca original, se trata después de una esquistosidad disyuntiva (en el sentido de POWELL, 1979). Respecto a la morfología de los dominios esquistosos utilizaremos los criterios de ENGELDER y MARSHAK (1985), así pues la topografía a pequeña escala es débilmente suturada o no suturada, mientras que la topografía de las superficies envolventes es anostomosada.

En realidad se trata de un tipo especial de esquistosidad anostomosada que algunos autores han denominado tectonitas S-C (BERTHE et al. 1979). La roca presenta dos familias de superficies penetrativas, las superficies que pertenecen a una de estas familias buzan entre 30 y 60 grados y pueden considerarse como la esquistosidad en sentido

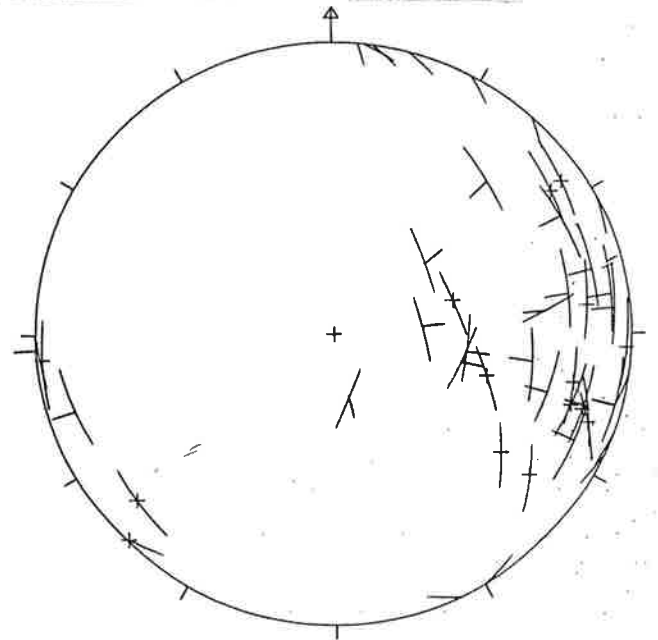
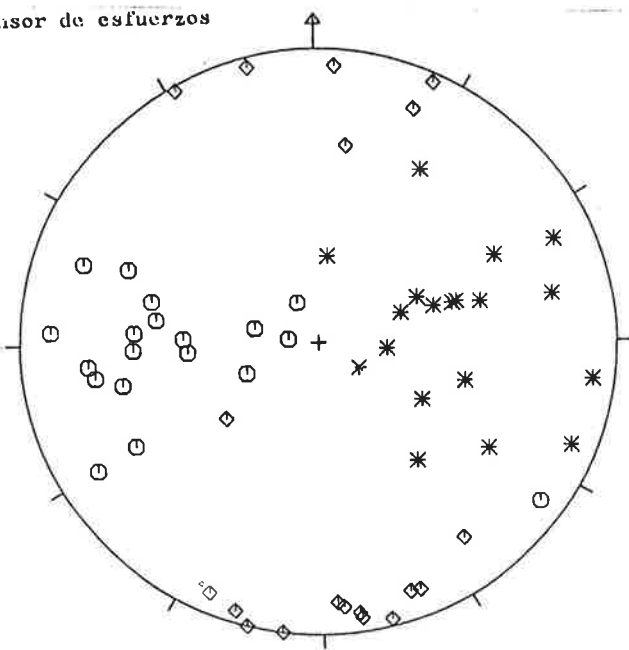


S'ERMITA CLIVATGE



S'ERMITA PLANS C

tensor de esfuerzos

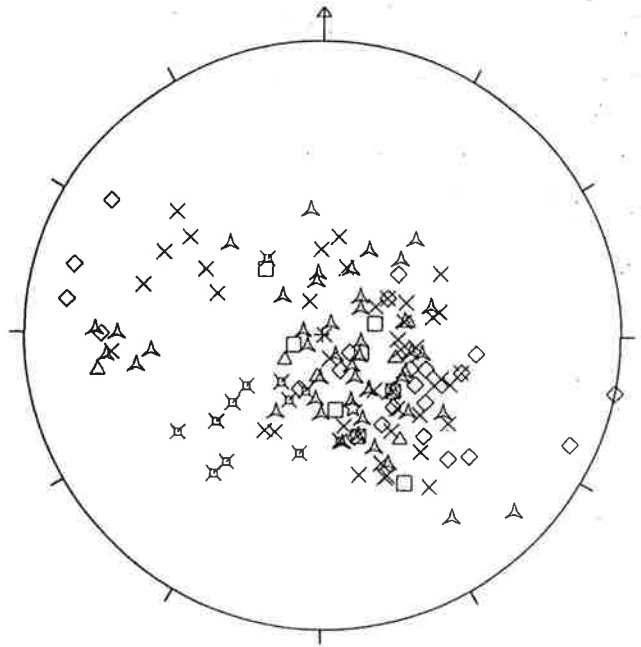


- △ L: indeterminados
- × N: normales
- I: inversos
- △ D: dextros
- ◇ S: sinistros
- ✕ A: sin estrias

FIGURA 17

** SANTUERI CLIVATGE + PLANS C

- △ L: indeterminados
- × N: normales
- I: inversos
- △ D: dextras
- ◇ S: sinistros
- ⊗ A: sin estrias



tensor de esfuerzos

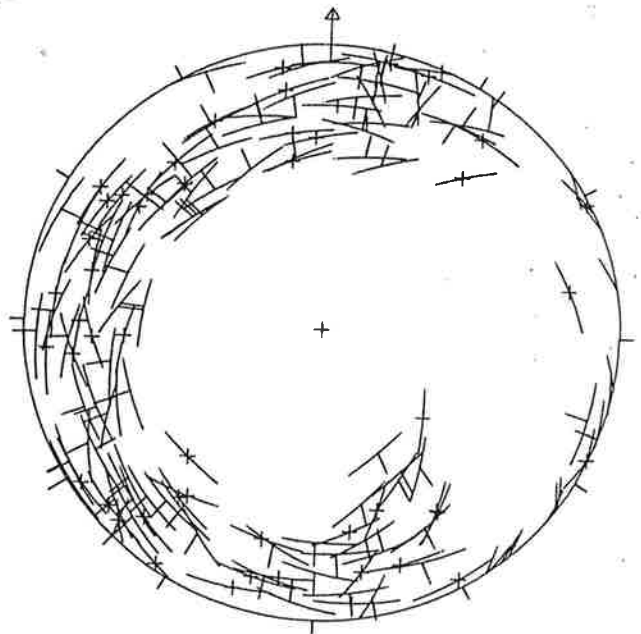
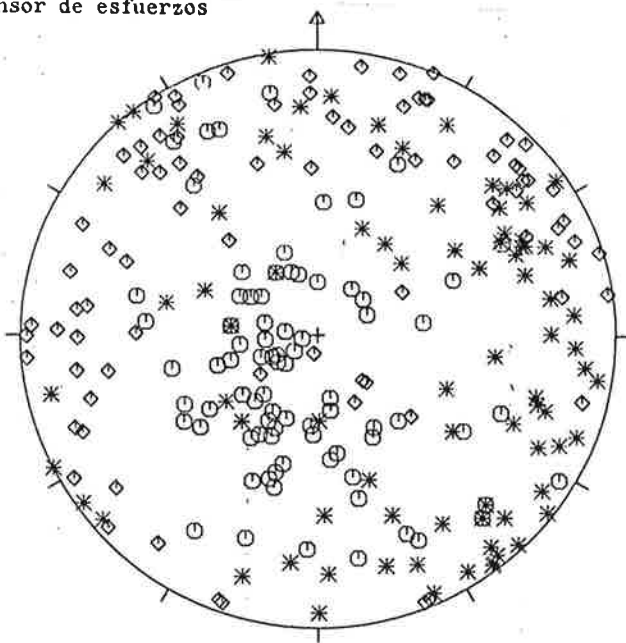


FIGURA 18

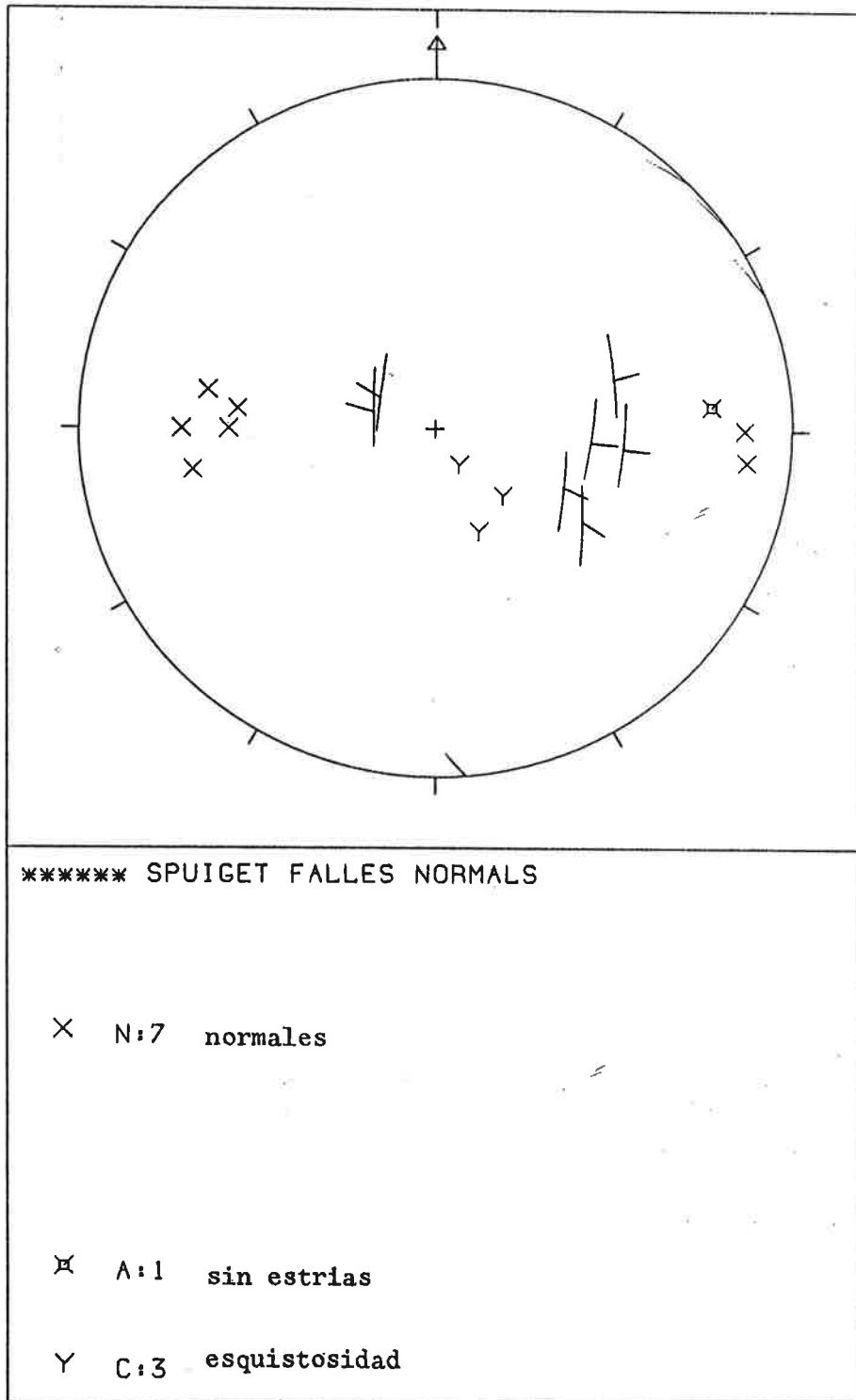


FIGURA 19

estricto (superficies S), las superficies que pertenecen a la otra familia tienen una disposición subhorizontal, presentan un espaciado superior al de las superficies S y con frecuencia poseen estrías y recristalizaciones orientadas. A esta familia se le denomina superficies C. Las superficies S pueden quedar cortadas por las C o adaptarse a ellas como consecuencia del funcionamiento de estas últimas como cizalla. Los microlitones generalmente adoptan formas sigmoidales.

Además de las dos familias de superficies descritas, es frecuente que exista un tercer conjunto de superficies. Estas tienen una disposición parecida a las superficies S pero su buzamiento es mayor y han actuado como microfallas normales.

Se aprecia claramente una evolución de este conjunto de microestructuras a medida que nos alejamos de las superficies de cabalgamiento. La descripción que hemos hecho hasta aquí, corresponde a una situación próxima a la superficie de cabalgamiento. Uno de los afloramientos que se halla en esta situación es el que se encuentra en la carretera que desciende hacia la ermita de Artá (vease estéreogramas de la ermita de Artá). Los SIGMA (1) calculados a partir de las superficies C (y S) estriadas según el método de ETCHECOPAR (1984) basado en ANDERSON (1951) coinciden con los polos de la esquistosidad, ello permite deducir la disposición del elipsoide local de esfuerzos durante el emplazamiento del cabalgamiento. Del elipsoide de esfuerzos locales se puede deducir el sentido de desplazamiento del cabalgamiento pero no su dirección exacta ya que no hay relación directa entre esfuerzo y movimiento. Sobre el esquema estructural simplificado se ha representado una flecha para cada uno de los afloramientos estudiados (15) que reúnen estas características. El segmento de la flecha corresponde a la proyección de SIGMA (1) y la punta de la flecha indica el sentido de movimiento del cabalgamiento (insistimos en que estas flechas no indican la dirección de movimiento de los cabalgamientos).

Al alejarnos de la superficie de cabalgamiento (unas pocas decenas de metros) la distribución del conjunto de microestructuras descrito evoluciona. En primer lugar aparecen microfallas que han funcionado como normales y cuya dirección es oblicua primero y luego perpendicular a la dirección de la esquistosidad. En situaciones más

alejadas de la superficie de cabalgamiento se hace difícil distinguir entre superficies S y superficies C ya que ambas tienen una disposición similar. Ahora todas estas estructuras tienen buzamientos suaves y la mayoría de ellas presentan estrías, estas se disponen sobre un círculo máximo casi horizontal. Las microfallas normales pasan a tener una distribución más aleatoria. El elipsoide de esfuerzos que corresponde a esta disposición (vease los estereodigramas de Santueri) posee un SIGMA (1) con una fuerte inclinación y un SIGMA (2) y un SIGMA (3) casi horizontales y de magnitudes parecidas, o sea que el elipsoide de esfuerzos es muy cercano a un elipsoide de revolución con el eje mayor casi vertical. En esta situación no se puede deducir con claridad el sentido de movimiento del cabalgamiento al cual van asociadas estas microestructuras. En el esquema estructural simplificado se ha representado una cruz para cada uno de los afloramientos estudiados (4) reúnen estas características. Uno de los segmentos que componen la cruz es ligeramente más largo y posee una punta de flecha, coincidiendo con la proyección de SIGMA (1).

En situaciones ligeramente más alejadas del cabalgamiento o menos directamente afectadas por el, aparece una esquistosidad muy débil afectada y cortada por un sistema conjugado de fallas normales. El SIGMA (1) deducido de estas fallas coincide con el polo de la esquistosidad y es muy cercano a la vertical (vease el estereodigrama de Es Puiget). en el esquema estructural simplificado se ha representado una cruz para cada uno de los afloramientos estudiados (2) de este tipo.

Se han estudiado otras dos estaciones de esquistosidad que sumadas a las anteriores hacen un total de 23. Estas dos últimas no se adaptan a ninguno de los tipos descritos.

Esta evolución del modelo de distribución de las microestructuras que componen las tectonitas puede ser interpretado en el sentido de que en su génesis intervienen dos causas, Una de ellas es la deformación por cizalla debida al movimiento de la lámina cabalgante (thrust sheet), la otra causa es la sobrecarga debido al peso de dicha lámina

cabalgante. Cerca de la superficie del cabalgamiento la deformación por cizalla es muy elevada y condiciona la disposición de las microestructuras. A medida que nos alejamos de la superficie de cabalgamiento la deformación por cizalla disminuye rápidamente y entonces la sobrecarga es la causa predominante en el origen de la tectonitas.

Tectonitas S-C en el límite de deformación frágil-dúctil de características muy parecidas a las de las Sierras de Levante han sido descritas en otros orógenos, como por ejemplo en los Apeninos (KOOPMAN, 1983).

Unidades estructurales

Para facilitar la comprensión de la megaestructura, dividiremos a la Sierras de Levante en unidades estructurales (thrust sheet).

Para cuestiones terminológicas ver BOYER y ELLIOT, 1982 y BUTLER, 1982.

El criterio que utilizaremos para establecer estas unidades son los siguientes: 1) consideraremos que se trata de dos unidades estructurales distintas cuando exista una clara superposición (cabalgamiento) de dos sucesiones estratigráficas completas. 2) consideraremos como una misma unidad al conjunto de materiales pertenecientes a la misma sucesión estratigráfica, aunque entre ellos haya contactos tectónicos sustractivos cuyo movimiento supuesto pueda ser muy importante y comuniquen, por lo tanto, aloctonías considerables a sus bloques superiores. 3) cuando la continuidad cartográfica queda interrumpida por la existencia de materiales posttectónicos o de una falla vertical (todo lo cual es excepcional), se nos presenta el problema del enlace. Esta cuestión la resolvemos considerando las similitudes o diferencias (estratigráficas y estructurales) con las unidades más próximas. La falta de continuidad cartográfica también puede ser debida a que una determinada unidad quede recubierta por una unidad superior o a que haya sido erosionada. En este caso, al reaparecer, consideramos que es ella misma aunque, debido a distancia o a otras circunstancias, no pueda demostrarse.

Consideremos el corte A-A' de la figura 15. En él se aprecian cuatro cabalgamientos que superponen cinco sucesiones estratigráficas.

La primera de estas sucesiones, en realidad, no aflora en el corte A-A'. Pocos Kms al NE aparece el Cretácico de esta primera sucesión en una ventana tectónica cortada por una falla inversa tardía. Unos 5 Km. al SO, el Malm y el Cretácico del Puig d'en Borrás y el Mioceno (?) de Sa Devesa podrían pertenecer a esta primera sucesión. El Lías y el Dogger (?) de la cual no afloran. La segunda y tercera sucesiones son completas en todos sus aspectos. La segunda empieza con dolomías bandeadas (P 1) (sólo excepcionalmente con Keuper) y acaba con Cretácico, Eoceno o Mioceno. La tercera empieza localmente con Keuper y termina con Cretácico. La cuarta sucesión empieza en el Keuper y termina en el Cretácico, pero es muy poco potente. Este

hecho nos hace sospechar la existencia de uno (o varios) contactos tectónicos sustractivos. La quinta sucesión empieza localmente con Keuper y acaba (junto al mar) con Malm (?).

Estas cinco sucesiones descritas cumplen las condiciones necesarias de unidad estructural que hemos enumerado. Se corresponden pues, con cinco unidades estructurales.

A lo largo del corte A-A', las capas buzán 30 o 40 grados hacia el SE o bien están en posición subhorizontal. Estas dos disposiciones alternan de forma reiterada. En la cartografía, esta alternancia tiene una dirección aproximadamente paralela a la traza de los cabalgamientos.

La interpretación más simple (y conservadora) es que la disposición descrita va ligada a la propia geometría de los cabalgamientos. Las zonas con buzamiento hacia el SO se corresponden con la terminación de la unidad estructural inferior, es decir con una rampa del bloque inferior (footwall ramp) (ver corte A-A', figura 16).

Como veremos más adelante, la dirección de transporte es aproximadamente perpendicular a estas rampas, con lo cual resultan ser frontales.

Su existencia tiene consecuencias importantes: 1) el corte A-A' puede construirse con bastante exactitud con solo añadir la serie correspondiente, con la potencia medida en superficie, debajo de cada afloramiento. 2) este corte puede ser compensado (balanced cross section) (trab. en curso), con lo que es posible determinar el valor de la aloctonía mínima.

Una primera apreciación permite ver que la aloctonía mínima de cada una de estas unidades es de tan sólo unos pocos Km, o, dicho de otro modo, que se trata de unidades estructurales de escasa entidad.

Consideremos el esquema estructural. En el podemos apreciar como el cabalgamiento basal de la unidad 4 corta a todos los niveles estratigráficos de la unidad 3 y se entronca con el cabalgamiento basal de la unidad 3. El punto de entronque (branch point) se halla situado en la parte E de Artá.

El conjunto descrito constituye una rampa del bloque inferior (footwall ramp) del cabalgamiento basal de la unidad 4. La traza cartográfica de esta rampa es oblicua a la traza de las rampas descritas con anterioridad.

En el corte A-A' podemos constatar que el cabalgamiento basal (floor thrust) buza ligeramente hacia el SE. Restituyendo a su posición inicial (horizontal), la dirección de la rampa que acabamos de describir es aproximadamente perpendicular a la dirección de las rampas descritas con anterioridad, esto es paralela a la dirección de transporte. O sea que se trata de una rampa lateral (footwall lateral ramp). Esta rampa lateral queda reflejada en el corte B-B' de figura 16.

Llegados a este punto señalemos que: 1) la unidad 3 no existirá al SO de la rampa lateral descrita. 2) esta rampa lateral tiene una dirección NO-SE, esto es aproximadamente paralela a la mayoría de fallas verticales importantes existentes en la zona de Artá. Esto último posibilita interpretar a un buen número de ellas como "tear faults" (DALSTROM, 1970).

Entre estas fallas verticales hay un grupo que afectan a las dolomías del Coll d'es Vidrier y Puig de Son Jordi (al NE de Son Cervera). De este grupo, la falla más destacable es la que limita por el SO a las dolomías mencionadas. El bloque hundido es del del SO y el salto es importante, ya que yuxtapone a las dolomías con el Cretácico y el Mioceno de la misma unidad (se trata de la 4). Este grupo de fallas coincide con la rampa lateral descrita, no sólo en orientación, sino que también en posición. Esto nos permite considerar

que ambas estructuras puedan estar genéticamente relacionadas. En efecto, ha sido repetidamente descrita la existencia de fallas extensionales asociadas a una rampa lateral de la (o de una) unidad estructural inferior (drop fault) (BUTLER, 1982 b, HOSSACK, com. pers.)

La alineación montañosa Sierra de Calicant-Coll d'Artá-Son Cervera está constituida por materiales de la unidad 2 (ver corte B-B' y esquema estructural), mientras que el llano de Artá está ocupado por Cretácico de esta misma unidad o, de una forma mayoritaria, por dolomías de la unidad 4. Esto implica la existencia de una desniveleación remarcable (un pliegue en rodilla) de la unidad 2 (ver corte B-B' de la figura 16). Por otra parte la mencionada alineación montañosa queda limitada al SO por una falla vertical relativamente continua e importante, cuyo bloque hundido en el situado al NE.

Esta coincidencia de hechos sugiere la existencia de otra rampa lateral (en este caso ligeramente oblicua) del bloque inferior de una unidad que se extendería más hacia el SW. Otra hipótesis a considerar es la posible existencia de una culminación. Esta culminación tendría una forma alargada coincidiendo aproximadamente con la dirección de transporte, al estilo de la estructura de Dundonnell (ELLIOT, y JOHNSON, 1980). Es evidente que esta flexión o culminación va asociada a la variación de potencias de las unidades estructurales, por lo que la hipótesis de un pliegue de acortamiento clásico (tardío o no) resulta rechazable.

De todo lo expuesto hasta ahora en este capítulo podemos concluir que la división de la zona de Artá en unidades estructurales no presenta ningún problema importante. El llano de San Lorenzo, en cambio, ofrece dificultades mayores.

En el corte B-B' podemos apreciar como en el llano de San Lorenzo la unidad 2 se adelgaza enormemente sin llegar a desaparecer. Esta reducción de potencia puede ser debida a la existencia de contactos tectónicos sustractivos o a una rampa lateral, o a ambas cosas a la vez.

En el centro del llano, la unidad 4 está únicamente constituida por materiales del Mioceno, mientras que más al N y más al E existen potencias importantes de dolomías pertenecientes a esta unidad. Nos encontramos pues, frente a una rampa oblicua del bloque superior (hanging-wall ramp) de la unidad 4 (ver corte B-B').

De hecho la situación no es tan simple y es alrededor de este Mioceno, considerado como perteneciente a la unidad 4, que residen los interrogantes más graves del llano de San Lorenzo.

En el Puig de Sa Font (al SO de Son Cervera), este Mioceno (M-1) está directamente sobre las dolomías de la unidad 4. Esta es la razón por la que lo consideramos perteneciente a esta unidad. BOURROUILH, 1973, demostró que el contacto entre ambos materiales es tectónico. Este contacto tectónico tiene carácter sustractivo. Localmente entre las dolomías y el Mioceno existen pequeños jirones de turbiditas del Mioceno (M 2) (BOURROUILH, 1973), entonces dicho contacto tectónico toma el carácter de aditivo.

Un poco más al SW del Puig de Sa Font, el mismo Mioceno está directamente encima de diversas unidades litoestratigráficas de la unidad estructural 2. Este tipo de observaciones es lo que condujo a DARDER (1925) a considerar que el Mioceno era discordante.

La misma situación (e incluso ligeramente más compleja) se repite a lo largo de todo el llano de San . Allí el Mioceno siempre se encuentra encima de materiales más antiguos (contacto sustractivo), pero en áreas relativamente reducidas está encima de Turbiditas del Mioceno (M 2). Estas turbiditas las consideramos de la unidad 1 ya que a su vez se encuentran debajo de dolomías de la unidad 2.

En este punto el esquema estructural propuesto es objetable en el sentido de que la unidad 4 se coloca directamente encima la unidad 1 sin que podamos probar la existencia de una rampa que afecte a la unidad 2 (anteriormente hemos mencionado esta cuestión).

De lo expuesto anteriormente se desprende que la interpretación del contacto basal del Mioceno (M 1) se enfrenta a un dilema-contradic-

ción cuya elección tiene consecuencias regionales. Una posible interpretación es que el Mioceno es discordante sobre distintas unidades estructurales, la otra es que se trata de un contacto tectónico sustractivo. Como hemos visto, ambas interpretaciones tienen contradicciones importantes.

Para nosotros el Mioceno es discordante sobre la unidad 4. Esta discordancia ha sido aprovechada por un contacto tectónico en situación de rellano (flat). Desconocemos la aloctonía y el carácter (extensional o contraccional) de este contacto tectónico. En este punto la unidad 4 se encuentra en situación de rampa del bloque superior (ha sido descrita con anterioridad). El cabalgamiento asociado se paraleliza y sustituye al rellano basal del Mioceno del siguiente modo: suponiendo que el rellano tuviese carácter extensional, este es cortado por el cabalgamiento. Suponiendo que el carácter del rellano fuese contraccional, este se entronca en con el cabalgamiento. El contacto basal del Mioceno (conservando su descripción de sustractivo) es en realidad un cabalgamiento.

Al SW de la línea San Lorenzo -Son Carrió, este Mioceno de la Unidad 2 y diversos niveles de la unidad 4 son cabalgados por las dolomías de la unidad 5 (ver corte B-B' y esquema estructural).

La unidad 5 se sigue hacia el SO hasta la carretera de Manacor a son Forteza, sin atravesar ninguna discontinuidad importante. En este tramo la unidad 5 está constituida primordialmente por dolomías y Mioceno. Pero también están presentes algunos retazos de Dogger y Malm. El Mioceno parece discordante.

El área del Puig d'en Galiana y Santa Ponsa aparece casi totalmente ocupada por materiales del Malm y del Cretácico. Esta área queda rodeada por las dolomías de la unidad 5 que acabamos de mencionar. La relación entre ambos elementos queda cubierta por materiales postectónicos o bien se realiza a través de fallas verticales con sentido de movimiento incierto. La hipótesis que requiere un salto de fallas menor es considerar que el área mencionada pertenece a la unidad 2

(o 1, si es que la 2 no existiese debido a la hipotética rampa discutida anteriormente). En este caso esta área sería una ventana tectónica (¿ debida a una culminación ?) más o menos retocada.

En el extremo NE del corte C-C' observamos a la unidad 5 encima de la unidad 2 (o en su caso de la unidad 1). Con ello hemos entrado de lleno en la zona de Felanitx.

La zona de Felanitx es relativamente simple en lo que respecta a las unidades estructurales. La unidad 5 se extiende hasta los confines meridionales de las Sierras de Levante sin ninguna discontinuidad problemática. Destacaremos dos aspectos: 1) la existencia de los pliegues de Son Moixa, S'Esquerda y Son Maciá; recordemos que sus ejes son paralelos a la dirección de transporte considerada. 2) el Mioceno de la Sierra de Son Banús tiene una disposición que permite interpretarlo como discordante (DARDER, 1925) sobre los pliegues anteriores. Las consecuencias regionales que conlleva dicha interpretación y el caso del Mioceno del Puig de Sa Font (Son Cervera) nos aconseja someter esta interpretación a revisión.

Sobre la unidad 5 existe una unidad 6 (ver corte C-C') que ocupa la parte meridional de la zona de Felanitx (PARES, 1985).

El límite septentrional de la unidad 6 coincide aproximadamente con la alineación Sierra de Son Banús-Sa Mola d'es Fangar. En la vertiente septentrional de Sa Mola d'es Fangar se observa como el cabalgamiento basal de la unidad 6 corta a distintos niveles estratigráficos de la unidad 6, en concreto a las calizas oolíticas del Dogger (H 2) y a las calizas del Malm (H 4). Localmente las calizas oolíticas describen un anticlinal vergente al NE, cuyo flanco vertical está cortado por el cabalgamiento mencionado. El eje del pliegue y la traza del cabalgamiento tienen una orientación NW-SE. La disposición descrita corresponde a una rampa de bloque superior (hangingwall ramp).

La existencia de esta rampa de bloque superior y su situación

de relativa cercanía con los pliegues de Son Maciá, So na Moixá y S'Esquerda, sugiere la posible existencia de la rampa de bloque inferior correlacionable con ella. Esta rampa de bloque inferior debería ser paralela a la de bloque superior y debería estar situada en alguna zona más hacia el SW, por ejemplo, podría quedar oculta debajo de las dolomías que ocupan el llano que se extiende entre la alineación de la Sierra de Son Banús-Sa Mola d'es Fangar y la carretera de Felanitx a Porto Colom. En este caso, de Felanitx hacia el Sur, la unidad situada debajo de la unidad 6 o no sería la unidad 5 (ya que esta no existe más allá de su rampa de bloque inferior), sino que se trataría de la unidad situada inmediatamente debajo de la 5, esto es la unidad 1 o una nueva escama ("horse", en este caso) que no tiene equivalente en la zona de Artá.

Discusión

Dirección de transporte.- Es un sistema de cabalgamientos (thrust belt) la dirección de movimiento de los mantos y escamas (thrust sheets) debe deducirse a partir de la geometría (a escala cartográfica) de los propios cabalgamientos y fallas asociadas. La dirección de buzamiento de los cabalgamientos, la orientación de los ejes de los pliegues asociados, la disposición puede haber sido alterada posteriormente o porque pueden responder a esfuerzos locales determinados, entre otras causas, por la existencia de rampas oblicuas o laterales (BUTLER, 1985)

La primera regla para determinar la dirección de movimiento queda implícita en la propia esencia de un cabalgamiento, ya que este siempre sube estratigráficamente en la dirección de movimiento (DAHLSTROM 1969; ELLIOT y JOHNSON, 1980). Así pues, si la superficie de cabalgamiento presenta una geometría en peldaños (staircase trajectory) como ocurre generalmente en los niveles estructurales poco profundos, las rampas nos proporcionarán una información de suma importancia.

Otro de los criterios geométricos útiles consiste en la elaboración de mapas de líneas de entronque (branch lines) (HOSSACK, 1983). Este método requiere haber cartografiado una área suficientemente

grande para que sea representativa de la totalidad del sistema de cabalgamientos. Las Sierras de Levante de Mallorca poseen una superficie relativamente pequeña y quedan rodeadas (aisladas) por sedimentos postectónicos y por el mar. Así pues el método de las líneas de entronque no es aplicable en este caso.

Según COWARD (1984) las "tear faults" y ciertas culminaciones relativamente pequeñas y estrechas, generalmente son paralelas a la dirección de movimiento, DAHLSTROM (1970) precisa que pueden haber "tear faults" paralelos y oblicuos a la dirección de transporte, en este segundo caso pueden formar un sistema con otras fallas conjugadas, la bisectriz de este sistema coincidirá aproximadamente con la dirección de transporte. Al considerar el criterio de las "tear faults" deberemos tener en cuenta tan solo las fallas de primer orden debido a que la existencia de rampas oblicuas puede provocar movimientos laterales relativos de los bloques y originar "tear faults" de segundo orden transversales a la dirección de transporte.

En las Sierras de Levante se observan seis rampas. El pliegue del Pla de Son Hegos constituye una rampa del bloque superior (hangingwall ramp). El cabalgamiento corta a la serie estratigráfica de esta rampa ascendiendo de SW a NE. La rampa que se extiende de Capdepera a Artá es una rampa del bloque inferior (footwall ramp), el cabalgamiento corta a la serie estratigráfica de esta rampa ascendiendo de SO a NE (ver corte B-B'). La rampa del Puig de Sa Font (Son Cervera) corresponde a una rampa del bloque superior, el cabalgamiento corta a la serie estratigráfica de esta rampa ascendiendo de NE a SO (ver mapa geológico). El flanco invertido del pliegue del Puig de Calicant constituye una rampa de bloque superior, el cabalgamiento corta a la serie estratigráfica de esta rampa ascendiendo de SE a NO.

Si consideramos el cabalgamiento basal de la unidad 3 vemos como alrededor de Artá se apoya sobre el Cretácico de la unidad 2; al NO de Artá se apoya sobre el Eoceno de la unidad 2 (el Eoceno aflora en una larga y estrecha banda de dirección NE-SO); mientras que en el extremo NW, sobre los acantilados que dominan la Colonia de San Pedro, se apoya sobre el Mioceno de la unidad 2 (ver mapa geológico).

La disposición descrita corresponde a una suave rampa del bloque inferior, el cabalgamiento corta a la serie estratigráfica de la unidad 2 ascendiendo de SE a NO.

En el esquema estructural simplificado se han indicado estas direcciones y sentidos mediante unas flechas. El único movimiento coherente con estas observaciones es un desplazamiento de SE a NO. Por otra parte, esta dirección coincide con la de la mayoría de las fallas verticales de la zona de Artá, algunas de las cuales son fácilmente interpretables como "tear faults". En este caso las rampas de Calicant y de Artá-ermita serían rampas frontales y las rampas de Pla de Son Hegos, Capdepera-Artá, Puig de Sa Font y Sa Mola d'es Fangar serían rampas laterales.

Si consideramos los resultados del estudio de la esquistosidad (ver esquema estructural) podemos observar que la esquistosidad es "vergente" hacia el NE, el N, el NO, el O y el SO; predominando las vergencias N, NO y O. Si bien la esquistosidad no permite deducir la dirección de movimiento, sí que es un indicador del sentido. Vemos como su disposición es congruente con un desplazamiento hacia el NW.

En resumen: De la cartografía geológica se deduce que la dirección y sentido de desplazamiento de las distintas escamas que constituyen las Sierras de Levante es de SE hacia el NO. Este desplazamiento es congruente con la disposición de la esquistosidad y coincide con los deducidos en las zonas externas de la Cordillera Bética.

Secuencia de los cabalgamientos.- Los criterios para determinar si el sistema de cabalgamientos se propaga hacia el antepais (foreland) (secuencia "piggy back") o hacia el "hinterland" (secuencia "ovestep") o, lo que es lo mismo, determinar si los cabalgamientos inferiores son más recientes que los superiores o más antiguos que estos, son de dos tipos: Uno es de carácter geométrico y el otro es de carácter estratigráfico.

El criterio geométrico consiste en determinar si las superficies

de cabalgamiento son planas o no, en caso de no ser planas es necesario determinar la causa de este plegamiento. En el caso de que por debajo de una superficie de cabalgamiento previamente existente se genere un nuevo cabalgamiento, sus rampas y los posibles caballos (horses) que puedan generarse producirán pliegues y culminaciones en la superficie de cabalgamiento superior. Este tipo de pliegues y culminaciones se consideran diagnósticos de una secuencia "piggy back" (DAHLSTROM, 1970; ELLIOT y JOHNSON, 1980; BOYER y ELLIOT, 1982). Los sistemas de cabalgamiento en secuencia "piggy back" son mucho más abundantes que los sistemas en secuencia "overstep" hasta tal punto que estos últimos también se denominan "out off sequence".

El criterio estratigráfico se refiere a la existencia de materiales discordantes que fosilizen los cabalgamientos. Este criterio conlleva ciertas dificultades que afectan a su precisión: 1) imposibilidad de fosilizar a un cabalgamiento que no emerja. 2) Puede transcurrir un prolongado periodo de tiempo entre que un cabalgamiento deja de ser funcional y que sea efectivamente fosilizado. Por otra parte la mayoría de materiales discordante se localizan en las zonas externas. El criterio de las discordancias no es fácilmente aplicable en el caso de las Sierras de Levante.

Las superficies de cabalgamiento cartografiados en las Sierras de Levante de Mallorca son subhorizontales, de todas formas presentan ciertas ondulaciones. En la zona de Artá, la alineación montañosa del Coll del Vidre y del Puig de Son Jordi constituye una culminación, ya que en ella afloran dolomías (del Lías) mientras que más hacia el NE afloran materiales del Dogger, del Malm y del Cretácico y más al SO afloran materiales del Cretácico y del Mioceno, todos ellos pertenecientes a la misma unidad. Esta culminación tiene una forma alargada en la dirección NO-SE y sus dos flancos vienen remarcados por las fallas de Canyamel y Son Jordi. En la literatura, ha sido repetidamente asociadas a los flancos laterales de culminaciones ("drop fault") (BUTLER, 1982 b; HOSSACK, com. pers.).

El llano situado al SO de Artá y ocupado por las dolomías de la unidad 4 es una depresión (corte B-B') de forma aproximadamente circular, ya que está rodeado por unidades estructurales inferiores, las cuales se hallan situadas a cotas topográficas superiores. Inmediatamente al S, la alineación montañosa de Puig de Calicant, Coll d'Artá y Puig d'es Corp constituye una culminación alargada en la dirección NO-SE. En efecto, entre esta zona montañosa y el llano al SO de Artá es necesario un pliegue remarcable del techo de la unidad 2 (corte B-B'). La alineación montañosa a la que nos referimos está limitada al SO por la falla de Calicant que la separa del llano de San Lorenzo. En Sa Font Vella (inmediatamente al Sur del Coll d'Artá), por debajo de las dolomías de la unidad 2, afloran niveles del Malm y del Cretácico de la unidad 1 o de un caballo (horse) intermedio. Esta ventana tectónica es el centro de la culminación y constituye una especie de cúspide que es la responsable de las formas de interferencia (cartográfica) a la que nos hemos referido al hablar de los pliegues del Puig d'es Corp-Puig Gros.

En la parte septentrional de la zona de Felanitx (en los alrededores de Santa Sirga) existen extensos afloramientos de materiales del Malm y del Cretácico rodeados por dolomías (ya nos hemos referido a ellos anteriormente) esta distribución posiblemente constituya una culminación de forma circular.

Destacaremos que las culminaciones descritas que tienen forma alargada; lo son, aproximadamente, según la dirección de transporte, al estilo (por ejemplo) de la estructura de Dundonnell (NO de Escocia) (ELLIOT y JOHNSON, 1980). Todas estas culminaciones van asociadas al propio mecanismo de los cabalgamientos y no corresponden a pliegues clásicos de acortamiento posteriores a ellos.

La existencia de estas suaves culminaciones y depresiones sugieren que la secuencia de los cabalgamientos puede ser del tipo "piggy back".

Edad de la deformación.- Los materiales del Serravaliense (Mioceno medio) no están nunca involucrados en los pliegues y en los cabalgamientos, en cambio repetidamente se puede observar como estos materiales fosilizan a los cabalgamientos de la zona de San Lorenzo y de la parte septentrional de la zona de Felanitx (Santa Sirga y Manacor). Los materiales del Tortoniense (Mioceno superior) fosilizan claramente los pliegues y cabalgamientos de la zona de Felanitx (por ejemplo, en la Sierra de So Na Moixá). Así pues todas las manifestaciones de tectónica compresiva es anterior al Serravaliense y consideraremos que los materiales mencionados tienen carácter postectónico.

Con frecuencia puede observarse como los materiales del Serravaliense están afectados por fallas normales (por ejemplo, en los alrededores del Puig de Son Galiana al E de Manacor, al O de San Lorenzo etc.). Estas fallas originan pliegues de arrastre de gran radio, aunque localmente sus flancos pueden llegar a tener buzamientos de hasta 55 grados.

Los materiales del Eoceno siempre se disponen directamente sobre de materiales del Cretácico inferior; la cartografía realizada no posee el detalle suficiente para determinar si se apoyan sobre distintos niveles del Cretácico o no. En todo caso se puede asegurar que los materiales del Eoceno no fosilizan estructuras compresivas previas importantes.

Las rocas del Eoceno están claramente afectadas por los cabalgamientos, tanto en la zona de Felanitx (en Es Carritxo) (ver corte C-C'), como en la zona de Artá.

Los materiales del Mioceno basal son discordantes sobre el Mesozoico. La discordancia se manifiesta a escala de afloramiento y a escala cartográfica. En la zona de Felanitx, en el Puig de San Salvador, el Mioceno constituye la parte más elevada de la montaña y tiene una disposición subhorizontal. Este mioceno está soportado por capas del Dogger, del Malm y del Cretácico inferior que buzanan fuertemente hacia el SW. El contacto es perfectamente visible y tiene un carácter claramente sedimentario. El Mioceno se inicia con un nivel

de bloques de rocas del Mesozoico seguido de niveles de conglomerados. En los alrededores de Son Maciá, pero en especial al W de esta localidad, los materiales del Mioceno basal se disponen sobre dolomías (del Lías) y sobre rocas del Dogger, del Malm y del Cretácico inferior, constituyendo una discordancia cartográfica. En esta localidad los materiales del Mioceno fosilizan el sinclinal de Son Maciá y fosilizan parcialmente a un cabalgamiento aunque lateralmente esta estructura corta a los conglomerados del Mioceno. De las relaciones estructurales se deduce que el antiforme de So Na Moixá y el sinforme de S'Esquerda son posteriores al sinclinal de Son Maciá, y pueden estar genéticamente relacionados con el cabalgamiento mencionado.

En el llano de San Lorenzo, en el Puig de Sa Font (Son Cervera) se ha interpretado que las rocas del Mioceno basal han corrido siguiendo el nivel de discordancia (cabalgamiento en situación de rellano ("flat"). Véase el apartado de unidades estructurales). En otras palabras, puede observarse una discordancia del Mioceno que posteriormente ha sido utilizada como nivel de despegue. El Mioceno se dispone sobre dolomías (del Lías) y rocas del Dogger que están en posición vertical y constituyen una rampa de bloque superior respecto al cabalgamiento situado inmediatamente debajo. Antes del despegue de los materiales del Mioceno, estos eran discordantes sobre una rampa de la unidad 4. En consecuencia el cabalgamiento basal de la unidad 4 es premioceno.

En la zona de Artá, en la ermita, las rocas del Mioceno están involucradas en pliegues y están afectadas por el cabalgamiento basal de la unidad 3.

El Mioceno basal es ampliamente discordante en toda la isla de Mallorca; en concreto esta discordancia es claramente observable en Randa (ANGLADA, 1985) y en la Sierra de Tramuntana (RODRIGUEZ-PEREZ, 1984).

En resumen: No se observan estructuras compresivas anteriores al Eoceno. El gran sinclinal de Son Maciá es de edad oligocénica (anterior al Mioceno basal). En Son Cervera se observa un cabalgamiento de esta

misma edad (fosilizado por el Mioceno basal, el cual es discordante en toda Mallorca). En las Sierras de Levante estas estructuras compresivas de edad oligocena son excepcionales. En efecto en Son Maciá existe al menos un cabalgamiento y pliegues relacionados con el (por ejemplo So Na Moixa) que son sincronos con el Mioceno basal. El resto de estructuras compresivas son posteriores al Mioceno basal y posiblemente posteriores al Mioceno turbidítico, pero anteriores a los materiales del Serravaliense.

Conclusiones

Las Sierras de Levante de Mallorca constituyen una porción de un sistema de cabalgamientos (thrust belt). La macroestructura de las Sierras de Levante viene determinada por estos cabalgamientos y por algunos pliegues subordinados y asociados a ellos y consiste en el apilamiento de varias escamas de distinta forma y tamaño.

El acortamiento mínimo en la transversal de Artá es de unos 15 Km (basado en las reconstrucciones hechas hasta el presente), lo que implica un acortamiento del orden del 50 por ciento.

De la relación entre estos cabalgamientos y los materiales de distintas edades, se deduce que ellos se inician en el Oligoceno y se desarrollan durante el Mioceno inferior y parte del Mioceno medio. Durante el Serravaliense ya no son activos.

Localmente (Son Maciá, en la zona de Felanitx) existen pliegues de edad oligocena, estos pliegues tienen una orientación NO-SE y son vergentes al NE o son tumbados y tienen flancos inversos muy bien desarrollados. En esta misma area existe un conjunto de pliegues claramente posteriores (miocenos) a los que acabamos de mencionar, pero que tienen la misma orientación y vergencia. Así pues, los pliegues de orientación NO-SE son los predominantes en la zona de Felanitx, aunque localmente también se observan pliegues con orientación NE-SO. Mediante paleomagnetismo se ha determinado que no hay ninguna rotación relativa entre la cobertura de esta area y la de otras areas de Mallorca. Así

pues, la posición de estas estructuras no viene determinada por la actuación de una componente de cizalla durante o después de su formación. Los ejes de estos pliegues son paralelos a la dirección de movimiento de las escamas.

Las características geométricas, la situación y la edad de estas estructuras nos indican una continuidad en tiempo y una localización en el espacio del mecanismo que los ha generado. La asociación demostrada de los pliegues de So Na Moixa y S'Esquerda con los cabalgamientos (miocenos) y la existencia en las Sierras de Levante de al menos un cabalgamiento oligoceno (caso de la rampa del Puig de Sa Font) sugiere que los pliegues de orientación anómala (NO-SE) de la parte septentrional de la zona de Felanitx, son debidos a una rampa oblicua de bajo ángulo o a una rampa lateral activa durante parte del Oligoceno y del Mioceno.

Las superficies de cabalgamiento son subhorizontales, si bien presentan ondulaciones de gran radio y culminaciones o depresiones suaves de carácter local. Los cabalgamientos en la zona de Artá tienen un buzamiento suave y generalizado hacia el SE de manera que las escamas inferiores aparecen en el NO y las superiores al SE. No se observa ningún buzamiento aparente generalizado en la dirección NE-SO. De todas formas, en la zona de Artá aparecen unidades relativamente más inferiores que en la zona de Felanitx debido a que entre Artá y San Lorenzo existen numerosas rampas laterales. En la zona de Artá hay un apilamiento extra de unidades y constituye una mega culminación.

Las culminaciones y depresiones descritas, aunque son suaves, sugieren que los cabalgamientos inferiores son los más modernos (secuencia "piggy back").

La dirección de movimiento del conjunto de escamas es del SE al NW tal como se deduce de las relaciones observadas en las rampas. Las fallas verticales de la zona de Artá tienen esta misma orientación.

por lo que al menos algunas de ellas pueden ser consideradas "tear faults" y por lo tanto su génesis está estrechamente asociada a los cabalgamientos. Algunas de las culminaciones descritas son alargadas paralelamente a estas fallas.

Cerca de las superficies de cabalgamiento y principalmente en las calizas margosas del Cretácico inferior se observa esquistosidad. Se trata de unas tectonitas S-C desarrolladas en condiciones frágiles (-ductiles) y que están genéticamente relacionadas con los cabalgamientos. Los resultados del estudio de la esquistosidad son coherentes con un sentido de desplazamiento hacia el NW.

Un rasgo tectónico de primer orden en el dominio de la Sierra de Levante, que ya intuyó FALLOT (1922) y ha puesto en evidencia BOURROUIL (1973) es la existencia de numerosas fallas transversales con importante componente de desgarre (figura 29). El segundo autor les asigna un papel primordial, relacionándolas con fallas de zócalo que originarian una tectónica en "paneles deslizantes" que oblitera la estructura anterior. Son fallas de desgarre, frecuentemente con componente vertical primario, aunque otras veces han sido reutilizadas como fallas normales en las etapas de distensión posteriores, que se manifiestan a todas las escalas, incluso microtectónicas. Su orientación media es 110 a 140. Familias secundarias asociadas son las de direcciones próximas a Norte-Sur y Este-Oeste. Son subverticales, con superficies alabeadas, tanto en planta como en perfil. Las más importantes presentan un recorrido de 5 a 10 kilómetros, atravesando toda la Sierra de Levante, a la que disectan en un conjunto de bloques entre los que es difícil correlacionar las estructuras de plegamiento. La falta de marcadores adecuados impide realizar una estimación de la magnitud de los desplazamientos laterales. Con respecto a su cronología, es evidente que han funcionado con posterioridad al emplazamiento de las unidades tectónicas, pliegues y cabalgamientos. Sin embargo implican una compresión Este-Oeste a Noroeste-Sureste compatible con la que corresponde al emplazamiento de las unidades. Posiblemente los desgarres se generaron ya durante la etapa de corrimientos, permitiendo además la acomodación de traslaciones diferenciales (tear faults), y su actuación se prolongó más allá del emplazamiento definitivo de los corrimientos, cabalgamientos y pliegues, a las que obliteran parcialmente.

En el sector meridional de la Sierra de Levante donde las estructuras de plegamiento adoptan la dirección NO-SE, las fallas de desgarre transversales a la estructura también aparecen con nueva orientación, NE-SO y N-S, mostrando su relación genética, aunque persisten grandes accidentes NO-SE, como la descrita en el pliegue de Amolxa-Llodrá, que han rejugado posteriormente como fallas normales.

Las Islas de Cabrera y Conejera son la prolongación estructural hacia el SE de las Sierras de Levante S.S., y en ellas se diferencian dos unidades tectónicas superpuestas.

La unidad inferior constituye el autóctono relativo, aunque hay indicios de que a su vez puede tratarse de otra unidad alóctona, pues las dolomías basales presentan un elevado grado de tectonización. Está constituida por materiales del Lías, Jurásico, Cretácico inferior y Eoceno en Cabrera y Cretácico inferior y Eoceno en Conejera, plegados según dirección NO-SE, con vergencia noreste. En Cabrera se distinguen tres zonas sinclinales en las que se alojan los depósitos eocenos, separadas por dos anticlinales.

La unidad superior está constituida por materiales margoyesíferos del Keuper, que aparecen en el cabalgamiento basal, y calizas del Lías. Se dispone sobre la unidad inferior cabalgándola según superficies tendidas, que pueden haber sido verticalizadas posteriormente, y de ellos sólo se conservan "klippes", generalmente en las partes más elevadas. El emplazamiento de esta unidad produce un elevado grado de tectonización en la inferior, muy manifiesta en los pliegues del Cretácico inferior, que suele estar esquistosado.

4.1.2.2.- La zona de Randa (E. ANGLADA y F. SABAT)

Introducción

El macizo de Randa está constituido por una serie de afloramientos Mesozoicos y Paleógenos rodeados por el Mioceno de la depresión central mallorquina.

Se han diferenciado claramente dos unidades estructurales (figura 20): Una unidad inferior, considerada como autóctona relativa, en la que se engloba la totalidad de afloramientos Mesozoicos y la gran mayoría de materiales Oligo-miocénicos pretectónicos (en el extremo S.E del macizo existe una subunidad de la unidad inferior, a la cual nos referiremos como subunidad cabalgante), y una unidad superior, que es alóctona y está constituida principalmente por materiales Paleógenos.

Materiales.— La descripción de la estratigrafía se hará dentro de cada unidad estructural.

En la unidad inferior, los materiales más antiguos pertenecen al Jurásico inferior, Lías (J 1). Se trata de una potente serie de dolomías y calizas cristalinas muy fracturadas, estériles en las que sólo ocasionalmente puede observarse la estratificación. Sigue la serie Jurásica, con margas y calizas oolíticas atribuidas al Dogger (J 2). Las calizas oolíticas están restringidas al sector Sur del macizo. El Malm (J 4) está constituido por calizas micríticas con niveles de sílex muy continuos y abundantes intercalaciones de brechas y grainstones bioclásticos y oolíticos. Los últimos materiales Mesozoicos se atribuyen al Cretácico inferior (C). Es una alternancia de margas y calizas micríticas blancas, muy características, con restos frecuentes de Ammonites, Aptychus.

Estos materiales no han sido datados paleontológicamente, pero sus litofacies se pueden correlacionar fácilmente con las de las Sierras de Levante.

El Oligo-mioceno (OM) se encuentra discordante directamente sobre el Mesozoico. Está constituido por canales de conglomerados o areniscas. Localmente se inicia con unas brechas de retrabajamiento del Mesozoico. Estas brechas no han sufrido ningún tipo de transporte. Hay marcas de la acción perforante de organismos litófagos sobre los cantos, o directamente sobre el sustrato. A menudo hay fauna litoral abundante (gipsinidos, Ostrea, Pecten, etc.). Los granos de glauconita son muy abundantes, al igual que en el resto del Mioceno. Esta unidad es correlacionable con la F. calcarenítica de Sant Elm (RODRIGUEZ-PÉREA, 1984).

Encima de la unidad detrítica anterior, encontramos una potente alternancia de margas y areniscas (M 2), que puede corresponderse lateralmente con la F. Turbiditas de Banyalbufar (RODRIGUEZ-PÉREA, 1984).

Culminan la serie miocena los característicos niveles de calcarenitas bioclásticas que constituyen la mesa de Randa (M 3).

La subunidad cabalgante del S.E. tiene poca extensión cartográfica. Es la unidad dolomítica de Montesión. Estas dolomías (J 1) son diferentes de las de la unidad inferior s.s., las dolomías de esta subunidad están muy fracturadas, pero en ellas se observa fácilmente la estratificación y la estructura interna.

En la unidad superior, los materiales más antiguos están constituidos por una alternancia de margas y calizas con Nummulites que pertenecen al Eoceno, en concreto al Priaboniense (E 1). A continuación hay una potente serie calcarenítica, muy rica en fauna (E 2). En ella se observa una sucesión faunística vertical, en la parte inferior dominan las algas Rodophyceas, más arriba el dominio corresponde a los Miliólidos y finalmente a los corales. Algunos pequeños niveles margosos con Nummulites en la parte inferior han datado un Priaboniense superior.

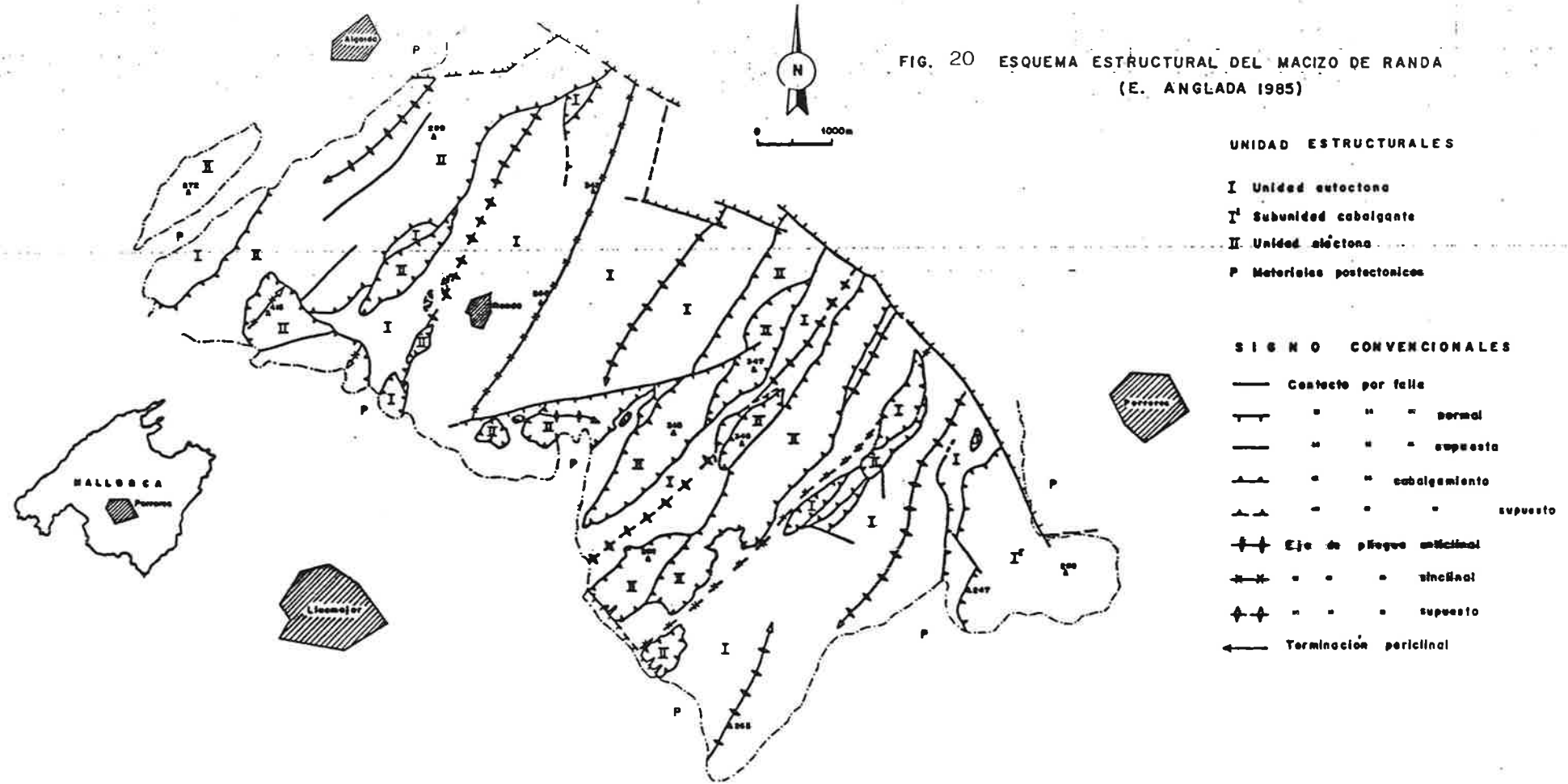
Encima de las calcarenitas, hay de nuevo una alternancia margosa con niveles calizos (O), con intercalaciones conglomeráticas que son más frecuentes y potentes hacia el techo de la serie y hacia el sector N del macizo (O'). Incluye fauna lacustre o litoral. Abundan los corales en la parte inferior, junto con estructuras algales y gasterópodos. Hacia los niveles más superiores se encuentran restos vegetales y pequeños niveles de carbón. Los niveles con Nummulites dan una edad Estampiense. El tránsito Eoceno-Oligoceno debe situarse en la base del nivel que acabamos de describir o en la parte terminal del nivel calcarenítico inmediatamente inferior.

En la unidad superior los materiales del Oligo-mioceno (OM) están escasamente representados. Se trata de calizas biodetríticas con carácter periarrecifal. Siempre se relacionan con los materiales del Paleógeno a través de superficies tectónicas.

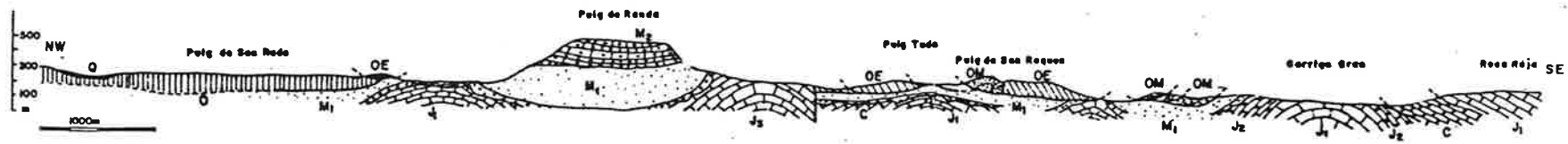
Estructura.- Se diferencian dos unidades estructurales (figura 20):

- Unidad inferior, autóctona relativa, formada exclusivamente

FIG. 20 ESQUEMA ESTRUCTURAL DEL MACIZO DE RANDA
(E. ANGLADA 1985)



CORTE GEOLOGICO NO-SE



por materiales Mesozoicos y Oligo-miocenos.

- Unidad superior, alóctona, formada por materiales Paleógenos y, en menor grado, por materiales Oligo-miocenos.

La unidad inferior aflora en la mesa de Randa y a lo largo de todos los valles del macizo con dirección NE-SO. Su estructura consiste en pliegues de gran radio de curvatura. En el núcleo de los anticlinales afloran rocas mesozoicas.

El Mesozoico presenta una estructura interna anterior a la sedimentación de los materiales del Oligo-mioceno, el cual se deposita en discordancia sobre los distintos niveles estratigráficos del Jurásico y Cretácico. Algunas fallas que cortan al Mesozoico, no parecen afectar al Oligo-mioceno y, por otra parte, los pliegues que dibujan los materiales mesozoicos tienen distinto radio de curvatura que los pliegues de los materiales del mioceno, aunque ambos tienen la misma dirección.

El Mioceno de la mesa de Randa pertenece a la unidad inferior, en el se desarrolla una esquistosidad, que de hecho es la única estructura tectónica menor importante observada. Se trata de una esquistosidad espaciada que buza fuertemente hacia el NO y ha sido originada por disolución (POMAR et al., 1983) (figuras 22 y 27).

La subunidad cabalgante constituida por dolomías liásicas y situada en el sector SE del macizo, tiene una estructura interna simple. Aunque existen pliegues métricos, la disposición de conjunto es homoclinal, con buzamiento hacia el SE.

La unidad superior es alóctona y está constituida por materiales del Paleógeno y del Oligo-mioceno. Generalmente cabalga sobre los materiales turbidíticos del mioceno de la unidad inferior, pero localmente cabalga las capas basales del Oligo-mioceno e incluso el Mesozoico (lo que descarta la posibilidad de interpretar a la unidad superior como un olistostrama dentro de la serie turbidítica).

La traza cartográfica que dibuja el plano de cabalgamiento

nos indica que es aproximadamente horizontal, pero sin dejar de seguir, aunque más suavemente, los amplios pliegues del Mioceno de la unidad inferior.

La estructura interna de la unidad superior es compleja, está formada de varias escamas imbricadas, cada una de las cuales presenta características propias; se diferencian como mínimo cinco:

- La inferior, situada en el sector NO del macizo (al Sur de Algaida), está formada por los niveles más modernos del Oligoceno detrítico. Presenta una estructura en pliegues grandes y suaves, con eje horizontal y de dirección NE-SO, afectados por fallas paralelas a ellos.

- La segunda escama, está formada por materiales mayormente calcareníticos del Priaboniense superior y Estampiense. Presenta pliegues de grandes dimensiones cuyo eje es casi vertical. Esta unidad incluye al Puig Galdent y la ladera Sur de la mesa de Randa.

- Las restantes escamas tienen una estructura más similar entre sí. La dirección de las capas es NE-SO, con un fuerte buzamiento al SE o incluso con disposición vertical. No se descarta la posibilidad de que dentro de cada escama se produzcan repeticiones locales de la serie, ya sea por pliegues o subescamas (este punto necesita de trabajos posteriores para ser precisado).

Considerando las escamas en su conjunto, al antigüedad de los materiales aumenta de NO a SE, es decir, aumenta al pasar de las escamas inferiores a las superiores.

Todo el macizo está afectado además, por más de una familia de fallas verticales que cortan a la superficie de cabalgamiento y que por lo tanto son posteriores, son estas fallas las que determinan el límite NE del macizo. En algunos casos su salto es suficientemente importante como para invertir las posiciones topográficas relativas de la unidad inferior y la unidad superior, como en el caso de la importante falla ESE-ONO situada en la ladera Sur de la mesa de Randa.

Conclusiones

- En el Macizo de Randa se pueden diferenciar claramente dos unidades estructurales, separadas por un cabalgamiento subhorizontal. La unidad inferior, tiene caracter de autóctono relativo y está constituida por materiales del Mesozoico y del Oligo-mioceno. La unidad superior es alóctona y está constituida primordialmente por materiales del Paleógeno.

- En la unidad inferior se observa una tectónica anterior al Mioceno. Las estructuras resultantes no han sido claramente caracterizadas, pero en todo caso la dirección de los ejes de los pliegues o flexiones debe ser NE-SO.

- La unidad superior está constituida por una serie de escamas imbricadas.

- La dirección de movimiento de la unidad superior sobre la unidad inferior es N-SE; de momento no podemos precisar el sentido de movimiento. La dirección de movimiento queda perfectamente establecida por los pliegues de la unidad inferior y de la propia superficie de cabalgamiento.

- El emplazamiento de la unidad superior es claramente posterior a la edad de las turbiditas del Mioceno medio y probablemente posterior a las calcarenitas de Randa.

- La discordancia del Mioceno sobre el Paleógeno descrita en trabajos anteriores (HERMITE, 1879; FALLOT, 1922; ESCANDELL y COLOM, 1962; COLOM y SACARES, 1976) no ha sido observada. Prácticamente, el Mioceno se dispone siempre en discordancia sobre el Mesozoico. La casi totalidad de la estructuración del macizo (a excepción de las estructuras que únicamente afectan al Mesozoico de la unidad inferior) se ha producido durante el Mioceno.

Símbolos de los Diagramas Estructurales

- * Polo de la estratificación
- * Polo de la estratificación invertida
- Eje de pliegue
- x Polo de la esquistosidad
- ⊙ Lineación de intersección de la estratificación y la esquistosidad
- Estilolito
- ┆ Polo de grieta de tracción
- Polo de falla normal
- Fractura extensional sin desplazamiento aparente
- △ Falla de desgarre
- ▲ Falla inversa
- ◄ Estria
- ➡➠ Dirección de compresión
- ◄➡ Dirección de extensión
- X, Y, Z Ejes de extensión, intermedio y acortamiento
- 12 Localidad de las estaciones con datos de la distensión
- 12 Localidad de las estaciones con datos de la compresión

Proyección en el Hemisferio superior

FIGURA 21

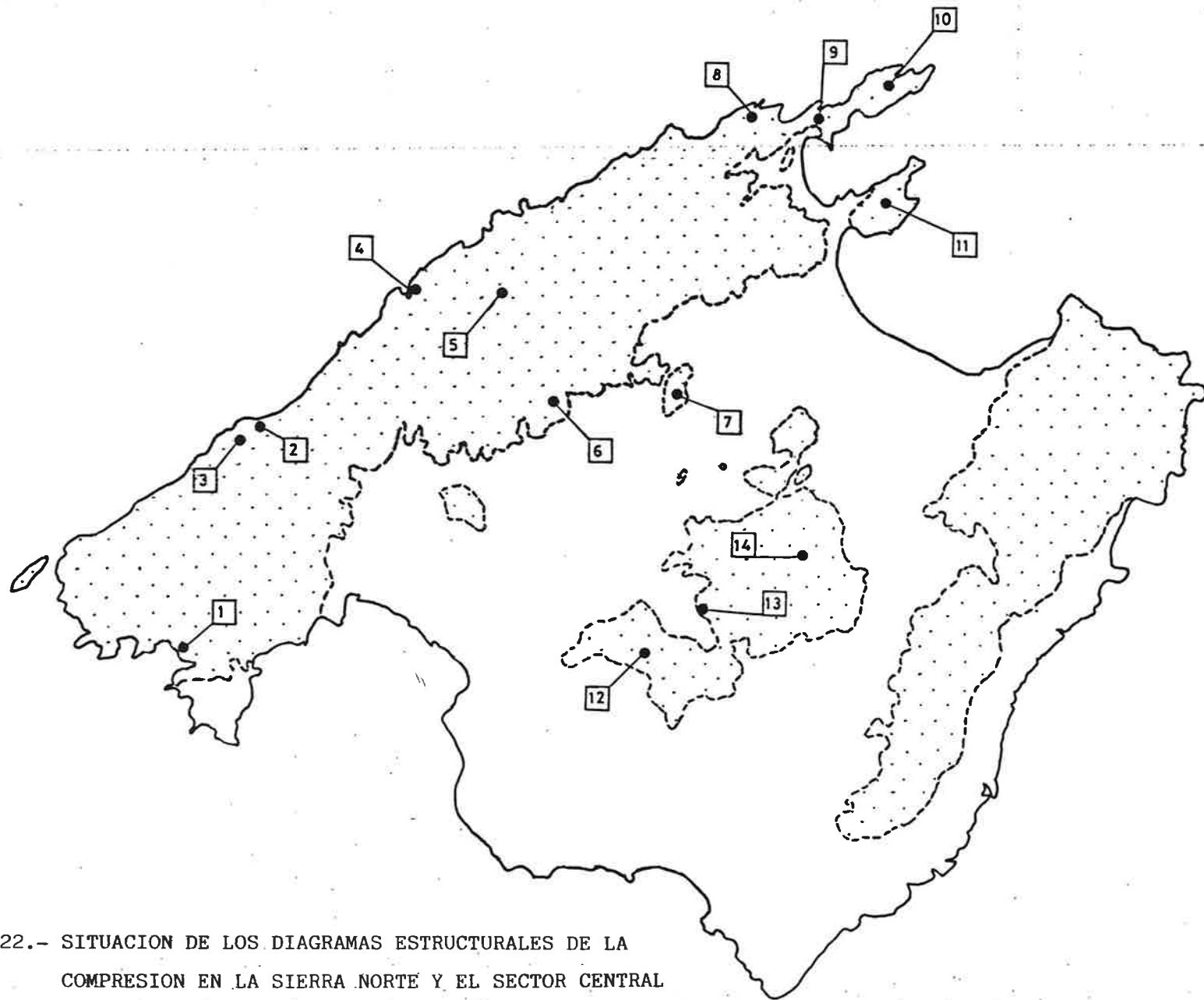


FIGURA 22.- SITUACION DE LOS DIAGRAMAS ESTRUCTURALES DE LA COMPRESION EN LA SIERRA NORTE Y EL SECTOR CENTRAL

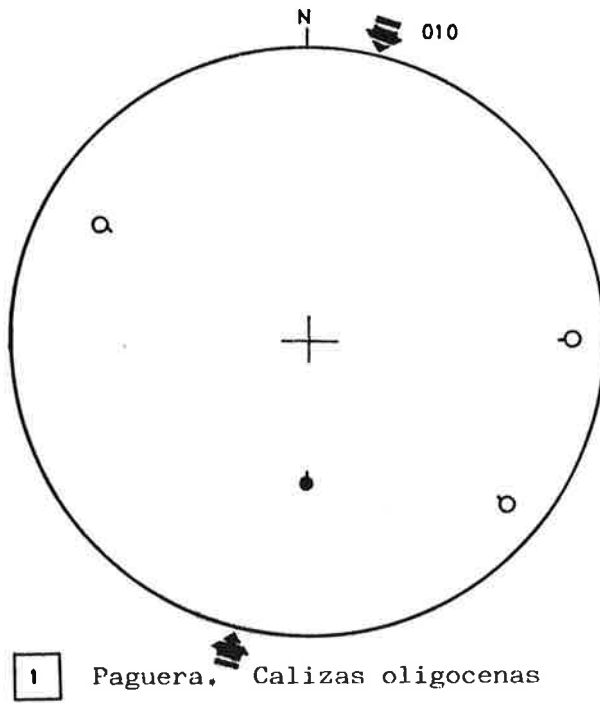
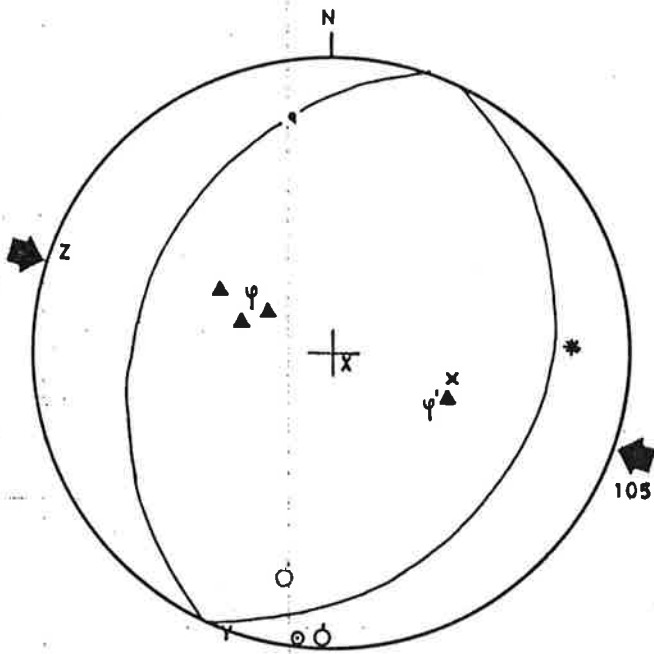
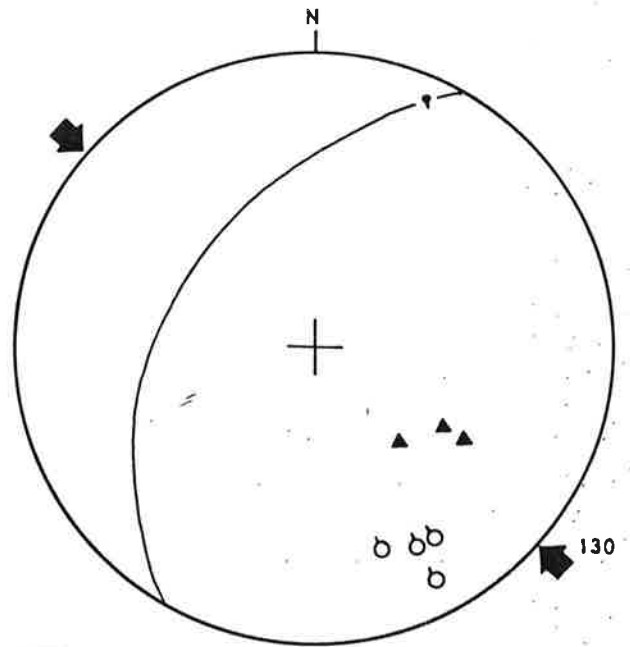


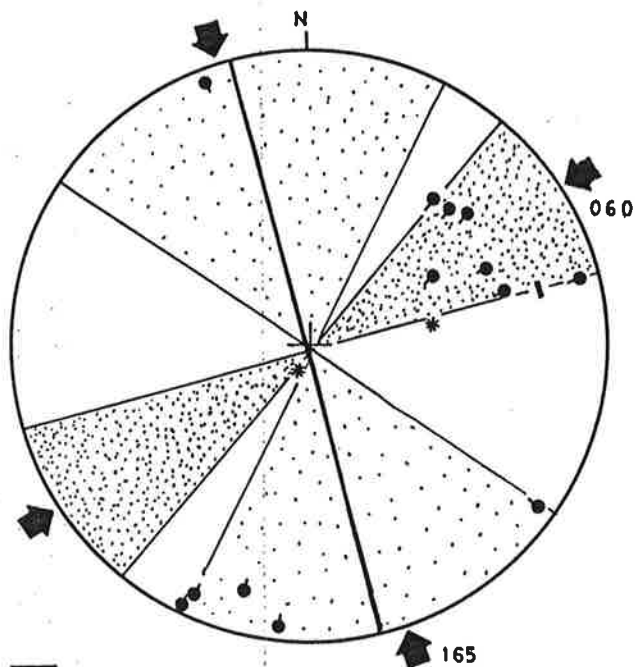
FIGURA 23



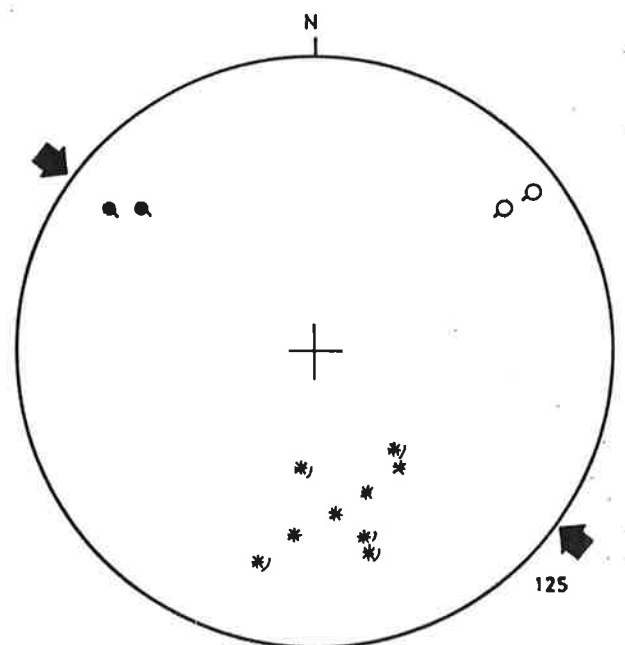
2 Son Buñola. Cabalgamiento brechas de la Unidad II sobre turbiditas langhienses de la Unidad I. ψ Cabalgamiento y cizallas asociadas. ψ' : Cizallas conjugadas



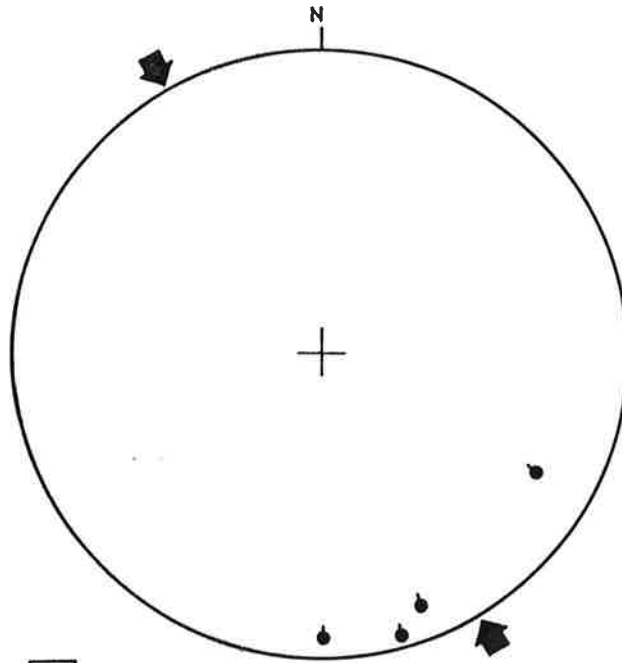
3 Bañalbufar. Yesos y margas del Keuper. Pliegues con ejes reorientados en la dirección de estiramiento de bandas de cizalla.



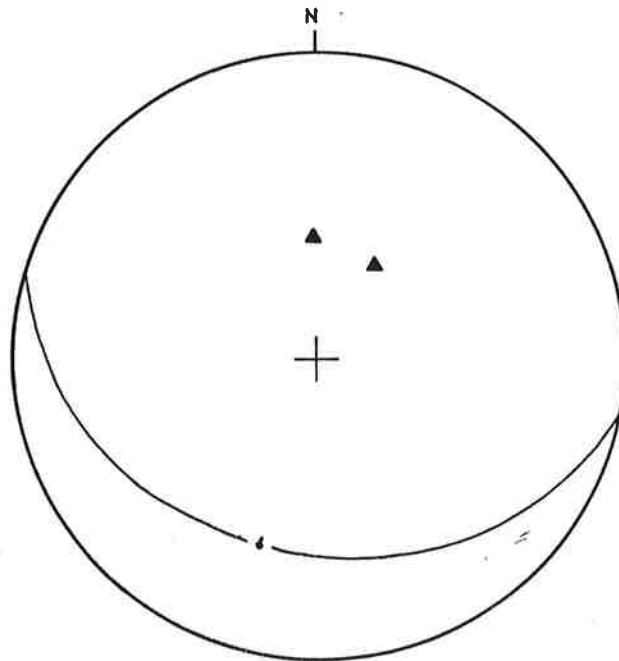
4 Cala Deyá. Calizas burdigalienses



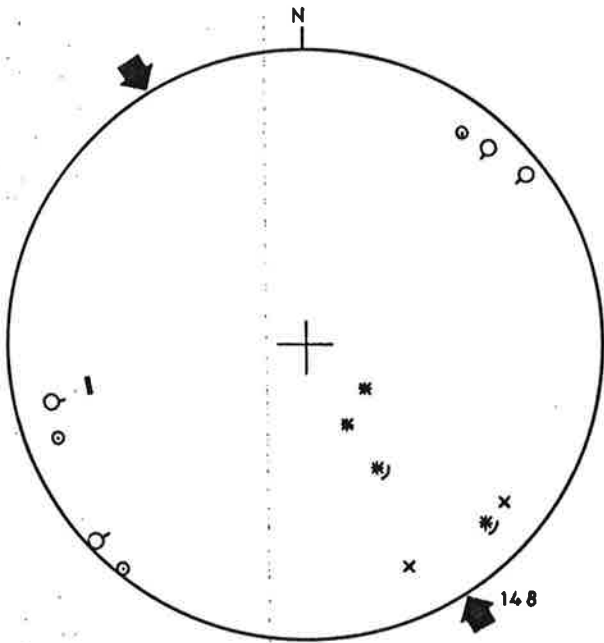
5 Pantano de Cuber. Margas y calizas. Dogger-Malm.



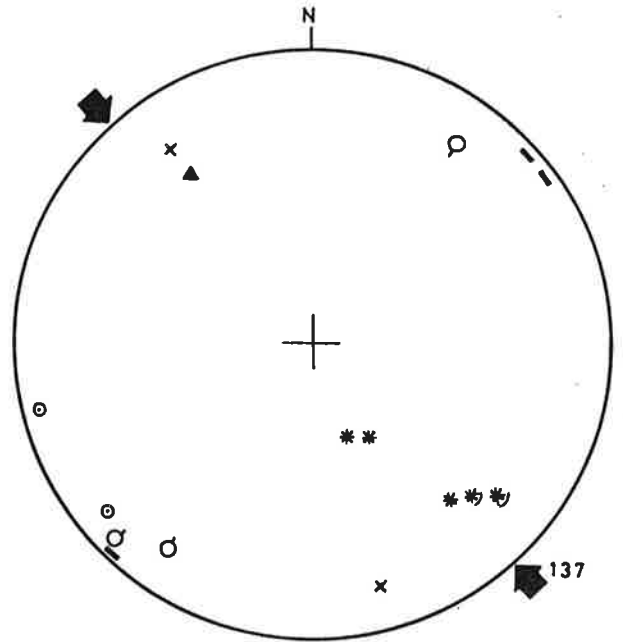
6 Lloseta. Calizas del Malm



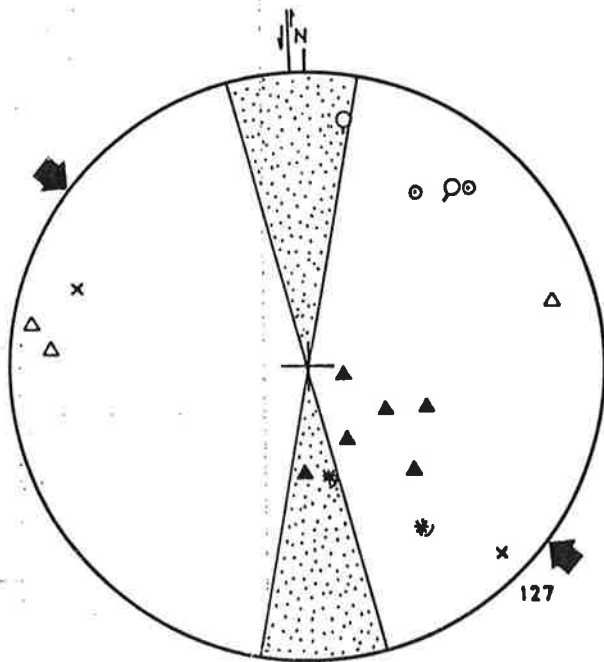
7 Cerro de Santa Magdalena. Cabalgamientos de calizas y dolomias jurásicas sobre turbiditas burdigaliense-langhienses.



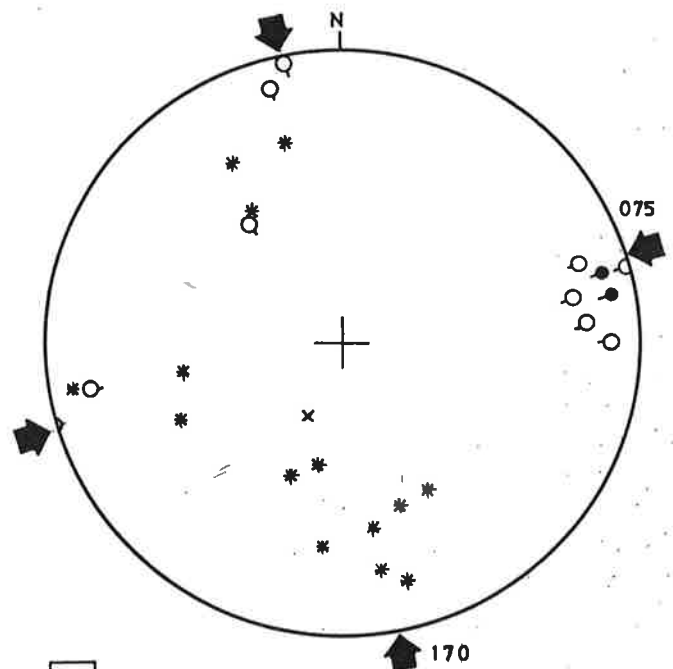
8 Cala Castell. Turbiditas burdigaliense-langhienses.



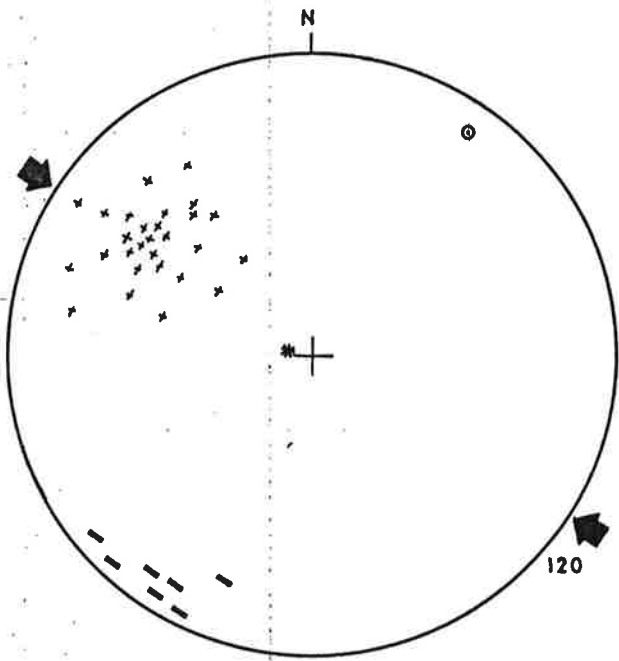
9 Cala Boguer. Turbiditas burdigalienses-Langhienses.



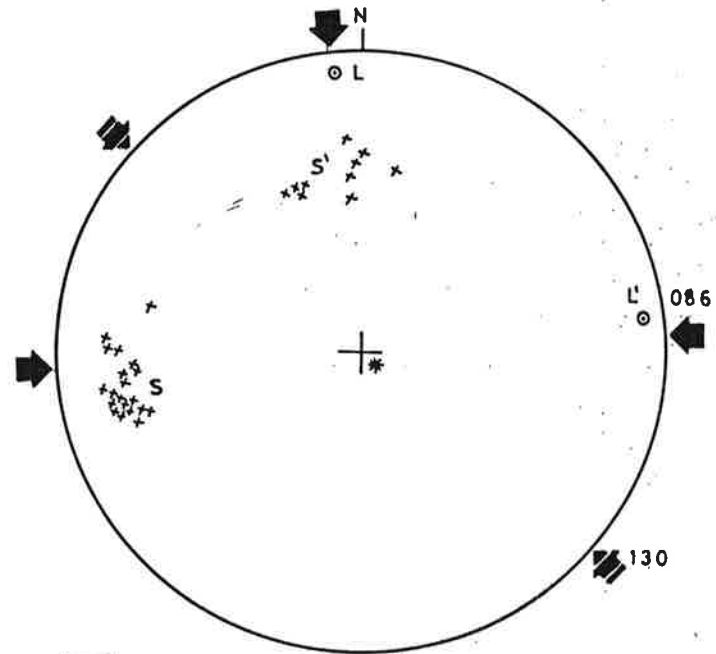
10 Cala Figuera y Cabo Formentor. Turbiditas burdigalienses-langhienses y dolomias y calizas liásicas.



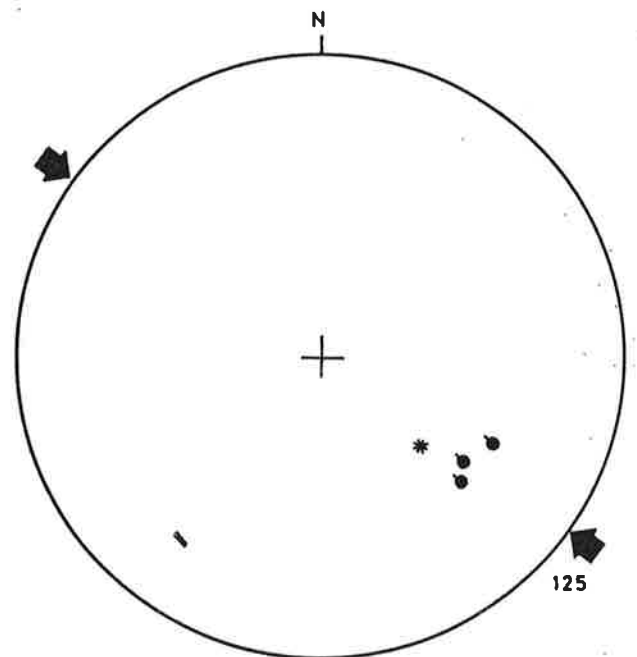
11 Atalaya de Alcudia. Calizas del Malm y margocalizas neocomienses.



12 Randa. Calcarenitas langhienses



13 Cerro de San Miguel. Calcarenitas langhienses



14 Bon Any. Calizas del Malm

- La única estructura tectónica menor observada es la esquistosidad desarrollada en los materiales miocenos de la mesa de Randa. Esta esquistosidad buza claramente hacia el NW. Por el momento, su relación con la macroestructura es desconocida.

4.1.2.3.- La Zona de Bon Any

La Zona de Bon Any corresponde al sector de terrenos estructurados del Llano Central situado al NE del Macizo de Randa, del que está separado por el accidente de Felanitx-Santa María (figura 7). Es un territorio con relieve suave, constituido principalmente por materiales margosos que generalmente no proporcionan buenas condiciones de afloramiento.

Materiales.- La constitución estratigráfica de esta zona es semejante a la de la Zona de Randa. Los materiales más antiguos son las dolomias oscuras muy fracturadas del Lías. Sobre ellas, mediante un "hard-ground" se dispone una potente alternancia (más de 300 mts) de margas y calizas del Dogger, que afloran al Norte de Porreras y de San Juan. El Malm está constituido por unos 250 metros de calizas tableadas con silex y calizas bioclásticas. El Cretácico inferior está representado por las margas blancas y calizas micríticas.

Discordante sobre los materiales mesozoicos hay un conjunto de depósitos continentales de edad paleógena (Son Onofre, Sineu, Cugulúix) Son litológicamente variados: conglomerados, areniscas, margas y niveles de carbón. El Neógeno comienza con un nivel basal de conglomerados, brechas y areniscas que se dispone discordante sobre el Mesozoico. Su edad es Aquitaniense-Burdigaliense. Continúa mediante una potente serie de margas y areniscas que culminan con un tramo de calcarenitas bioclásticas como el que corona la mesa de Randa.

Los primeros depósitos postorogénicos corresponden a calcarenitas, conglomerados y margas yesíferas de edad Serravalliense, que orlan a los materiales estructurados. Estos depósitos están suavemente plegados y son recubiertos por los sedimentos del Mioceno medio-superior y el Plioceno.

Estructura.- La constitución litológica y condiciones de afloramiento dificultan el establecimiento de la estructura de la zona. El accidente de Felanitx-Santa María se manifiesta como un conjunto de fallas NO-SE a ONO-ESE con un salto vertical de unos 300 metros, estando la Zona de Bon Any en el bloque hundido.

Entre Montuiri y San Juan predominan los materiales margosos mesozoicos, paleógenos y miocenos que presentan una estructura de plegamiento con pliegues de rumbo NE-SO y fallas transversales de dirección NO-SE. Las calcarenitas miocenas del Cerro de San Miguel, análoga a las de la Mesa de Randa, aparecen en su parte superior afectadas por esquistosidad (figuras 22 y 27). Esta esquistosidad tiene una orientación variable de los bancos inferiores a los superiores. Las direcciones de compresión indicadas por ella son casi ortogonales, 086 y 172, siendo la primera la que afecta a los estratos inferiores. Dos interpretaciones son posibles: que se trate de estructuras generadas por dos direcciones de compresión, al producirse un giro progresivo en el campo de esfuerzos (en algunos bancos coexisten las dos orientaciones pero no hay orientaciones intermedias), o bien que se hayan generado por una compresión única intermedia, 130 (similar a la que indica la esquistosidad en Randa y las estructuras de plegamiento), y que la orientación de la esquistosidad muestre una gran dispersión.

En el sector situado entre San Juan y Petra la estructura está mejor definida pues predominan los materiales mesozoicos. De NO a SE aparecen sucesivamente el sinclinal de San Onofre con depósitos paleógenos en el núcleo, el anticlinal de San Juan, la zona de escamas del Puig de Calicant y el Macizo de Bon Any. Todas las estructuras tienen rumbo NE-SO y vergencia hacia el NO, y aparecen cortadas por fallas transversales de dirección NO-SE. El Macizo de Bon Any está constituido por una escama de materiales del Jurásico medio y superior que cabalga por el Norte a las margas burdigalienses. Las microestructuras (estilolitos, grietas de tracción) de las calizas jurásicas indican una dirección de compresión de 125.

Hacia el NE, otra falla NE-SO individualiza un bloque que constituye la terminación de la zona estructurada. En él destaca el anticlinal jurásico y el sinclinatorio paleógeno de Minas de Sineu. Este sinclinatorio muestra en superficie una estructura suave, pero en profundidad se han detectado mediante sondeos numerosas fallas inversas.

La imposibilidad de definir unidades tectónicas, y la posición de las zonas de Randa y Bon Any, rodeadas de materiales postorogénicos, no permite en la actualidad establecer las relaciones estructurales de estas zonas con el resto del dominio de la Sierra de Levante y con el dominio de la Sierra Norte.

4.1.2.4.- La Unidad de Alcudia

Esta unidad es la más externa del dominio de la Sierra de Levante (s.l.). Está representada por los afloramientos de la península de Cabo Pinar y las colinas de Son Fé, constituidas por materiales jurásicos y cretácicos con características estratigráficas y sedimentológicas propias del dominio de la Sierra de Levante (FALLOT, 1922) (figura 7).

La península de Alcudia está constituida por el sinclinal tumbado de la Atalaya de Alcudia, que aloja al Neocomiense en su núcleo, con rumbo NE-SO y vergencia al NO, y el anticlinal del Coll Baix, en el que llega a aflorar el Dogger. El flanco común a ambos pliegues está formado por calizas del Malm con numerosos repliegues secundarios. Sobre el flanco norte del sinclinal se encuentra el "klippe" de Penya Rotja, un fragmento del Lías inferior y medio que se le superpone mecánicamente. A escala cartográfica todas las estructuras de plegamiento presentan rumbo NE-SO. Sin embargo existen pliegues menores transversales a esta dirección y estilolitos tectónicos que indican compresión 075 (figuras 22 y 26).

En las colinas de Son Fé y San Martín la estructura interna de la unidad se caracteriza por el desarrollo de pliegues submeridianos.

vergentes hacia el Oeste, con dos bandas sinclinales complejas que alojan depósitos del Malm y el Neocomiense, y dos bandas anticlinales en las que aflora el Dogger. De estas últimas, la más oriental aparece cabalgada en su flanco oriental por el Lías. Asimismo existen fracturas transversales a los pliegues con componente de desgarre. Las estructuras descritas deben estar al menos esbozadas con anterioridad al Burdigaliense pues sus depósitos basales descansan discordantemente sobre el Dogger del anticlinal ubicado al Oeste del Puig de San Martín. Sin embargo el emplazamiento del conjunto de la unidad tuvo lugar durante el Burdigaliense-Langhiense.

Las relaciones de esta unidad con la Sierra Norte quedan enmascaradas por los depósitos recientes. Sin embargo, en el sector de Son Fé y San Martín la unidad está rodeada por depósitos burdigalienses FALLOT (1922) tuvo acceso a las labores mineras de lignitos de la Mina Josefina, pudiendo comprobar que los materiales jurásicos de Son Fé cabalgan a depósitos terciarios, aunque no pudo precisar su edad. Caben dos posibilidades: 1) que se trate de materiales de edad Burdigaliense-Langhiense. Esta hipótesis es acorde con que los sedimentos que rodean a las colinas de Son Fé son de esta edad y con el hecho de que los materiales jurásicos del Cerro de Santa Magdalena cabalgan también a sedimentos burdigalienses. Sin embargo FALLOT afirma que contienen lechos de carbón y gasterópodos, que aunque no son un argumento definitivo, obstaculizan la atribución de estos materiales al Mioceno inferior. En esta hipótesis la unidad de Alcudia se habría emplazado sobre las unidades tectónicas de la Sierra Norte cuando estas ya estaban estructuradas, mediante un cabalgamiento fuera de secuencia (out off sequence thrust). 2) que se trate de materiales de edad paleógena. En este caso el Cerro de Santa Magdalena y las colinas de Son Fé y Alcudia probablemente pertenecieran a unidades tectónicas diferentes, y la unidad de Alcudia habría jugado en el sector NE de la Sierra Norte el mismo papel estructural que ha desempeñado la unidad IV de la Sierra.

Otro aspecto estructural de esta unidad que permanece abierto es el relativo a las diferentes direcciones de las estructuras en

el sector de Alcudia (NE-SO) y de Son Fé y San Martín (N-S). La interpretación permite dos puntos de vista:

1) Las directrices N-S están originadas por un campo de esfuerzos local producido por la existencia de una rampa oblicua lateral en el sector de Son Fé. Las macroestructuras de Alcudia son las que reflejan el campo de esfuerzos regional, aunque a nivel microestructural han quedado registrados los esfuerzos locales E-O.

2) Las macroestructuras N-S de Son Fé y San Martín y las microestructuras coherentes con ellas en Alcudia se han originado por una fase de compresión diferente de la que origina las macroestructuras NE-SO de Alcudia. Las directrices N-S no serían achacables en cualquier caso a una deformación paleógena, que aunque tuvo lugar, no es la que ha creado las estructuras finales N-S, que afectan al Mioceno en San Martín.

Aunque el tema de la existencia de varias direcciones de compresión está planteado en varios lugares de la Isla, (Deyá, Alcudia, Cerro de San Miguel, Sierras de Levante), pertenecientes a varios dominios estructurales, y siempre es posible ofrecer hipótesis locales más o menos coherentes, a nuestro juicio no existe aún una explicación general suficientemente satisfactoria.

4.1.3.- Cuencas Postorogénicas

Los depósitos postectónicos de Mallorca se disponen en los márgenes de la Isla y en surcos y cubetas interiores individualizados por altos demateriales estructurados (figura 28). La distribución de las cuencas y las variaciones de facies y espesor de los depósitos que las rellenan han estado controladas por una tectónica vertical de bloques. Estos bloques están limitados por los sistemas de fallas existentes en el zócalo estructurado pre-Mioceno medio (figura 29).

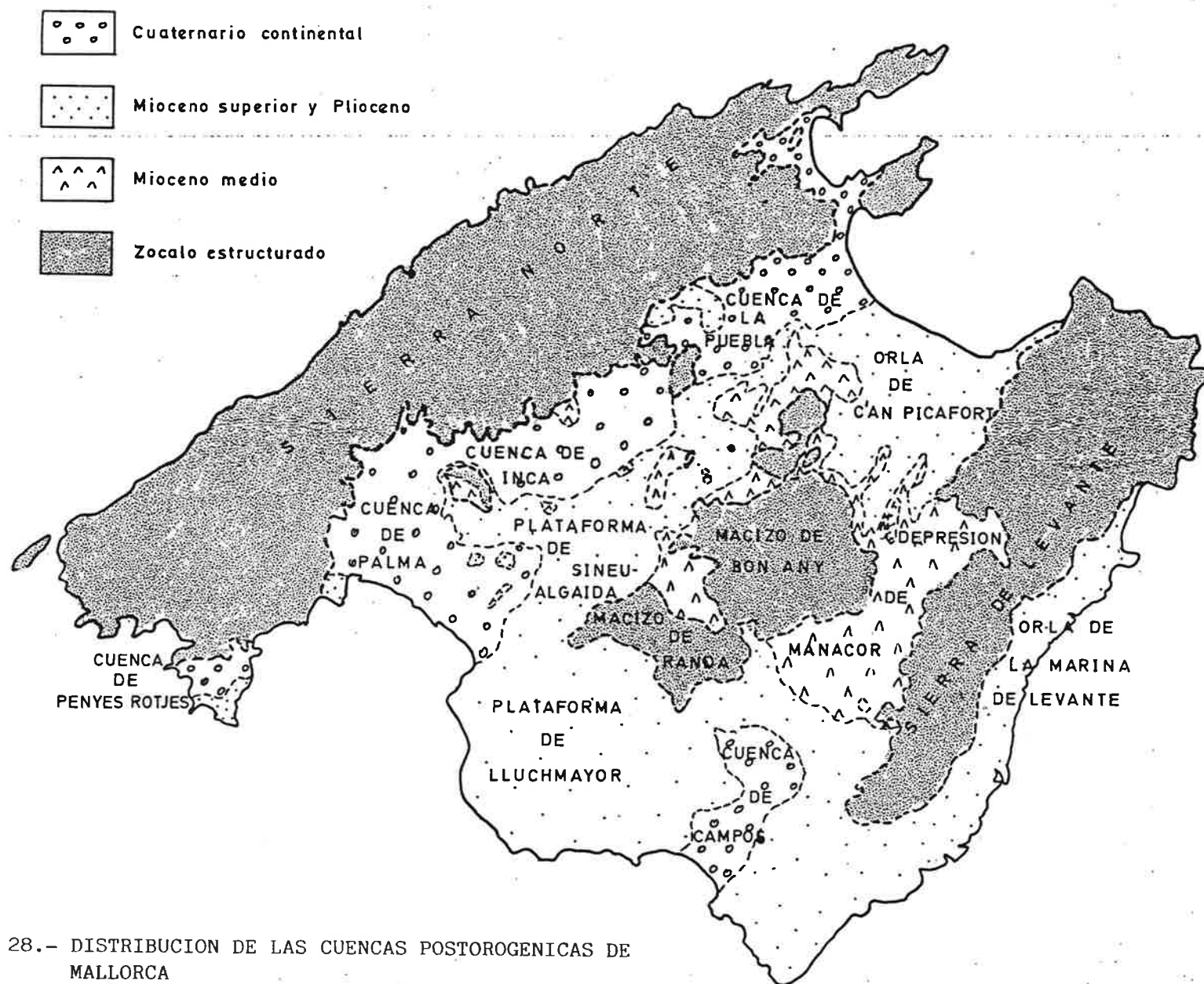


FIGURA 28.- DISTRIBUCION DE LAS CUENCAS POSTOROGENICAS DE MALLORCA

4.1.3.1.- Los Materiales

La primera unidad deposicional postectónica son depósitos fluviales y carbonatos costeros que se localizan en un área limitada, al NO de la Sierra de Levante, y está recubierta por una unidad expansiva de margas, yesos y calizas lacustres. Ambas son de edad Serravalliense y aparecen afectadas por una deformación débil que originó pliegues de gran radio. La unidad Tortoniense-Messiniense se inicia con una facies extensiva de distribución irregular ("capas de Heterosteginas"), sobre la que se instala a continuación en los bordes de Mallorca un sistema arrecifal progradante (Complejo arrecifal). La Unidad deposicional Messiniense consiste en depósitos carbonáticos que representan una repetición cíclica de episodios de salinidad normal e hipersalinos, culminando con facies lacustres. El ciclo neógeno finaliza con una unidad Pliocena que presenta una secuencia deltaica en la base que está muy encajada en sus sustrato, y evoluciona a depósitos de playa extensivos sobre los anteriores. Durante el Cuaternario Mallorca adquiere su configuración actual, de manera que mientras en sus márgenes tiene lugar la deposición de varios niveles marinos, con depósitos litorales y de bahía, en el interior se desarrollan varias fosas subsidentes en las que se acumulan depósitos continentales procedentes del desmantelamiento de los relieves centrales y de las Sierras.

El espesor del conjunto de depósitos postorogénicos es variable, alcanzando varios centenares de metros en las fosas más subsidentes (figura 30).

4.1.3.2.- La Estructura

DEL OLMO y ALVARO (1984) han propuesto un esquema de las principales fracturas y lineamientos de la Isla, deducido del estudio comparativo de las pautas de fracturación en el zócalo preserravalliense, las líneas de control de la sedimentación postectónica deducidas de su distribución, espesores y facies, y las anomalías de la gravedad. La trama estructural está constituida por dos familias de fracturas según las direcciones NE-SO y WO-SE. Los principales accidentes son (figura 29):

Familia NO-SE (identificada por números en la figura 29)

- 1.- Falla de Betlem - Alcudia
- 2.- Falla de Artá - colinas de Son Fé
- 3.- Falla de San Lorenzo - María de la Salud
- 4.- Falla de Manacor - Inca
- 5.- Falla de Felanitx - Santa María
- 6.- Falla de Campos - Lluchmayor

Familia NE-SO (identificada por letras en la figura 29):

- a.- Falla de Deyá
- b.- Fallas Buñola - Cuber
- c.- Falla meridional de la Sierra Norte
- d.- Falla de Palma - Sencellas
- e.- Falla de Sineu - Algaida
- f.- Falla de Vallgornera - Porreras
- g.- Sistema de fallas occidentales de la Sierra de Levante, con los segmentos de Colonia de San Pedro, Manacor y San Jordi - Felanitx.
- h.- Sistema de fallas orientales de la Sierra de Levante
- i.- Falla de Palma, de dirección NNE-SSO a N-S.

La familia NO-SE predomina netamente en el sector de la Sierra de Levante, donde presenta una notable densidad de fracturación que llega a obliterar las estructuras de corrimiento. La familia NE-SO es preponderante en la Sierra Norte, mientras que la representación de las dos familias está equilibrada en el sector central de la Isla.

Las líneas que delimitan actualmente el promotorio balear (escarpes nordbalear y de Emile Baudot) de dirección NE-SO, y las que separan las islas de Menorca, Mallorca e Ibiza, NO-SE, son coincidentes con estas pautas de fracturación, evidenciando su carácter morfotectónico. Estas líneas definen una serie de bloques, algunos de los cuales han mostrado la misma tendencia durante toda la distensión neógena,

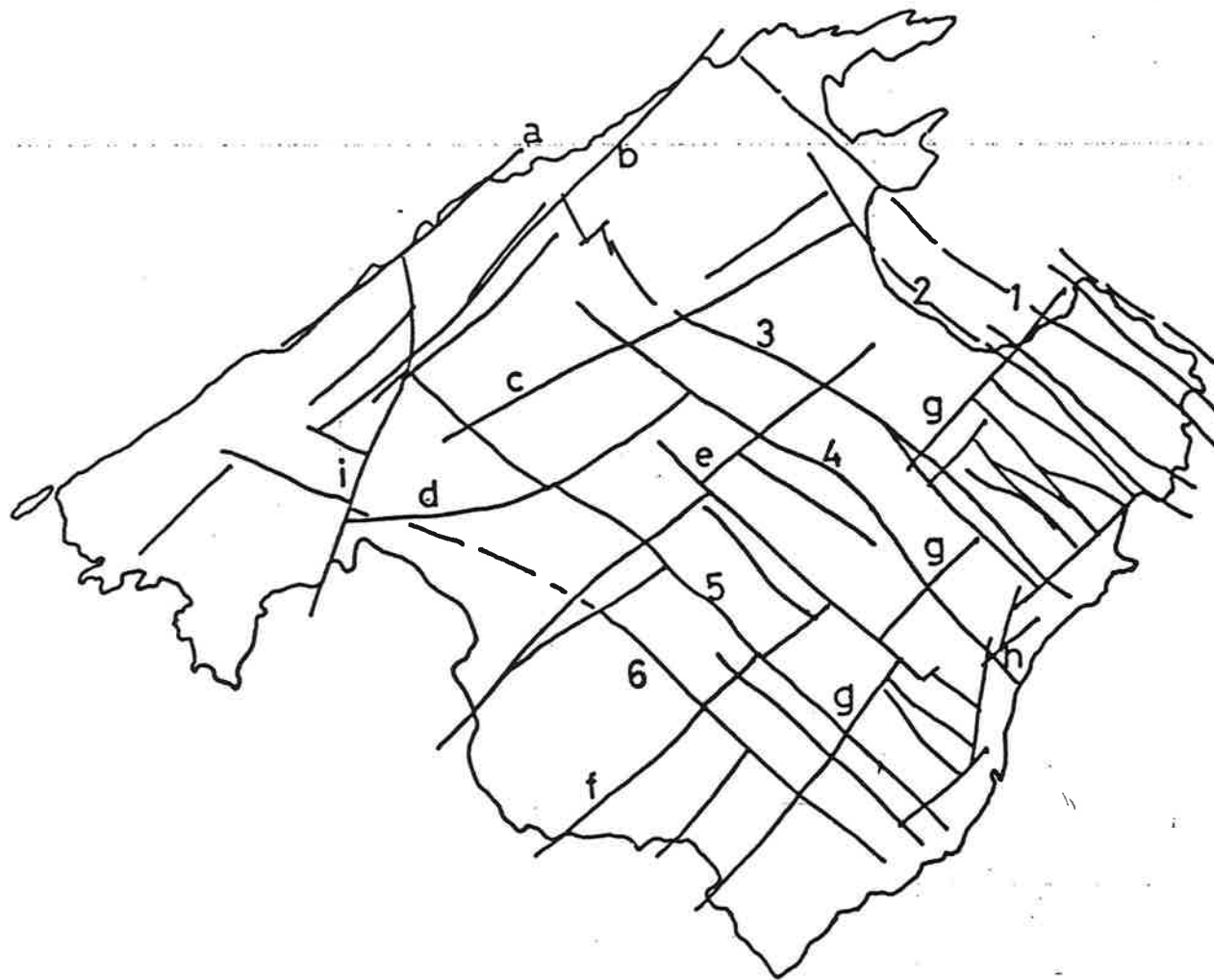


FIGURA 29.- PRINCIPALES FALLAS y LINEAMIENTOS

mientras que otras han invertido su movimiento funcionando alternativamente como bloques deprimidos y umbrales.

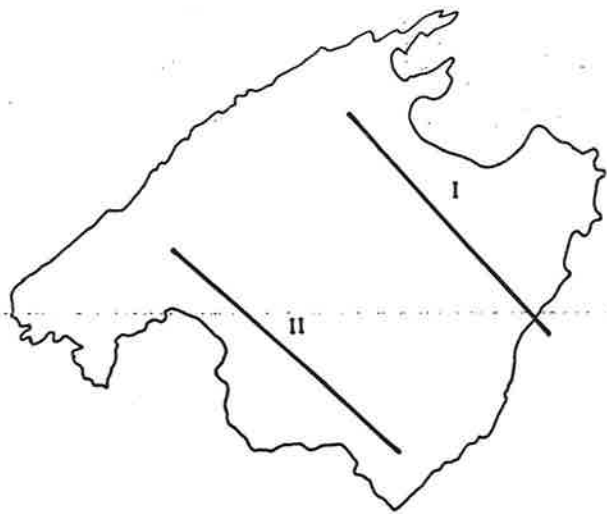
La disposición de los materiales postectónicos es subhorizontal a escala regional, con basculaciones locales. Internamente muestran estructuras (fallas normales) que pueden reflejar el campo regional de esfuerzos o estar condicionados por accidentes de zócalo.

En la figura 28 se muestra la distribución de las principales unidades estructurales:

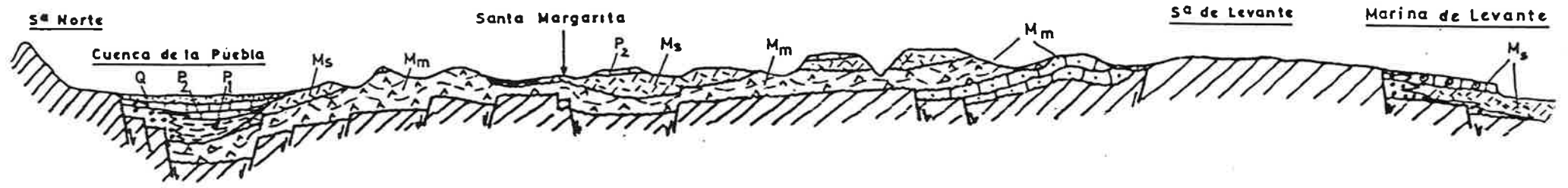
- Cuenca de Palma
- Cuenca de Penyes Rotges
- Cuenca de Inca
- Cuenca de La Puebla
- Cuenca de Campos
- Plataforma de Lluchmayor
- Plataforma de Sineu-Algaida
- Orla de C'an Picafort
- Orla de la Marina de Levante
- Depresión de Manacor

Las cinco primeras tienen depósitos cuaternarios. Las restantes están constituidas exclusivamente por materiales miocenos y pliocenos. Estas unidades están enmarcadas por los relieves de las Sierras Norte y de Levante, los macizos de Randa y Bon Any y los umbrales de Santa María y Santa Magdalena.

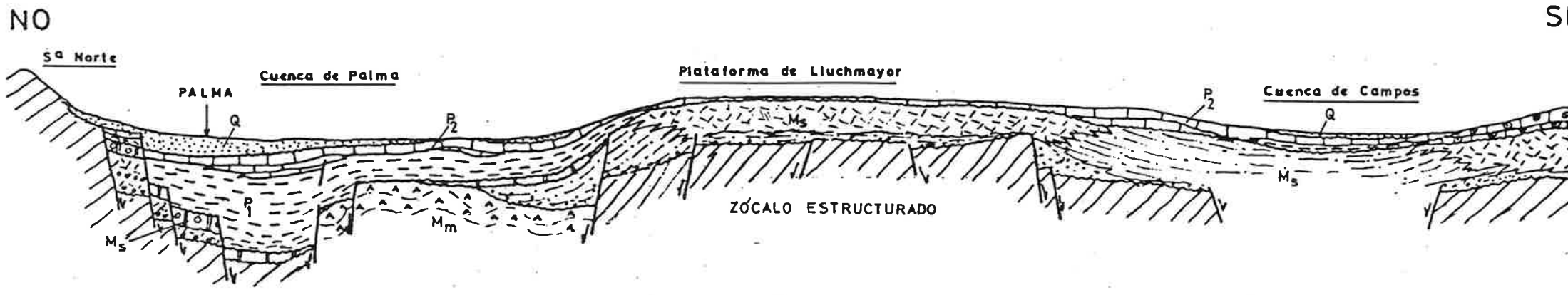
La Cuenca de Palma. Está situada en la zona occidental de Mallorca, al pié de la Sierra Norte y abierta al mar. Su borde principal es el Oeste, controlado por la falla o sistema de fallas de Palma, actualmente cubierta por depósitos cuaternarios. Los primeros relieves de la Sierra corresponden al escarpe de retroceso de esta falla. Por el Este está limitada por una flexión de los materiales miocenos y pliocenos de la Plataforma de Lluchmayor, condicionada por la falla de Sineu-Algaida, y por el umbral de Santa María (figuras 28, 29, 30 y 31).



NO CORTE I SE



CORTE II



Escala vertical: X10

FIGURA 30.- CORTES GEOLOGICOS DE LAS CUENCAS POSTOROGENICAS

Su relleno se conoce a partir de los datos de sondeos hidrogeológicos. El depocentro coincide aproximadamente con la línea Palma-Buñola, y es un surco de dirección submeridiana en que se han acumulado más de 400 metros de sedimentos en la vertical de Palma: sobre el zócalo hay depósitos de los complejos arrecifal y terminal, unos 300 metros de Plioceno y depósitos clásticos cuaternarios. En el sector oriental el espesor total es menor, unos 150 m. de depósitos principalmente pliocénicos que llegan a apoyarse directamente sobre las margas yesíferas serravallienses, pudiendo faltar el Mioceno superior por erosión pre-pliocena. La geometría de la cuenca está controlada además de por factores estructurales (fallas del zócalo) por factores deposicionales.

Las fallas de zócalo condicionaron los borde emergidos y altos fondos sobre las que se instalan los arrecifes messinienses; arrecifes franjeantes del borde occidental y frentes de los arrecifes en los altos de Santa María y de la falla de Sineu-Algaida. Este dispositivo deposicional origina una zona deprimida en la parte central, donde la sedimentación corresponde a facies de talud, y que corresponderá posteriormente a los depocentros de los depósitos pliocénicos y cuaternarios.

En la figura 31 se muestra un esquema de dispositivo de cuenca cuaternaria, con un depocentro N-S paralelo a la línea de fractura de la Sierra Norte. El relleno tuvo lugar principalmente durante el Pleistoceno, con facies de abanicos aluviales que hacia el Sur pasaban a fandelatas y depósitos litorales.

Los materiales más modernos afectados por fallas en este sector que han sido observados son los depósitos de Complejo Arrecifal (Messiniense) de Porto-Pi. Son fallas normales paralelas al borde de la Sierra Norte, hundiendo el bloque oriental (figuras 32 y 34).

La Cuenca de Penyes Rotges.- Se trata de una pequeña cuenca cuaternaria situada en la extremidad SO de la Sierra Norte, posiblemente prolongación del borde occidental de la Cuenca de Palma. Está constituida por unos 30 ó 40 metros de depósitos continentales cuaternarios que hacia el Sur pasan a depósitos litorales (dunas y playas). El Cuaternario se apoya sobre el Messiniense (figura 28).

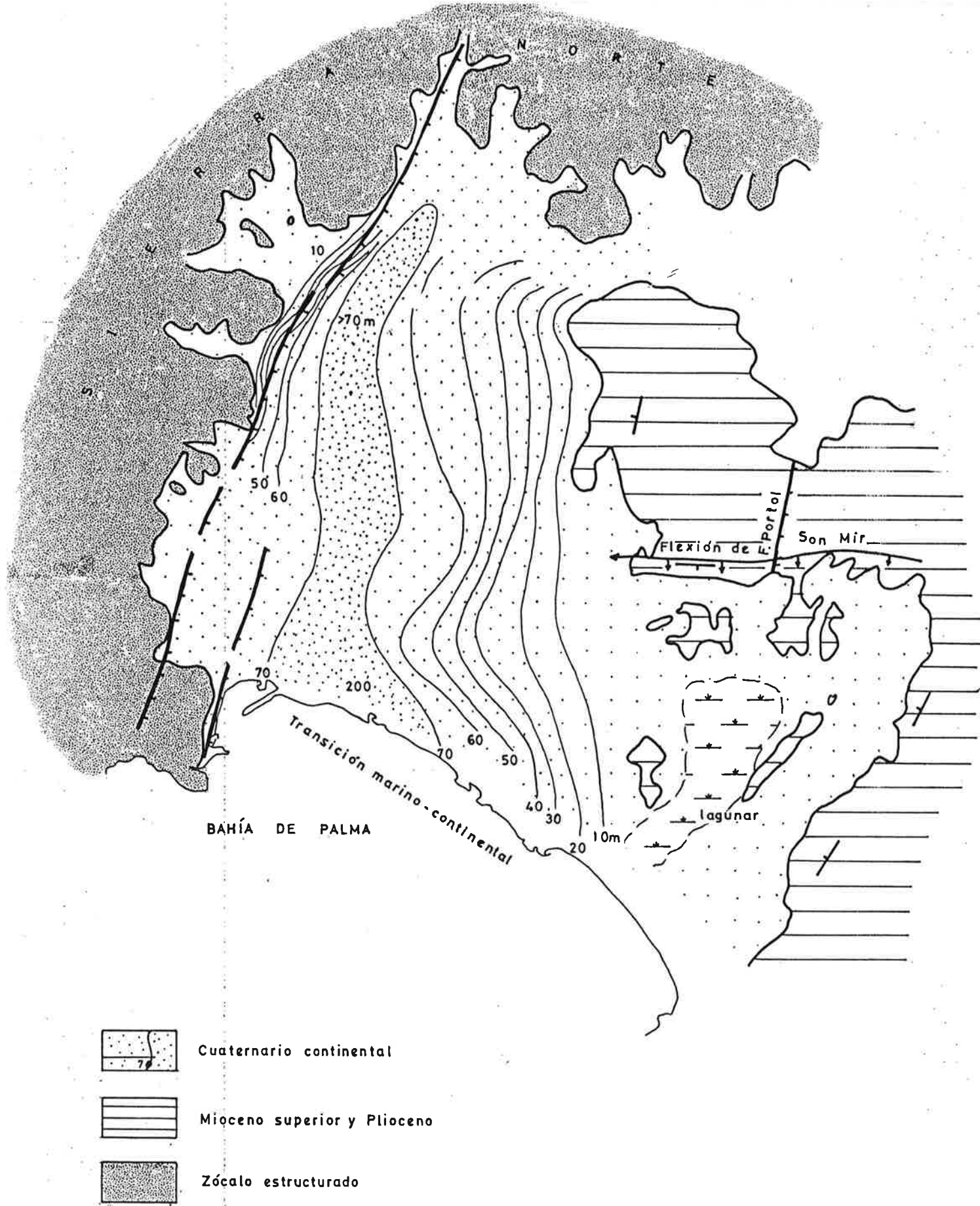


FIGURA 31.- ISOPACAS DE LOS DEPOSITOS CONTINENTALES CUATERNARIOS DE LA CUENCA DE PALMA

En los depósitos cuaternarios de Penyes Rotges es visible una disconformidad entre un tramo inferior constituido por depósitos de abanicos aluviales que lateralmente pasan playas y dunas y un tramo superior continental, sin que sea posible asegurar si la estructura del tramo inferior se debe a causas deposicionales o tectónicas. La edad del tramo inferior es Pleistoceno inferior (CUERDA, 1975). Las dunas pleistocénicas presentan una fracturación irregular, con fracturas sin salto aparente y escasa continuidad, de rumbo medio 160 y buzamiento subvertical. Consideradas como fallas extensionales indicarían una dirección de estiramiento cercana a 070 (figuras 32 y 33). Entre el Cabo de Cala Figuera y Palma Nova aflora en el litoral el sustrato mioceno de los depósitos cuaternarios. Los materiales miocenos presentan también una fracturación irregular que ocasionalmente también afecta a las dunas pleistocénicas, aunque con menor densidad. En Portals Vells la fracturación está mejor desarrollada, y consiste en dos familias de fallas normales con salto centimétrico a métrico, rumbo medio de 015 y buzamiento de 60° a 80° hacia el E y el O. Indican una dirección de extensión de 105 (figuras 32 y 33).

En Cala Figuera las fracturas tienen un rumbo de 005 y un buzamiento de 60° a 90° hacia el E y el O. Indican una extensión en dirección 095.

Umbral de Santa María.- Constituye una zona elevada que separa las Cuencas de Palma y de Inca. Su ubicación está controlada por los accidentes Felanitx-Santa María y la falla de Palma-Sencellas (figura 29). Consta de un núcleo de materiales estructurados rodeado de depósitos del Mioceno medio y superior y Plioceno que buzan suavemente hacia las depresiones. Este alto ya se manifiesta durante la sedimentación de las unidades deposicionales neógenas. Su borde Sur es muy abrupto y se realiza mediante la flexión de Son Mir, que afecta en superficie a los materiales pliocenos y refleja el salto (de unos 100 metros) en profundidad de la falla de Palma-Sencelles (figura 31). El Plioceno está afectado por la falla de Portol, de rumbo N-S (010-015). Es una falla normal que hunde algunas decenas de metros el bloque oriental y desarrolla abanicos aluviales pleistocenos en el escarpe. Más hacia el Este, sobre el Plioceno se desarrolla un potente complejo de dunas pleistocenas que tienen una fracturación irregular coherente con la falla de Portol. Las fracturas tienen un rumbo

N-S, buzando de 70 a 90 hacia el E y el O. Indican una dirección de extensión próxima a 080 (figuras 32 y 34).

La base de las dunas pliocenas es visible en el kilómetro 14 de la Carretera de Manacor y en C'an Xarpa, donde CUERDA (1975) encuentra una fauna del Pleistoceno inferior alto.

La Cuenca de Inca.- Queda enmarcada por la Sierra Norte, la Plataforma de Sineu-Algaida y los umbrales de Santa María y Santa Magdalena. Presenta una forma rectangular, y está controlada por los accidentes meridional de la Sierra Norte, Palma-Sencellas, Felanitx-Santa María y Manacor-Inca. En superficie está ocupada casi exclusivamente por depósitos cuaternarios (figura 28).

El borde septentrional es un escarpe de retroceso de falla, y ha sido un borde tectónicamente activo durante la sedimentación neógena. El borde meridional se manifiesta como una falla que afecta en superficie a depósitos miocenos y pliocenos. El Pleistoceno inferior (Myotragus de Sencellas, CUERDA, 1975) presenta buzamiento hacia el Norte y pudiera estar afectado por esta falla.

El depocentro de los depósitos continentales cuaternarios se localiza en la mitad oriental de la fosa, donde superan los 60 metros de potencia, posiblemente en relación con la fractura de Manacor-Inca. (figuras 29 y 42).

La Cuenca de La Puebla.- Ocupa la región llana situada al Este del Umbral de Santa Magdalena, abriéndose al mar en la Bahía de Alcudia.

Por el Norte está limitada por el escarpe de retroceso de la falla meridional de la Sierra Norte. El borde Sur corresponde a una flexión de los depósitos del Mioceno superior (figuras 28 y 30).

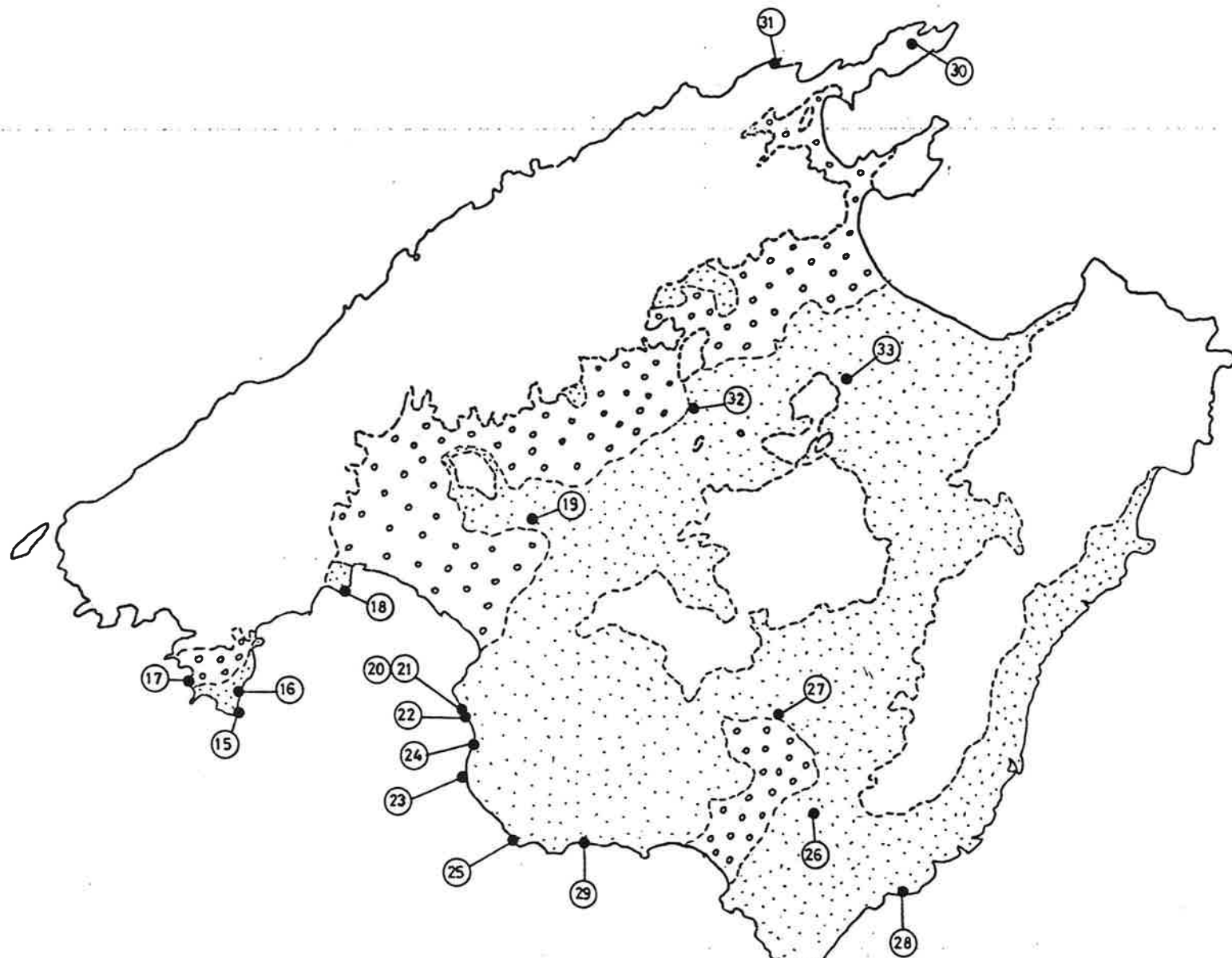
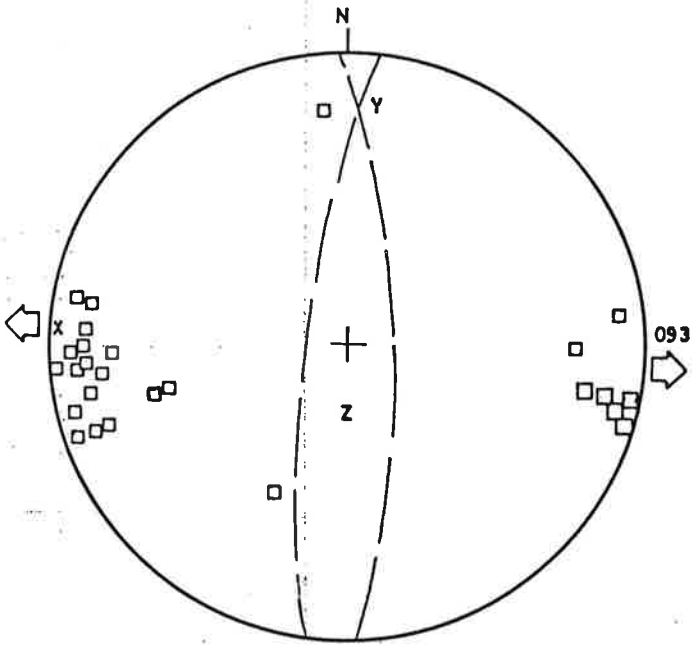
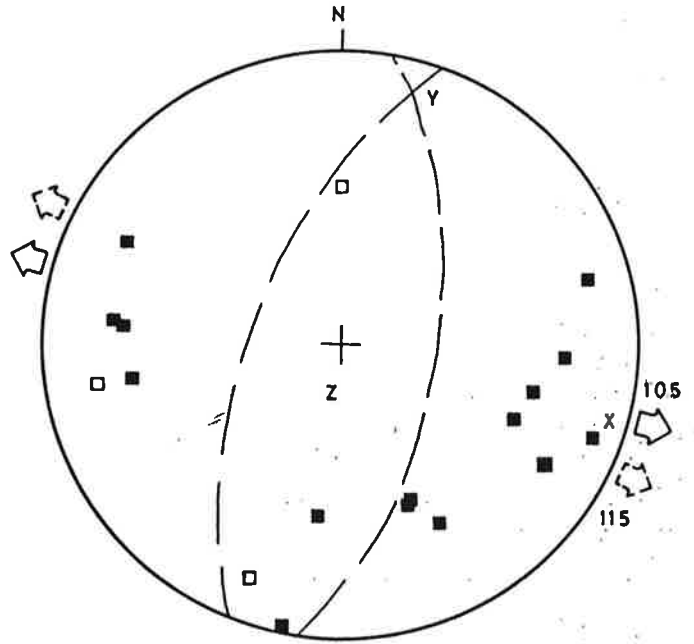


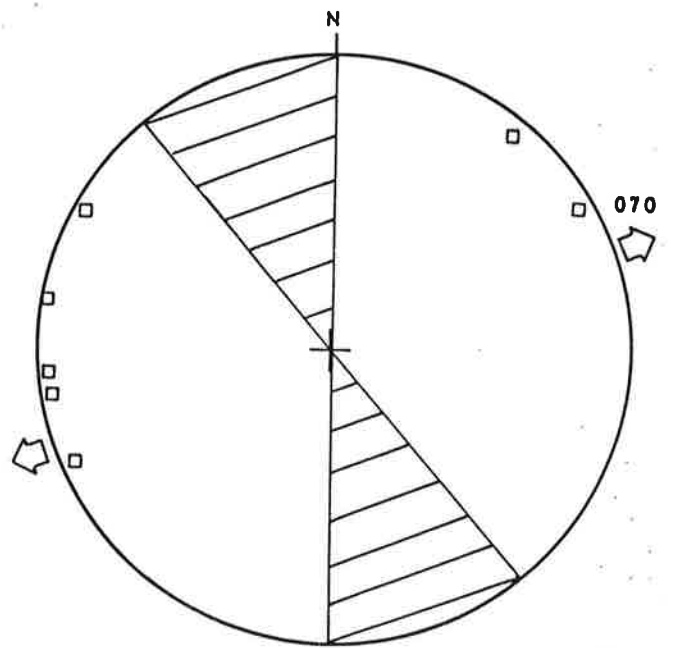
FIGURA 32.- SITUACION DE LOS DIAGRAMAS ESTRUCTURALES DE LA DISTENSION



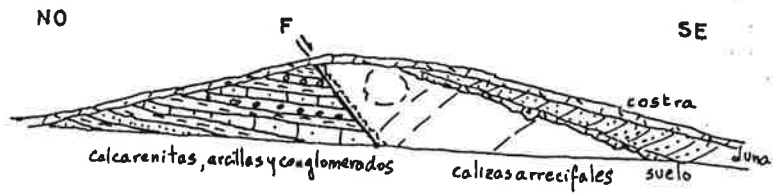
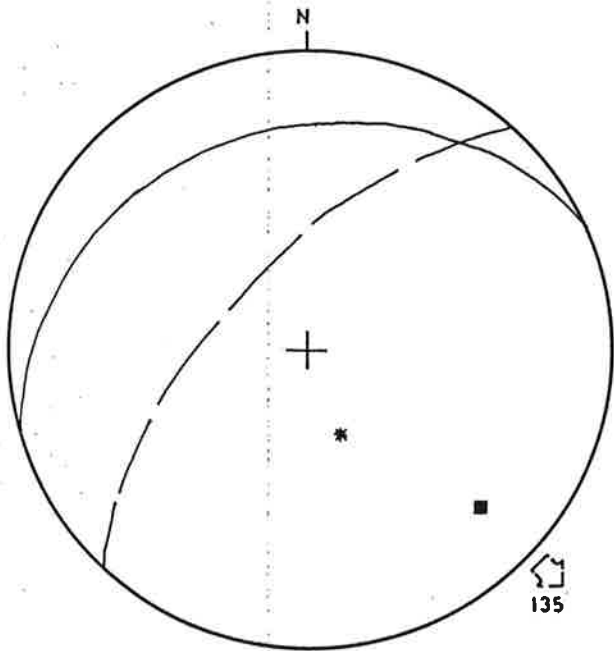
15) Cala Figuera. Calizas messinienses y dunas pleistocenas



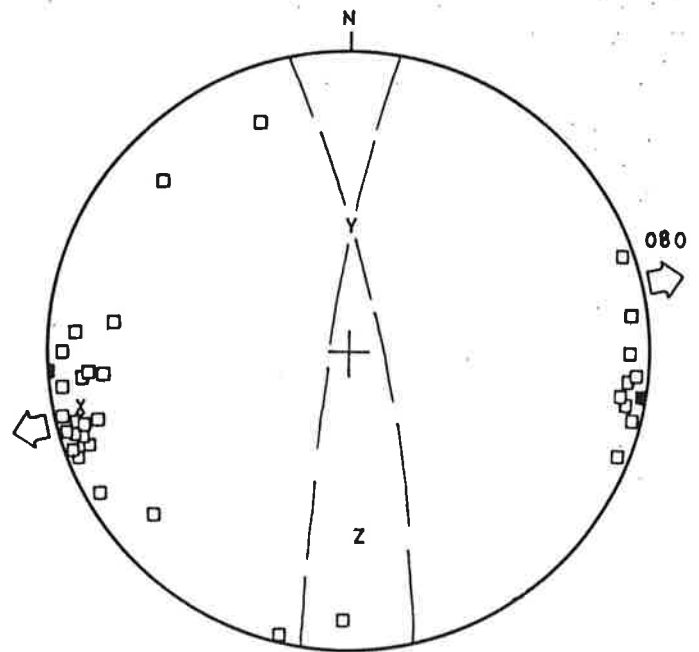
16) Portals Vells. Calcarenites turoisenses y dunas pleistocenas.



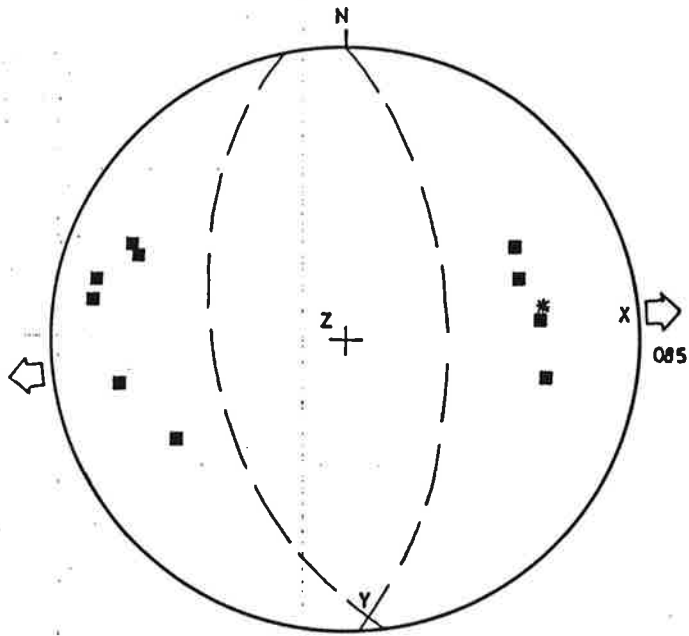
17) Penyes Rotges. Dunas pleistocenas



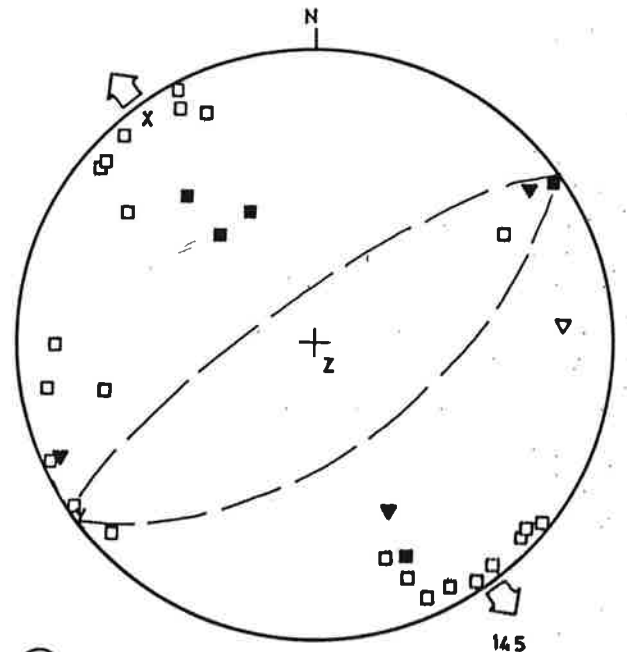
18 Porto Pi. Calizas arrecifales y complejo clástico marginal. Messiniense



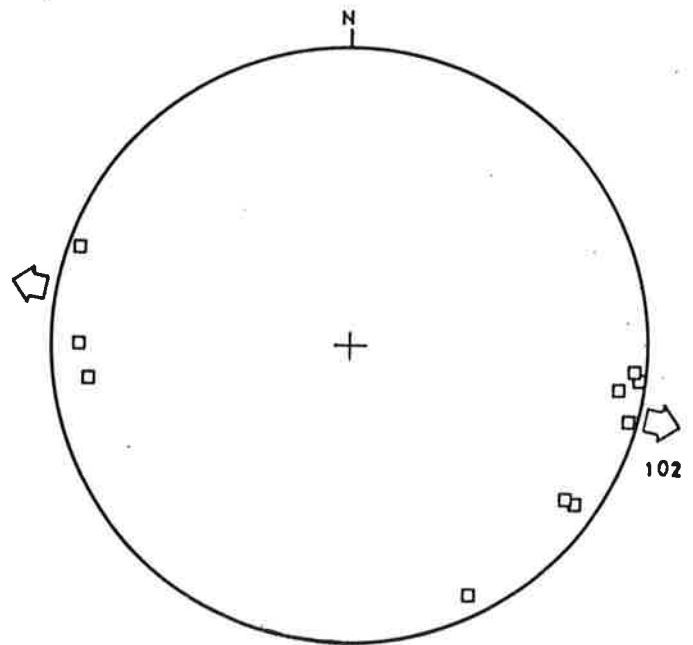
19 Puntiró. Dunas pleistocenas



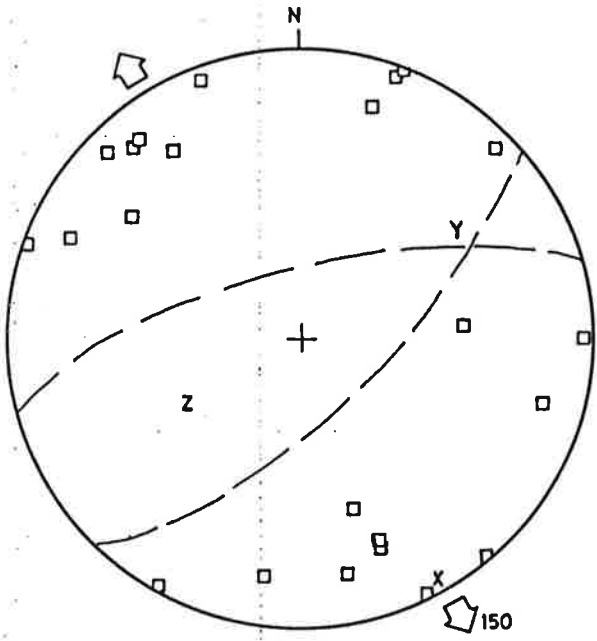
20 La Moreria. Limolitas y areniscas pliocenas y dunas pleistocenas



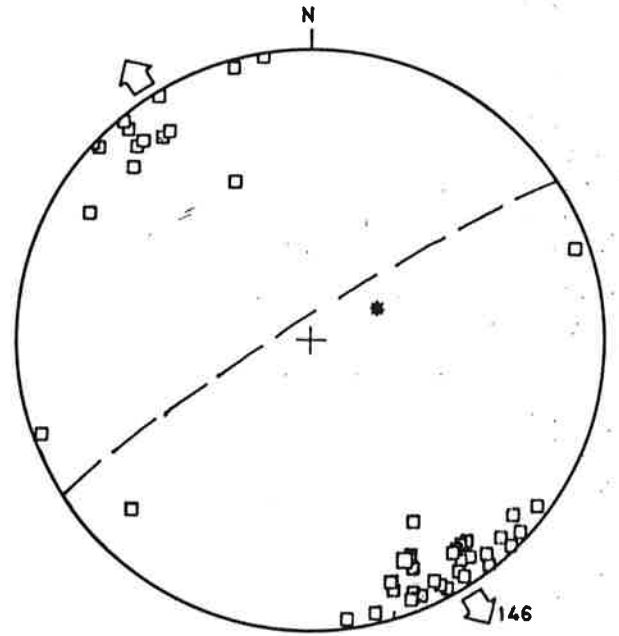
21 La Moreria. Calcarenitas y calizas messinienses.



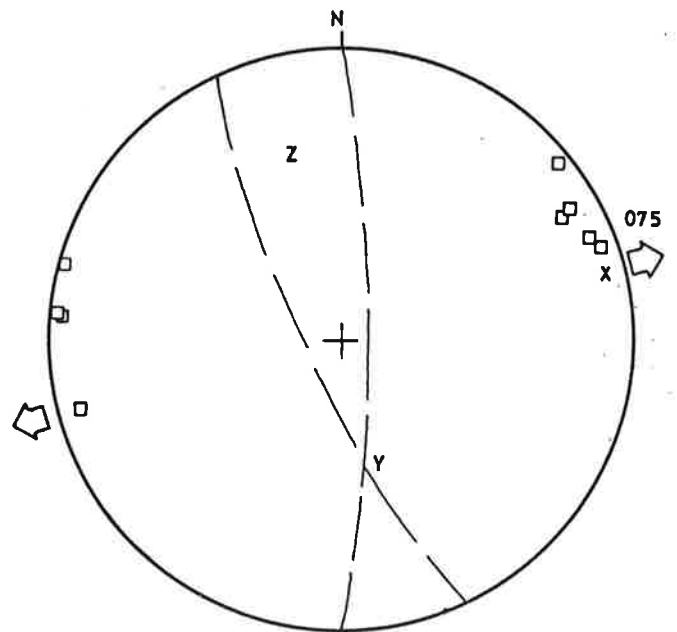
22 La Moreria. Dunas pleistocenas



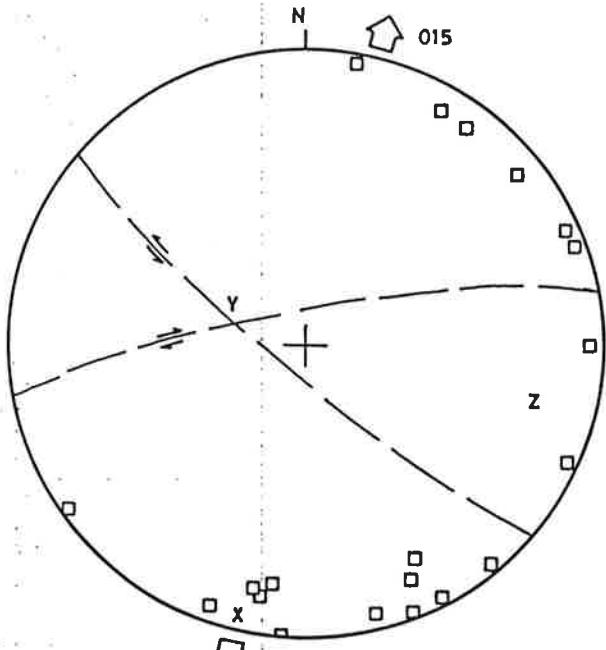
23 El Dorado. Calizas messinienses



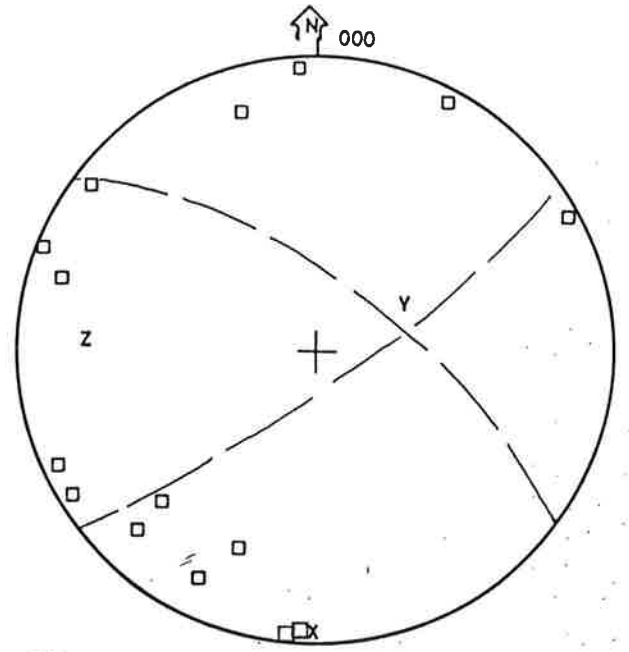
24 Bahia Azul. Calizas messinienses y dunas pleistocenas



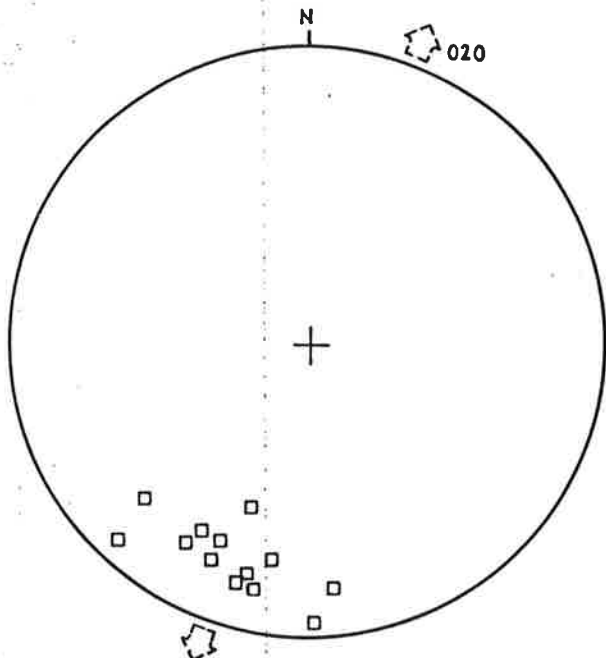
25 Cabo Blanco. Dunas pleistocenas



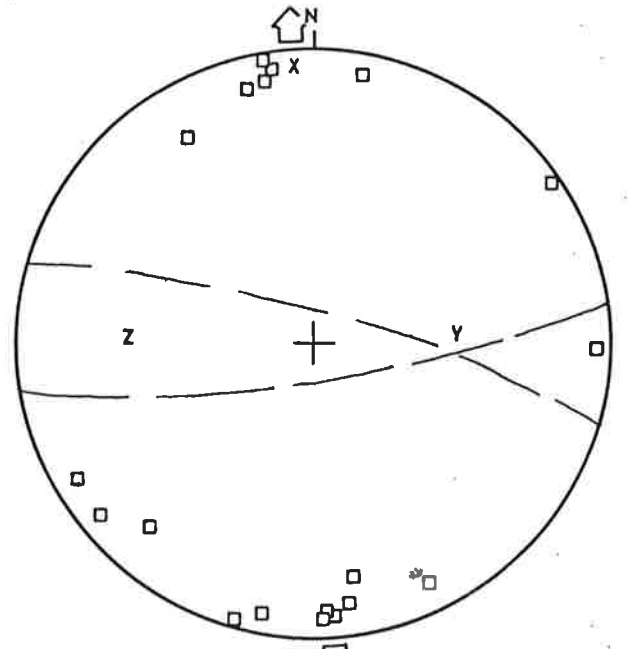
26 Km. 21,5 Ctra. Campos - Felanitx. Calizas messinienses



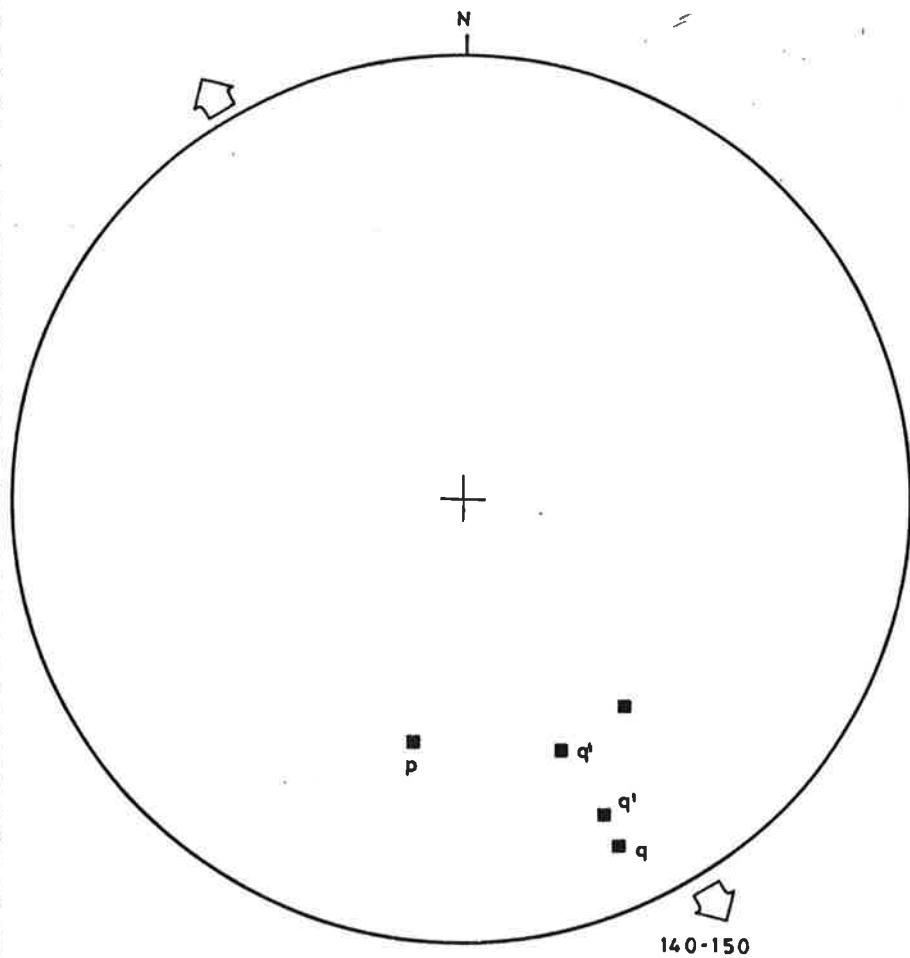
27 Km. 15 Ctra. Campos-Porreras. Calizas messinienses



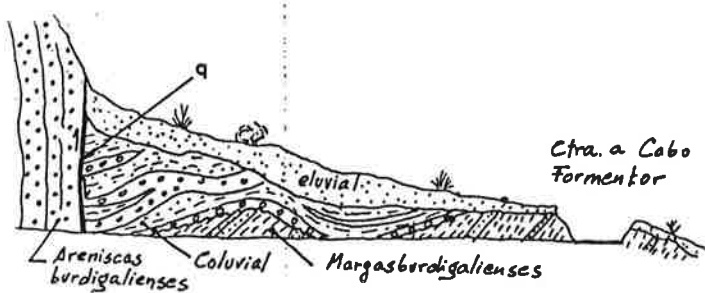
28 Cala Figuera (Santañy). Calizas messinienses



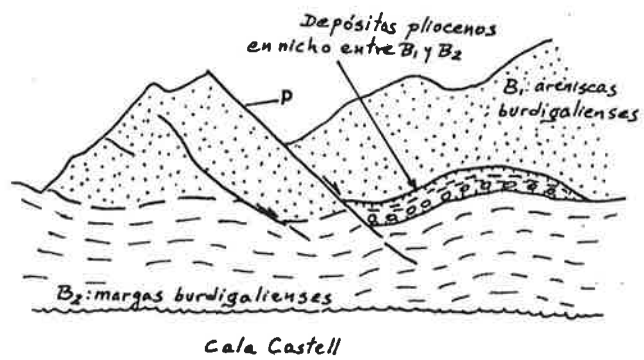
29 Valgornera. Calcarenitas miopliocenas y dunas pleistocenas.



Fallas normales en el sector septentrional de la Sierra Norte. q y q': afectando a depósitos cuaternarios. p. afectando a depósitos marinos atribuibles al Plioceno.

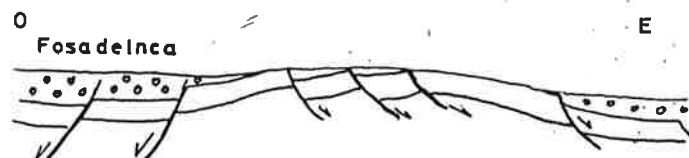
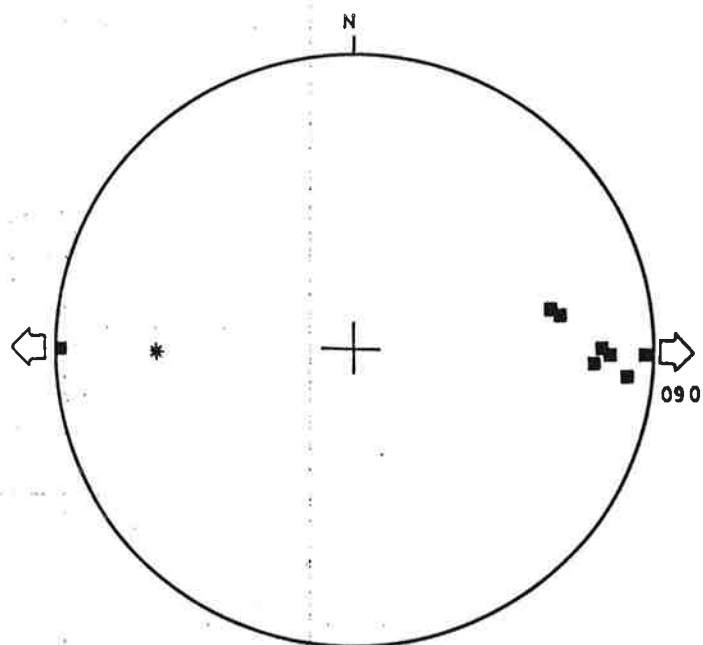


30 Península de Formentor. Coluviales cuaternarios

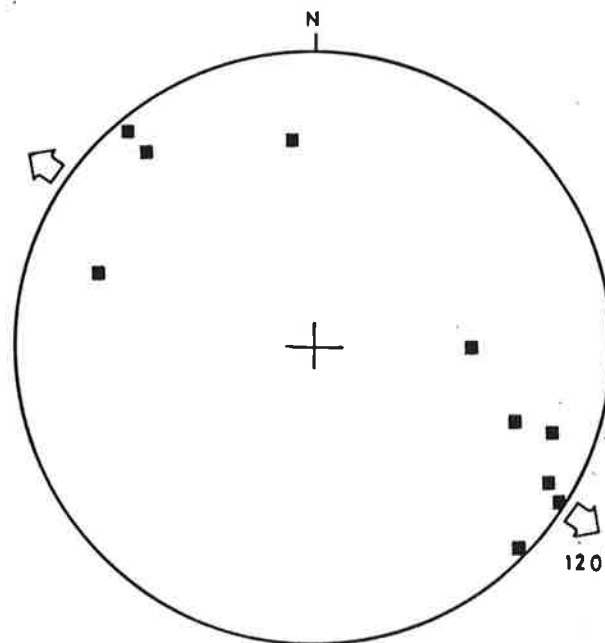


31 Cala Castell

FIGURA 38



32 Estación de El Empalme. Calizas messinienses



33 Santa Margarita. Calizas y margas yesíferas serravalienses

La Cuenca de La Puebla fué una fosa subsidente durante el Plioceno, acumulándose unos 100 metros de sedimentos que se encajan en las margas yesíferas serravallienses. El borde tectónicamente activo fué el de la Sierra, que aportaba depósitos clásticos (Conglomerados de Campanet). Los depósitos cuaternarios son poco potentes, en general menos de 20 metros, aunque ganan espesor hacia el mar, donde pasan de continentales a marinos (Albufera) indicando un basculamiento progresivo del fondo de la cubeta que también es delatado por la traza de los torrentes actuales.

Plataforma de Lluchmayor.- Así se ha denominado al área tabular existente entre el Macizo de Randa y la costa occidental de Mallorca. Hacia el NO y SE desciende suavemente hacia las cuencas de Campos y de Palma. Está controlada por los accidentes NE-SO de Sineu-Algaida y Vallgornera-Porreras que condicionan las flexiones de los materiales neógenos hacia las cuencas cuaternarias mencionadas. El límite con Randa obedece a la falla de Campos - Lluchmayor (figuras 28, 29 y 30).

La Plataforma está constituida básicamente por depósitos miocenos del Complejo Arrecifal (100 a 150 metros) que se apoyan sobre el zócalo estructurado y son recubiertos por una delgada película de calcarenitas pliocenas. Hacia la costa existen también depósitos cuaternarios. El Complejo Terminal messiniense está ausente (se erosionó o no se depositó) lo que evidencia que esta unidad funcionó como un horst o bloque elevado, prolongación del Macizo de Randa hacia el SE.

La plataforma aparece basculada suavemente hacia el SE. Esta deformación afecta a la superficie de arrasamiento y depósito plio-pleistocena (figuras 42). La Plataforma de Lluchmayor es la unidad estructural postectónica que presenta las mejores 'condiciones' de afloramiento para el análisis microestructural.

La Morería es una localidad costera situada en las proximidades

del accidente de Sineu-Algaida. La movilidad de este accidente durante la sedimentación es evidenciada por la discontinuidad que separa el Complejo Terminal messiniense de las calcilimolitas tortonienses sobre las que se apoya. Sobre el Complejo Terminal aparecen los primeros niveles pliocenos con Ammusium, que engrosan hacia la Cuenca de Palma y desaparecen hacia la Plataforma. Recubriendo todo el conjunto hay dunas y depósitos continentales pleistocenos. Los materiales mio-pliocenos presentan una fracturación caracterizada por fallas normales y fracturas asociadas que adoptan mayoritariamente un rumbo medio de 055 con buzamiento de 45° a 90° hacia el SE y NO, indicando una dirección de extensión 145. Localmente también hay fracturas ortogonales, menos numerosas, y algunas fallas que aparentemente tienen una geometría inversa. No es posible establecer si obedecen a un episodio compresivo o se deben a causas locales (evaporitas).

El Plioceno soporta dunas pleistocenas que también están afectadas por las fallas normales, que los ponen en contacto mecánico localmente. Las fallas tienen dirección media submeridiana, con buzamiento de 55° a 75° hacia el E y el O, indicando una dirección de extensión de 085. Las fracturas que afectan exclusivamente a la parte superior de las dunas pleistocenas son poco continuas y sin salto aparente, con una dirección media de 010 a 020 y buzamientos de 80° a 90° hacia el E y el O, indicando una extensión en dirección 100 (figuras 32 y 35).

En Bahía Azul (Pas d'en Verro) sobre las facies de talud del Complejo arrecifal messiniense existen dos metros de lumaquelas y areniscas con ostreas datadas por CUERDA (1975) como Emilienses (Pleistoceno inferior) sobre las que se dispone un potente conjunto de dunas pleistocenas. Todo el conjunto está afectado por fracturas irregulares sin desplazamiento aparente que tienen una dirección media de 60° con buzamientos de 70° a 90° en ambos sentidos. Interpretados como fallas extensionales indican una dirección de estiramiento 150 (figura 36).

En El Dorado, algo más al Sur, la fracturación que afecta

al Messiniense es más dispersa, pudiéndose deducir una dirección de extensión próxima a 150 (figura 36).

En Cabo Blanco las dunas pleistocenas tienen fracturas subverticales de rumbo 155 a 180, que corresponderían a una extensión 075 (figura 36).

En la zona de Vallgornera sobre el Messiniense y Plioceno hay un conjunto de dunas y limos rojos con cantos en los que se ha encontrado fauna del Pleistoceno inferior bajo (CUERDA y SACARES, 1970, en CUERDA, 1975). Estos depósitos están a + 12 metros sobre el nivel actual del mar, mientras que en otros puntos del Mediterráneo se encuentran a más de 100. Ello es coherente con la ubicación de esta zona en la flexión producida por la falla de zócalo de Vallgornera-Porreras. las fracturas que afectan a todo el conjunto son dispersas, aunque con un máximo en dirección E-O y buzamientos de 70° a 90° en ambos sentidos, que indica una extensión en dirección N-S (figura 37).

En el interior de la Plataforma se han realizado medidas entre Campos y Porreras y entre Campos y Felanitx. En la segunda localidad la fracturación de las calizas messinienses es muy dispersa pero permite interpretar una extensión N-S. En la primera hay dos familias de fracturas una de rumbo 130 que buza 80° al NE y otra de rumbo 080 y 80° de buzamiento al Sur, con extensión en la misma dirección (figura 37).

Considerando en conjunto todos los datos expuestos se pueden establecer varias consideraciones. En el sector próximo a la falla de zócalo de Sineu-Algaida, la fracturación en superficie es paralela a la dirección de dicho accidente (NO-SE) y se trata de fracturas extensionales puras. Cuando la fracturación afecta exclusivamente a niveles pleistocenos la dirección de extensión tiende a ser próxima a E-O.

Hacia el Sur y el interior de la Plataforma las direcciones de extensión que se pueden inferir de las fracturas que afectan a los materiales neógenos giran hacia el Sur, pasando de NO-SE a N-S.

Además el eje intermedio definido por la intersección de las familias conjugadas de fracturas abandona la posición subhorizontal y aparece inclinado, lo que implica una componente de acortamiento que se situaba entre 240 y 290, con 25° a 55° de inclinación. Este techo se podría explicar admitiendo una componente de desgarre en el movimiento de las fracturas de zócalo.

La Cuenca de Campos.- Limita por el SE a la Plataforma de Lluchmayor. Es un surco de dirección NE-SO, condicionado por los accidentes del sistema de fallas de zócalo occidentales de la Sierra de Levante y la falla de Lluchmayor-Campos. Fué activa durante la etapa sedimentaria neógena y actualmente está ocupada por depósitos cuaternarios de poco espesor (menos de 20 metros) (figura 28, 29 y 30).

La Marina de Levante.- Consiste en una orla de materiales messinienses que se sitúa entre los relieves de la Sierra de Levante y la costa oriental de la Isla, desde Son Servera hasta el Cabo Salinas.

El límite con los relieves mesozoicos está controlado por un sistema de fallas en relevo NE-SO a NNE-SSO, que limitaban ya el área de deposición de los Complejos Recifal y Terminal. Activos durante la sedimentación, condicionaron la disposición de una serie de depósitos clásticos (fándeltas) que pasaban lateralmente a depósitos marinos.

La estructura actual es muy sencilla, presentando una disposición tabular suavemente inclinada hacia el mar (figura 29). Los materiales messinienses de la costa no presentan fracturación. Únicamente en Cala Figuera, al SE de Santanyi, se ha detectado una familia de fracturas sin salto aparente de rumbo 110 y 70° de buzamiento hacia el Sur (figura 37). Esta orientación coincide en ubicación y orientación con la prolongación de la falla de zócalo de Campos-Lluchmayor hacia el SE (figura 29).

Plataforma de Sineu-Algaida.- Es una zona tabular, suavemente basculada hacia el NO situada entre la Cuenca de Inca y los relieves de los Macizos de Randa y Bon Any. Está configurada pues por los acciden-

tes de zócalo Sencellas y de Sineu-Algaida, constituyendo la articulación entre los relieves centrales y la fosa subsidente de Inca (figuras 28 y 29). Su constitución stratigráfica es sencilla: sobre el zócalo estructurado, cuyos paleorelieves afloran esporádicamente, se disponen las margas yesíferas serravallienses, y sobre ellas retazos de calizas messinienses y una extensa cobertera de calcarenitas pliocenas. No existen depósitos del Plioceno inferior, que comienzan a aparecer al NO - de la falla de Sencellas (figura 40).

El borde Sur es erosivo. El borde Norte, sin embargo, consiste en una flexión de los materiales messinienses y pliocénicos que lleva asociado un sistema de fallas normales que descienden en graderío hacia la cubeta de Inca, patente en la zona de Sencellas. Más hacia el NE la flexión es más suave, y puede llevar asociada fallas normales antitéticas como las descritas por FALLOT (1922) en la zona de la Estación del Empalme. Estas fallas tienen rumbo N-S, buzando 60° a 90° hacia el Este. Indican una dirección de extensión E-O, y posiblemente están en relación con la distensión durante el hundimiento de la Cuenca de Inca durante el Pleistoceno inferior (figura 39).

También se han obtenido medidas de la fracturación en los materiales serravallienses en las proximidades de Muro y Santa Margarita (figura 39). Se trata de fallas normales que pese a su dispersión y escaso desarrollo permiten interpretar una extensión de dirección NO-SE.

Orla de C'an Picafort.- Se ha denominado así la zona ocupada por depósitos messinienses, pliocenos y cuaternarios que está situada entre los relieves centrales y la Bahía de Alcudia. Tiene una disposición tabular basculada suavemente hacia el Mar, y queda limitada por el SE por los relieves de la Sierra de Levante, mientras que hacia el NO se hunde bajo la Cuenca de La Puebla mediante una flexión (figura 28).

Depresión de Manacor.- Comprende el area situada entre la parte central de la Sierra de Levante y el Macizo de Bon Any. Está ocupada por sedimentos serravallienses suavemente plegados. Su característica más notable es que en ella se aloja la unidad carbonática serravalliense situada bajo los conglomerados y margas yesíferas (figura 40).

Los Relieves de las Sierras.- Durante las etapas distensivas postorogénicas en los relieves estructurales de las Sierras se reactivaron las fallas subverticales generadas durante la compresión alpina. En la actualidad es difícil reconstruir la historia distensiva de estas estructuras. En algunos lugares de la Sierra Norte sin embargo se encuentran ejemplos aislados de esta actividad. Así, en las vertientes meridional es frecuente encontrar fallas en graderío descendiendo hacia las Cuencas de Inca y La Puebla, con clara expresión morfológica (escalones en los cursos de los torrentes, alineaciones de abanicos aluviales, etc). En el interior algunas fallas NE-SO producen saltos verticales considerables, como la que desnivela el cabalgamiento inferior de la unidad V entre L'Ofre y Son Vidal más de 300 metros. Otras veces se comprueba que algunos acantilados de la costa corresponden a escarpes de falla en retroceso. Localmente se han encontrado fallas que afectan a coluviones cuaternarios como en la carretera de Puerto Pollensa a Cabo Formentor (figura 38), de rumbo 060, así como depósitos pliocénicos en la costa septentrional de la Sierra afectados por fallas normales.

En el sector central de la Isla la falla de Felanitx-Santa María presenta evidencias de haber sido reactivada durante el Plesitoceno, jugando como fallas normal con el bloque NE deprimido sobre el que se ha desarrollado un glacis con depósito en el que se encaja la red fluvial actual.

4.2.- EVOLUCION TECTOGENETICA

Mallorca adquiere la configuración estructural descrita en el apartado anterior durante varias fases de deformación que tuvieron lugar en el Terciario.

4.2.1.- La Compresión

En la Sierra Norte FALLOT (1922) atribuye las estructuras de cabalgamiento a una fase compresiva post Burdigaliense, y señala la discordanca del Paleógeno sobre el Mesozoico. POMAR et al. (1983) y ALVARO y DEL OLMO (1984) establecen como Burdigaliense-Langhiense la edad de la deformación principal, y ponen de manifiesto la existencia de una fase de plegamiento anterior.

ESCANDELL y COLOM (1960) atribuyen los pliegues N-S de las colinas de Son Fé a una fase de compresión intraburdigaliense, anterior a la fase de plegamiento principal postburdigaliense.

MATAILLET y PECHOUX consideran que la cuenca de resedimentación de la zona de Andraitx se deforma durante o después del Langhiense.

En la zona de Randa COLOM y SACARES (1968) proponen una fase de plegamiento post-oligocena y anteburdigaliense, con una dirección de compresión E-O, aunque mantienen la fase postburdigaliense como la principal.

En las Sierras de Levante DARDER (1921, 1924, 1925, 1928) establece varias corridas hacia el Norte afectada por una fase de "retrocharriage" posterior, aunque después FALLOT y el mismo DARDER disminuyen el número de series corridas y descartan la fase retrovergente. BOURROUILH (1973) describe en la región de Artá una tectónica post-eocena y pre-miocena, presumiblemente oligocena superior, posterior a otra de edad Paleoceno-Eoceno inferior, cuyas estructuras no se pueden caracterizar actualmente. La fase tangencial principal es para este autor de edad post-burdigaliense y se realiza mediante dos direcciones de compresión: N-S a 030°-050°, y 120° a 140°. FREEMAN et al (en prensa) postulan para el área de Felanitx plegamiento entre el Eoceno y el Mioceno inferior, y emplazamiento de unidades alóctonas durante y después del Mioceno inferior.

4.2.1.1.- La Compresión paleógena

Las macroestructuras principales de Mallorca son de edad miocena. La deformación compresiva durante el Paleógeno siempre ha sido un fenómeno poco claro y controvertido. Las mayores dificultades para su estudio residen en la escasez de estructuras y en la pobreza del registro sedimentario, tanto en cantidad y calidad de afloramientos como en lo relativo a la datación precisa de los materiales.

En las unidades septentrionales de la Sierra Norte la cobertera mesozoica está desmantelada hasta el nivel del Triásico o el Lías, sobre los que se apoyan las brechas atribuidas al Oligoceno-Aquitaniense, o el Burdigaliense. Estos depósitos no fosilizan mesoestructuras, y el desmantelamiento de la cobertera afecta a macroestructuras de gran radio que pueden ser tanto de origen compresivo como distensivo.

En las unidades superiores (IV y V) la cobertera está completa hasta el Cretácico inferior y localmente el superior. Los sedimentos paleógenos más antiguos son de edad Bartonense y localmente Priabonense. Se apoyan sobre el Cretácico inferior. Los sedimentos oligocenos se apoyan mediante una discordancia sobre el Eoceno, Cretácico superior, Cretácico inferior y Jurásico medio-superior. Su edad más alta probada está en el límite Oligoceno medio-superior. Estos depósitos oligocenos localmente fosilizan estructuras de plegamiento de los materiales mesozoicos sobre los que se disponen mediante una discordancia angular. También lo hacen los sedimentos burdigalienses. Los dispositivos sedimentarios propuestos para los materiales de edad (probada o atribuida) oligocena han sido interpretadas en un contexto distensivo (POMAR et al 1983, ALVARO et al 1984). La hipótesis más razonable es considerar que las estructuras premiocenas existentes en la Sierra Norte se deben a una fase de plegamiento que tuvo lugar entre el Cretácico superior y el Eoceno medio-superior. Su resultado fué la formación de estructuras de plegamiento en la cobertera, que se desmanteló parcialmente. No hay registro sedimentario del Paleoceno y Eoceno inferior y medio, época en la que el área estaría emergida y sometida a erosión. No se puede negar ni afirmar la existencia de una deformación compresiva

durante el Oligoceno superior, aunque ello parece poco probable. Las estructuras formadas durante la fase oligocena serían pliegues relativamente abiertos que han sido apretados posteriormente durante la compresión miocena.

En la Zona Central de la Isla los datos son muy escasos. FALLOT (1922) cita en el Cerro de Santa Magdalena niveles marinos burdigalienses sobre conglomerados atribuibles al Oligoceno en aparente continuidad. En Santa María hay depósitos de edad Eoceno superior Oligoceno inferior sobre el Cretácico inferior. En las colinas de Son Fé el Burdigaliense se apoya sobre el Juraásico superior (Dogger y Malm) fosilizando estructuras de plegamiento.

En Randa el Mioceno basal (Aquitaniense) fosiliza estructuras de plegamiento anteriores (pliegues NE-SO, ver apartado 4.1.2.2.) y es recubierto anormalmente por materiales paleógenos que muestran continuidad estratigráfica desde el Eoceno superior (Priaboniense) al Oligoceno (Stampiense). La discordancia del Mioceno inferior sobre el Stampiense de COLOM y SACARES (1968) ha sido interpretada posteriormente en la cartografía 1:50.000 MAGNA y en ALVARO et al (1984) como aparente, debida al emplazamiento de los materiales paleógenos como olistones en las margas burdigalienses en base a la existencia de cepillamientos basales ("rabotage basal"), la disposición de los materiales más modernos en la zona más septentrional y el pequeño espesor de las unidades alóctonas, que invoca un mecanismo gravitacional de emplazamiento. En este informe se ha interpretado el contacto entre el Stampiense y el Mioceno como una falla normal (E.A. y F.S.)

En esta zona también existen localmente algunos niveles desconectados tectónicamente de edad algo más antigua que los niveles basales del Mioceno (Oligoceno superior-Aquitaniense). Pudieron ser correlacionables con los conglomerados con cantos con nummulites y calizas marinas que existen en la zona de Sineu y que COLOM (1976) tradicionalmente atribuye al Aquitaniense.

En las Sierras de Levante el Eoceno medio o superior se apoya discordantemente sobre las margas del Cretácico inferior. Localmente contiene conglomerados con cantos del Cretácico inferior en facies de plataforma (Artá, BOURROUILH, 1973), desconocido en Mallorca. El Mioceno inferior (Aquitaniense) fosiliza estructuras de plegamiento anteriores, apoyándose discordantemente sobre diferentes niveles del Mesozoico.

No se conocen sedimentos de edad Oligocena excepto en Felanitx, donde se apoyan discordantemente sobre el Cretácico inferior.

Así pues, en la Zona Central y Sierra de Levante el Mioceno inferior fosiliza estructuras de plegamiento más antiguas. El registro sedimentario paleógeno es fragmentario, y falta con seguridad entre el Cretácico inferior y el Eoceno medio. El techo del Oligoceno es impreciso. Las estructuras premiocenas tienen direcciones NE-SO y NO-SE. Con estos datos es posible establecer dos hipótesis.

- 1.- Hay una fase de plegamiento entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Las zonas anticlinales son erosionadas, y se depositan materiales eocenos y oligocenos en las áreas - sinclinales durante una etapa distensiva. El Mioceno inferior marino se deposita en toda el área, fosilizando las estructuras.
- 2.- Entre el Cretácico superior y el Eoceno medio hay una etapa de emersión y denudación de la parte superior de la cobertura. Deposición del Eoceno y el Oligoceno medio. Fase de plegamiento importante durante el Oligoceno superior y posterior denudación de la cobertura, quedando el paleógeno conservado en zonas sinclinales. El Mioceno inferior fosiliza estas estructuras.

En el contexto regional se conoce la existencia de una fase importante de plegamiento en el Eoceno inferior en el Pirineo, Catalánides Cordillera Celtibérica, Alpes y Norte de Africa, como consecuencia de la convergencia de las placas Europea y Africana. La dirección de acor-

tamiento regional de esta fase varia de NO-SE a N-S. También se ha registrado en muchas áreas (Pirineos, Catalánides, Celtibéricas, etc.) una fase de plegamiento de edad intra o finioligocena con dirección de acortamiento NNE-SSO - NE-SO, (LETOUZEY y TREMOLIERES, 1980), aunque durante esta época en otros sectores (Fosa del Ródano, Cuenca Valenciana etc) se registra un episodio de diastrofismo distensivo en relación con la formación de cuencas marginales y la rotación de microplacas. La actividad volcánica relacionada con procesos de subducción también está ampliamente extendida por todo el Mediterráneo occidental (WEZEL, 1977).

Resumiendo, en Mallorca los datos básicos indican falta de registro sedimentario entre el Cretácico superior y el Eoceno medio. Sedimentación desigualmente repartida durante el Eoceno medio y el Oligoceno. Dificultades para caracterizar cronoestratigráficamente el Oligoceno superior. Discordancia del Mioceno inferior (Aquitaniense y Burdigaliense) sobre el Mesozoico, fosilizando estructuras previas. Con ellos es posible establecer la siguiente evolución:

- En el Paleógeno inferior (Paleoceno o Eoceno inferior) tuvo lugar una fase de distrofismo que provocó la elevación general del área mallorquina, posiblemente plegamiento y la denudación de la cobertera.
- Durante el resto del Eoceno y el Oligoceno hay condiciones distensivas que controlan dispositivos sedimentarios en los que hay sedimentación continental y marina. Durante el Stampiense las condiciones distensivas se acentúan y hay un rejuvenecimiento de los relieves continentales y formación de fosas subsidentes.
- El Oligoceno superior y el paso al Aquitaniense es una época delicada de interpretar. El registro sedimentario no está bien documentado. En el dominio central y de las Sierras de Levante puede haber una fase compresión que genera macroestructuras. - En el dominio de la Sierra Norte esta fase o bien no generó estructuras de plegamiento, sino que mantuvo condiciones exten-

sionales locales (cuencas pull-apart), o bien se manifestó de forma muy débil y breve, reanudándose las condiciones anteriores.

4.2.1.2.- La Compresión Neógena _

La estructuración principal de Mallorca, responsable de la tectónica de cabalgamientos, tuvo lugar durante el Mioceno inferior y medio. Es este un hecho constatado por todos los autores que han trabajado en Mallorca.

En la Sierra Norte los cabalgamientos afectan a los depósitos de edad Burdigaliense inferior a Langhiense medio. Estos consisten en una unidad basal formado por sedimentos terrígeno-carbonatados de plataforma somera y una serie de margas con turbiditas, debris flows y olistolitos que presenta una secuencia profundizante (ALVARO et al 1983).

El sector central y las Sierras de Levante la unidad basal es ligeramente más antigua, Aquitaniense. La unidad turbidítica contiene asociaciones de foraminíferos que indican una profundidad de unos 600 mts. (PASCUAL, 1982, en POMAR et al., 1983). En el sector central de la Isla la unidad turbidítica es coronada por una secuencia somerizante, las calcarenitas de Randa. La polaridad sedimentaria en todos los dominios de Mallorca es de Sur a Norte (paleocorrientes, deformaciones sinsedimentarias, etc.)

La unidad turbidítica tiene un marcado carácter sintectónico, y su inicio marca el paso brusco de unas condiciones de plataforma somera a otras de sedimentación profunda (ALVARO et al, 1983) con turbiditas, delapsiones y deformaciones sinsedimentarias y aportes hacia el Norte. En las Sierras Norte y de Levante la secuencia finaliza por colapso tectónico de la cuenca, mientras que en el centro la cuenca se someriza. La instalación de la plataforma carbonatada inicial y su hundimiento son fenómenos diacrónicos en la Sierra Norte y en el resto de la Isla.

A partir de estos datos se puede establecer un modelo que relacione el emplazamiento de las unidades tectónicas con la sedimentación sinorogénica. En la Sierra Norte el cabalgamiento inferior de la Unidad V no afecta a materiales neógenos, siendo probable que se iniciara durante el Aquitaniense superior o el Burdigaliense inferior. Ello produce un engrosamiento de la cobertera por la duplicación de serie estratigráfica y el acortamiento interno del duplex de la unidad IV, que se puede estimar del orden de los 1.000 metros. Esta carga induce un hundimiento de la zona afectada y su parte frontal, por flexión de la litosfera que presumiblemente tiene un comportamiento elástico (KARNER y WATTS, 1983; JORDAN, 1981; PORTERO y ALVARO; 1983). En las unidades inferiores de la Sierra el acontecimiento queda registrado por el hundimiento de la plataforma carbonatada y la instalación de un surco profundo (foredeep) entre el frente de cabalgamiento y el antepais. Este surco es alimentado por los materiales procedentes de la erosión de los relieves orogénicos, lo que contribuye a aumentar y ampliar la zona sometida a carga. En este sentido la cuenca burdigaliense-Langhiense es una cuenca de antepais (foreland basin), y su relleno un "flysch" en sentido de tectofacies. Modelos similares se han descrito en muchas cadenas de diferente edad. (ENGEL et al., 1978; HURST et al. 1983 ; JORDAN, 1981; HOMEWOOD et al., 1985 etc). La profundidad de la cuenca depende de magnitud y extensión de la carga, y del parámetro flexural de la litosfera (espesor, gradiente térmico, etc.), y no se dispone de datos para calcularla en el caso de la Sierra Norte. Para tener una idea de su orden de magnitud se puede suponer que si la respuesta fuera hidrostática en lugar de elástica, el hundimiento sería del orden de 700 metros (que es una profundidad similar a la de los sedimentos de la unidad turbidítica en Randa).

La progresión de los cabalgamientos hacia el Norte en las unidades tectónicas inferiores lleva pareja la deformación de los sedimentos burdigalienses ya depositados y la incorporación progresiva de la cuenca a las unidades tectónicas, lo que las convierte en "cuencas alóctonas" (piggy back basins, thrust sheet, top basins, ORI y FRIEND 1984; ELLIOT et al., 1985; RICCHI LUCHI y ORI, 1985, etc.). El bloque del sistema se produce con el cabalgamiento de la Unidad II sobre la cuenca de antepais (Unidad I).

En el dominio de la Sierras de Levante no se dispone de datos suficientes para establecer esta secuencia evolutiva con el mismo detalle, aunque el paralelismo existente en el registro sedimentario indica que la secuencia de acontecimientos tuvo que ser similar pero algo más antigua, como más antigua es la edad de las unidades deposicionales correlativas que indican el inicio de acontecimientos tectosedimentarios. La única singularidad de este dominio es la secuencia somerizante langhiense ("calcarenitas de Randa") del sector central. ALVARO et al (1984) apuntan la posibilidad de que se deba a la colmatación local de un surco progradante hacia el Norte (thrust sheet top basin) generado por el apilamiento y desplazamiento de unidades alóctonas hacia el Norte, pues adoptan la hipótesis de que los materiales paleógenos alóctonos de Randa no son unidades estructurales (thrust sheets) sino masas emplazadas en la parte frontal de mantos (diverticulación) a favor de mecanismos gravitacionales (gravitational glidding). En la interpretación que se adoptó en el capítulo 4.1.2.2. los materiales paleógenos son unidades estructurales emplazados mediante cabalgamientos con posterioridad a la deposición de las calcarenitas de Randa. En este caso es necesario invocar otras causas locales para explicar la rápida somerización del área, aunque su origen sin duda sea de tipo tectónico. Una hipótesis razonable podría ser la incorporación de la cuenca burdigaliense-langhiense de este sector a una unidad alóctona, que iniciaría su desplazamiento hacia el Norte en el momento que se pasa de la sedimentación turbidítica profunda a la sedimentación calcarenítica somera, momento que además está marcado por un nivel de slumpings.

En cualquier caso el tema de las relaciones entre la tectónica de cabalgamientos y la sedimentación sinorogénica necesita ser estudiada con mayor detalle en toda la Isla, con un conocimiento mayor de la geometría de las unidades tectónicas, la sedimentología, edad y batimetría de los depósitos burdigalienses - langhienses, y el establecimiento de modelos de subsidencia inducida por carga orogénica.

La geometría de la tectónica de cabalgamientos generados durante esta fase ha sido ampliamente descrita en los capítulos correspon-

dientes.

En la Sierra Norte se formaron 4 unidades tectónicas que se desplazaron hacia el Norte y hacia el Oeste. En la Sierra de Levante hay seis unidades que experimentaron desplazamiento hacia el NO y que pudieron experimentar plegamiento ya desde el Oligoceno superior. FREEMAN et al (en prensa) han comprobado mediante paleomagnetismo que las direcciones ortogonales de las estructuras (NE-SO y NO-SE) no se deben a una rotacional diferencial de la cobertera durante o después del emplazamiento de las unidades tectónicas, sino que están en relación con la posición de las rampas laterales oblicuas de los cabalgamientos.

No es posible establecer por el momento si las dos direcciones de acortamiento ortogonales que se han detectado en algunos sectores (Deyá, Alcudia, Randa), presumiblemente de edad miocena inferior, se deben a campos de esfuerzos locales en relación con rampas laterales, a dos fases de compresión diferentes, o a ambas causas.

4.2.2.- La Distensión

Durante el Terciario hay dos etapas durante las que Mallorca ha estado sometida a un régimen de tectónica extensional: el final del Paleógeno y el Neógeno superior y Cuaternario.

4.2.2.1.- La distensión del Oligoceno y el Mioceno inferior

Aunque no existen estructuras evidentes que permitan caracterizar con precisión este acontecimiento distensivo en el registro sedimentario se encuentran evidencias indirectas de su existencia.

Después de la fase de diastrofismo preluteciense tanto el área correspondiente a la Sierra Norte como a la Sierra de Levante fueron dominios emergidos en los que no existe o no se ha conservado registro sedimentario. Los depósitos paleógenos más antiguos son los niveles marinos lutecienses del sector meridional de la Sierra de

Levante. Este dispositivo se mantiene durante el Bartonense, aunque el ámbito de sedimentación se amplía hacia la zona de Artá, donde hay depósitos lacustres. A finales del Eoceno (Priabonense) la sedimentación es expansiva hacia el Norte, pues hay sedimentación marina en la región de Artá y en las zonas centrales de Mallorca, mientras que en las unidades superiores de la Sierra Norte (unidades tectónicas IV y V) se desarrollan cuencas lacustres con esporádicas invasiones marinas. En conjunto parece observarse una polaridad sedimentaria de Sur a Norte durante el Eoceno.

En el Oligoceno hay una variación importante en este contexto. En la Sierra Norte y en la región central de la Isla hay una sedimentación detrítica de carácter continental, y únicamente indicios de sedimentación marina en el extremo meridional de la Sierra de Levante.

El autóctono de la Sierra Norte fué denudado hasta el nivel del tegumento triásico con anterioridad al Burdigaliense. La zona que constituye actualmente el fondo de la Cuenca Valenciana también debería corresponder a un área emergida, pues los materiales volcánicos del Mioceno inferior son de emplazamiento subaéreo. En las unidades tectónicas inferiores de la Sierra (II y III), sobre una cobertera muy erosionada hay una potente serie de brechas con olistolitos que se depositaron mediante mecanismos de transporte en masa en una cuenca con sedimentación lagunar carbonática (ALVARO et al. 1983, 1984), y a la que se ha atribuido una edad Oligoceno-Aquitaniense. En otras zonas del Mediterráneo hay depósitos correlacionables: Menorca, fosa de Manosque-Forcalier, etc.

En las unidades tectónicas superiores de la Sierra y en la región de Andraitx hay una serie de depósitos continentales cuyos conglomerados son de la misma naturaleza que los elementos de la unidad de brechas, y ocasionalmente contienen olistolitos de materiales mesozoicos (MATAILLEX y PECHOUX, 1979). Para estos depósitos, en los que POMAR (1976) ya evidenció la presencia de fenómenos delapsionales, MARZO et al. (1983) propugnan un dispositivo sedimentario consistente en fosas con un fuerte control tectónico por fallas NE-SO. Su edad

es básicamente Oligocena (ADROVER y HUGUENEY, 1976). En la zona de Randa es frecuente que los conglomerados oligocenos tengan cantos de areniscas del Buntsandstein, procedente del Norte de Mallorca. Asimismo los depósitos continentales de esta edad en la unidad IV de la Sierra Norte contienen ocasionalmente intercalaciones de ignimbritas que indican la existencia de fracturas profundas por las que se emitían materiales efusivos al Norte o Noreste de Mallorca, ya que no se conocen vestigios de coladas o centros de emisión en la parte central y meridional de la Isla.

Todos estos hechos indican que durante el Oligoceno y tal vez el Aquitaniense el área Norte de Mallorca estuvo sometida a un régimen de tectónica vertical, iniciado con el abombamiento del sector septentrional que se denudó parcialmente, y se formaron una serie de fosas subsidentes en las que se depositaron sedimentos detríticos continentales de procedencia septentrional. En la actualidad no es posible reconocer las estructuras que se generaron durante esta etapa distensiva, que fueron obliteradas durante la estructuración del Mioceno inferior.

4.2.2.2.- La distensión durante el Neógeno superior y el Cuaternario

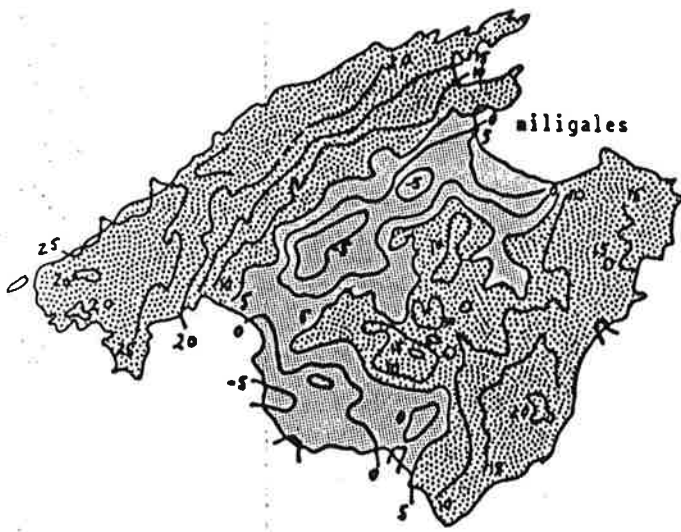
En el Mioceno medio (Langhiense) finaliza la estructuración principal de Mallorca. Los primeros depósitos postorogénicos son calcarenitas marinas y conglomerados, margas, yesos y calizas continentales que se depositan en las áreas deprimidas existentes entre los relieves de las Sierras principales de la Isla. Estos materiales aparecen actualmente suavemente plegados, con una deformación que se atenúa hacia su techo. Aunque no es posible definir las macroestructuras que presentan, muestran señales de haber estado sometido a esfuerzos compresivos (cantos estriados, conglomerados con marcas de presión-solución, etc.) Esta fase de compresión póstuma estaría situada cronológicamente entre el Serravalliense y el Langhiense.

Durante el Mioceno superior, el Plioceno y el Cuaternario Mallorca está sometida a un régimen tectónico extensional que se manifiesta

por la reactivación como fallas normales de las fracturas que afectan a los materiales estructurados y la formación de fosas subsidentes y con sedimentación "molásica" y umbrales emergidos (figura 40).

La unidad deposicional Tortoniense-Messiniense es de carácter carbonático y presenta dos secuencias (SIMO y RAMON, 1983). La inferior se dispone mediante discordancia angular y erosiva sobre las unidades inferiores o los materiales estructurados y está constituida por sedimentos de plataforma carbonática y arrecifal que representan el máximo expansivo de Mioceno superior. Al SO de Palma aparece afectada por numerosas fallas normales. La secuencia superior, separada de la inferior por una superficie de erosión, se sitúa en una posición más externa y baja que la anterior, denotando un descenso del nivel del mar. Consiste en una secuencia arrecifal progradante, con morfologías variadas. El dispositivo sedimentario estuvo controlado por las fracturas del zócalo estructurado. La Sierra Norte era un dominio emergido, con sus límites controlados por las fallas c e i de la figura 29. Lo mismo sucedía con la Sierra de Levante y la parte central de la Isla. El borde SE de la Sierra de Levante estaba limitado por un sistema de fallas (h) y un cinturón arrecifal de morfología franjeante, posiblemente con un pequeño lagoon interior y un complejo clástico marginal en las zonas de escarpes de falla. La plataforma de Campos - Lluchmayor presenta una barrera arrecifal continua y una plataforma interna muy desarrollada, con su borde interno controlado por la falla de Campos - Lluchmayor (6) (figura 29). La falla de Sineu - Algaida (e) articulaba esta zona con la cuenca de Palma, constituyendo un alto estructural en el que el Complejo arrecifal, al revés de lo que sucede en el resto de la Isla es expansivo sobre la secuencia inferior (SIMO y RAMON, 1983).

La unidad deposicional Messiniense es expansiva sobre la secuencia superior de la unidad Tortoniense - Messiniense, de la que está separada por una superficie de erosión y karstificación. Su área de deposición está limitada a las cuencas de Alcudia y Palma. En la marina de Levante se mantiene el mismo dispositivo sedimentario de la etapa anterior. La Plataforma de Lluchmayor es esencialmente un



ANOMALIAS RESUALES DE BOUGER

FIGURA 40.1.



ISOBATAS DE LOS DEPOSITOS POSTBURDIGALIENSES

FIGURA 40.2

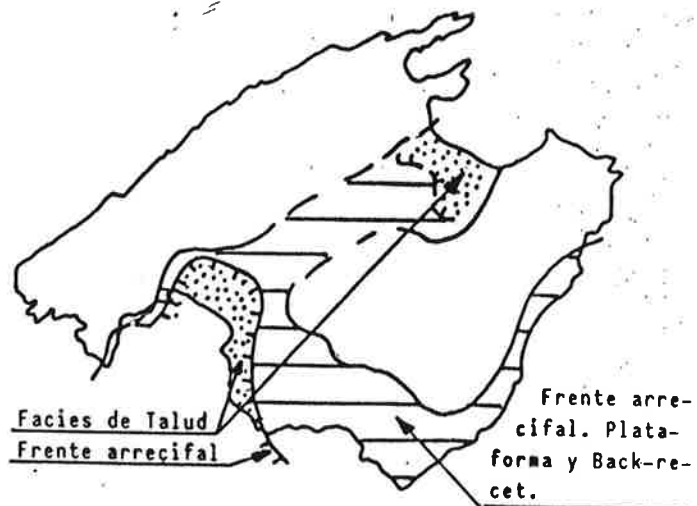
Margas, conglomerados, yesos y calizas (unidad superior)



Conglomerados y calizas (Unidad inferior)

UNIDADES DEPOSICIONALES SERRAVALLIENSES

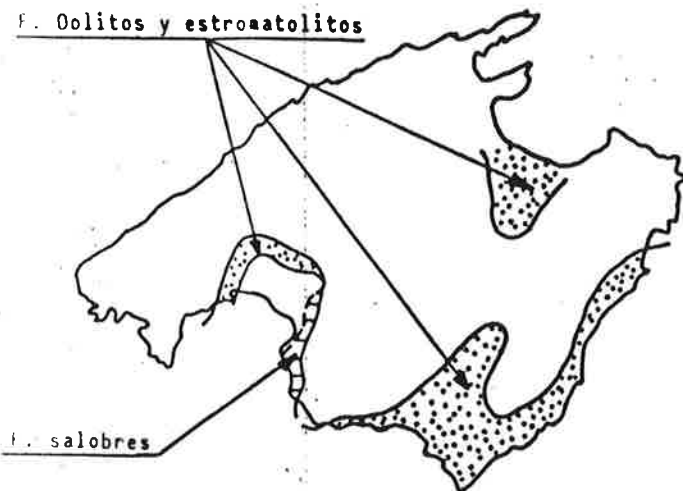
FIGURA 40.3.



UNIDAD DEPOSICIONAL TORTONIENSE MESSINIENSE

FIGURA 40.4

F. Oolitos y estromatolitos

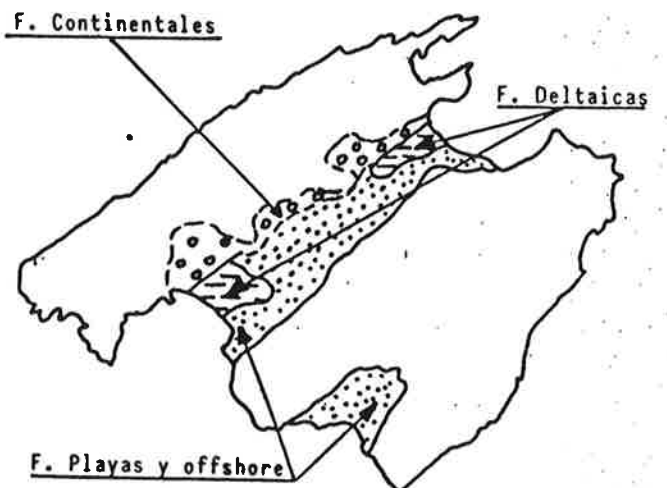


F. salobres

UNIDAD DEPOSICIONAL MESSINIENSE

FIGURA 40.5.

F. Continentales



F. Playas y offshore

UNIDAD DEPOSICIONAL PLIOCENA

FIGURA 40.6.

área emergida controlada por las fallas e y f, con un golfo que penetraba hacia la isla según esta última falla y la g. (figura 29). Esta unidad consiste en una secuencia inferior caracterizada por depósitos de marisma y de sand-shoal oolítico, con marcado carácter cíclico, y otra superior consistente en una alternancia cíclica de sedimentos salobres y marinos, que únicamente se localiza encajada en el talud arrecifal de la unidad inferior en el borde Este de la cuenca de Palma.

La unidad Pliocena se caracteriza por un ciclo inferior de carácter deltaíco localizado en las cuencas de Palma y Alcudia y un ciclo superior expansivo consistente en una secuencia somerizante con depósitos de plataforma carbonatada a conos aluviales. Los depósitos del ciclo inferior aparecen fuertemente encajados en el sustrato mediante una superficie de erosión que afecta al Mioceno medio y superior. Esta geometría está controlada por la geometría deposicional de las unidades inferiores y la fracturación, que también controló la fuerte subsidencia de las áreas de depósito.

Durante el ciclo superior el borde meridional de la Sierra Norte fue también tectónicamente activo, condicionando la instalación de un sistema de abanicos aluviales que aportaban clásticos a la zona costera que se extendía entre las bahías de Palma y Alcudia. El ámbito sedimentario estaba controlado por el SE por la falla de Sineu - Algaida. En la vertiente septentrional de la Sierra Norte debió existir también un área con sedimentación marina, como atestigua el hallazgo de depósitos pliocenos en Cala Castell, situados a 30-40 metros sobre el nivel actual del mar y afectados por fallas normales.

La actividad tectónica en Mallorca durante el Pleistoceno es atestiguado por las alturas anómalas a que aparecen los yacimientos paleontológicos de los diferentes niveles marinos (CUERDA, 1975) y la existencia de fosas subsidentes que son rellenadas por depósitos continentales. Según POMAR y CUERDA (1978) la mayor actividad tectónica tuvo lugar durante el Pleistoceno inferior y medio. En el pie meridional de la Sierra Norte se desarrolla un sistema de fosas subsidentes que se rellenan con depósitos de abanicos aluviales procedentes de

la erosión de los marcos montañosos. Los espesores pueden ser importantes, superiores al centenar de metros en la cuenca de Inca. El control estructural de las fosas lo ejercen fundamentalmente las fallas del borde meridional de la Sierra: fallas i y c y la falla de Palma - Sencellás (d), aunque es notable el control de las fallas transversales 3, 4 y 5 que delimitan los altos de Santa María y Santa Magdalena separando las cubetas de Palma, Inca y La Puebla. El control de ambas direcciones también es patente en la geometría de la pequeña depresión cuaternaria de Campos.

Los materiales del Mioceno medio y superior, Plioceno y Pleistoceno inferior presentan estructuras frágiles más o menos desarrolladas dependiendo del sector que se considera y de nivel estratigráfico. En general son más patentes en los niveles más antiguos.

La mayor parte de las fallas normales y fracturas que afectan a los materiales Miocenos indican una extensión en dirección NO-SE (140-150), y localmente en dirección N-S, presentando entonces una componente de desgarre posiblemente inducidas por el movimiento de las fallas preexistentes en el zócalo. Por otra parte la discontinuidad que limita la base de la unidad deposicional pliocena debió ser especialmente importante, condicionando su encajamiento. Es sugestivo correlacionar esta discontinuidad con la fase de tectónica extensional NO-SE y con la fracturación post-Miocena descrita por STANLEY et al. (1974) en todo el Mediterráneo occidental. La edad de esta fase de distensión (D_1) es pues básicamente Pliocena (figura 41).

Con posterioridad tuvo lugar una nueva fase de distensión D_2 , con fracturas que afectan a los materiales del Pleistoceno inferior y más antiguos y que indican una dirección de extensión Este-Oeste (070 a 100). Algunas cuencas pleistocénicas, como la de Palma, son congruentes con este campo de esfuerzos (figura 31). Es difícil discernir si se trata de un giro progresivo del campo de esfuerzos o si se debe a un acontecimiento tectónico independiente de la etapa anterior. Como quiera que los depósitos más modernos afectados por ella son de edad Pleistoceno inferior, que los sedimentos marinos del Pleistoceno

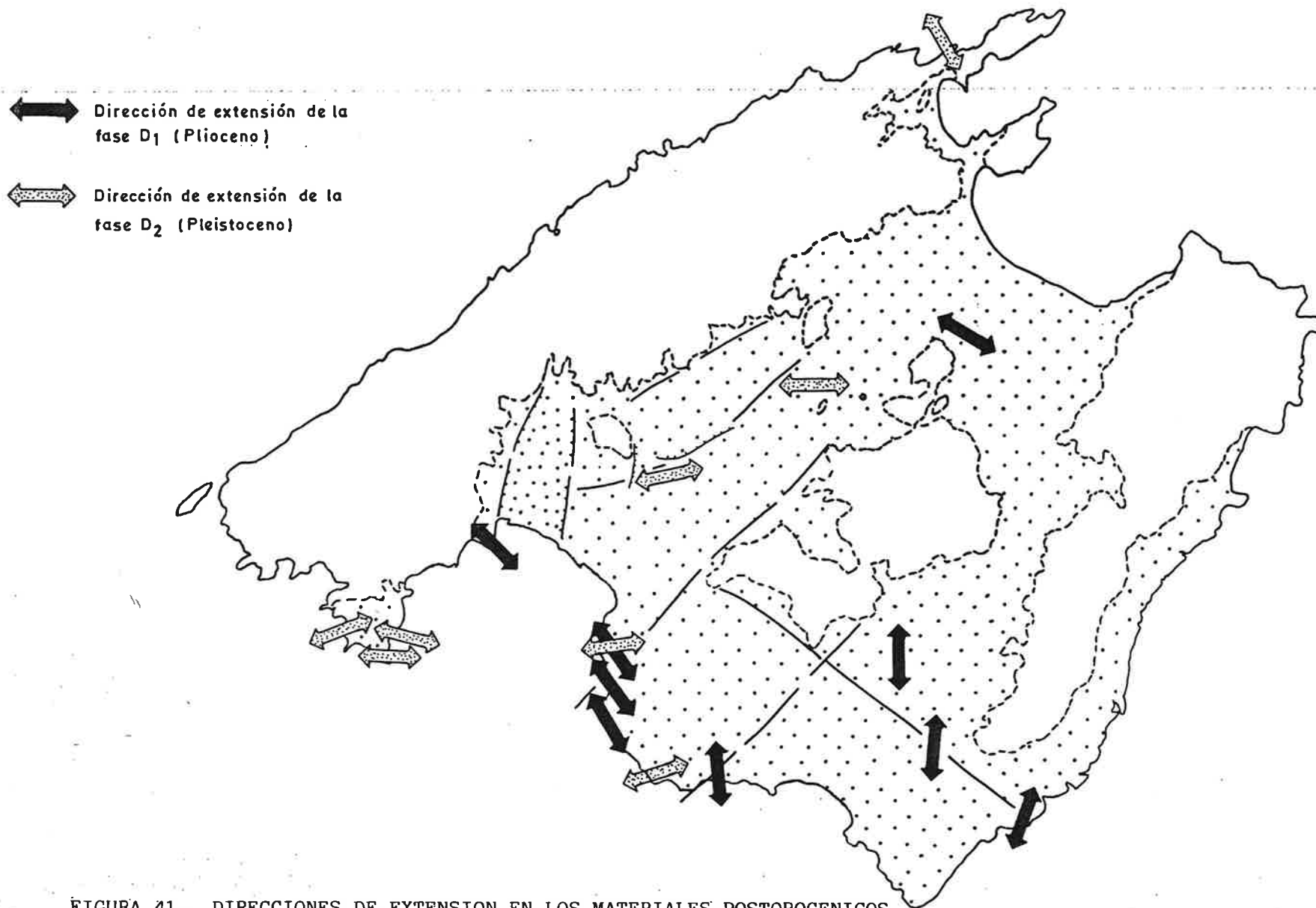


FIGURA 41.- DIRECCIONES DE EXTENSION EN LOS MATERIALES POSTOROGENICOS

medio son muy escasos en Mallorca (CUERDA, 1975) y que los del Pleistoceno superior no presentan fracturación y se localizan prácticamente en la línea de costa actual, es razonable atribuir a esta fase D₂ una edad Pleistoceno medio (figura 41).

4.2.2.3.- Neotectónica

La persistencia de cierta actividad tectónica durante el Pleistoceno superior y el Holoceno es puesta de manifiesto por fenómenos de diversas índole, como la morfología actual de las costas y el relieve de la Sierra Norte (valles y torrentes colgados o sin cabecera, glacis basculados, etc.), la existencia de fallas que afectan a coluviones recientes, la actividad geotérmica asociada a las fallas de zócalo y la actividad sísmica.

Existen indicios de gradientes geotérmicos elevados en la zona de Campos (Baños de San Juan, pozos de la zona Campos) y Sierra Norte (Puigpuñet, NO de Palma), siempre próximos a las zonas en que se ha definido algún accidente de zócalo. El seísmo de 1851, del que da cuenta BOUVY (1852), es posible asociarlo asimismo con la actividad de la falla meridional de la Sierra Norte.

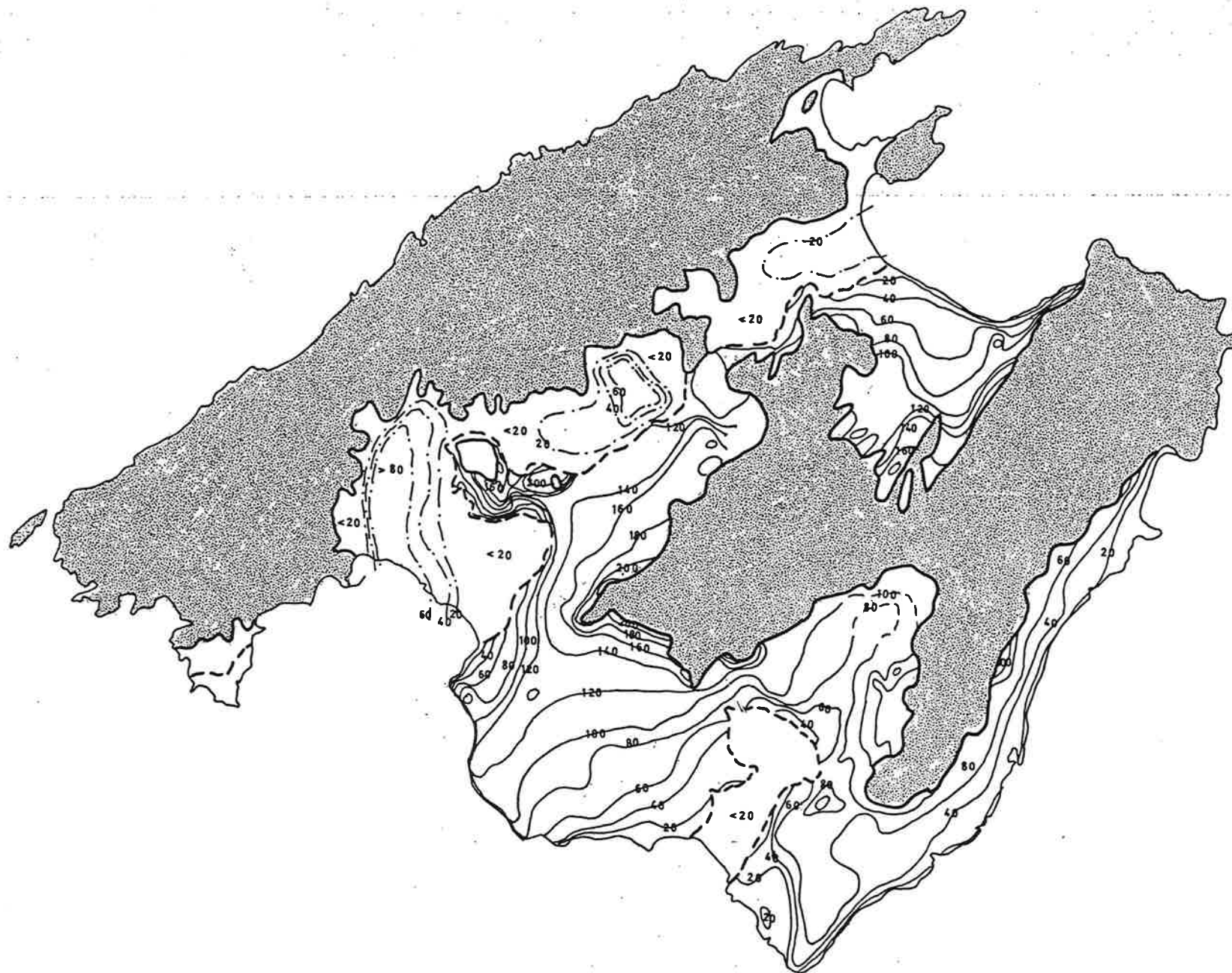


FIGURA 42.- ISOHIPSAS DE LA SUPERFICIE PLIO-PLEISTOCENA (LINEAS CONTINUAS) E ISOPACAS DE LOS DEPOSITOS CONTINENTALES CUATERNARIOS (LINEAS DISCONTINUAS)

5.- RECAPITULACION y CONCLUSIONES. MALLORCA EN EL CONTEXTO DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL.

La evolución geodinámica de Mallorca ha estado condicionada durante su historia por su posición en el borde meridional de la Placa Europea en un sector situado entre el Atlántico y el Tethys.

No hay datos directos para interpretar la historia hercínica del zócalo paleozoico de Mallorca, pues no aflora en la Isla. En su evolución posterior hay tres periodos: un "periodo tethysiano", en que está ligada a la apertura del Atlántico Central y el oceano Ligur-piamontés, en el contexto de los movimientos divergentes y transformantes de Eurasia y Africa; "periodo alpino" durante la que se invierte el movimiento de estas placas, que pasa a ser fundamentalmente convergente, creándose las cadenas alpinas circummediterráneas, y finalmente un "periodo mediterráneo" caracterizado por la formación de las cuencas del Mediterráneo occidental, que en gran parte tienen su origen en la etapa anterior.

Las características estructurales y estratigráfica de Mallorca muestran grandes afinidades con las Cordilleras Béticas, en cuya prolongación hacia el NE se encuentra situado el Promontorio Balear. La Cuenca de Valencia, formada durante el Mioceno, la separa de las Cordilleras Celtibérica y Catalánide, que sin duda corresponden a las zonas internas del mismo ámbito paleogeográfico durante el Mesozoico.

La comparación de Mallorca con los diferentes dominios de las Cordilleras Béticas favorece claramente a la Zona Subbética: sedimentación de plataforma hasta el Lías medio, sedimentación pelágica durante el Juraásico medio y superior y el Cretácico, deformación principal en el Mioceno medio y superior, orientación general de las estructuras, unidades tectónicas emplazadas mediante cabalgamientos tendidos etc. Sin embargo algunas discrepancias, el conocimiento limitado que todavía se tiene de ciertos problemas, y las posibles variaciones paleogeográficas a lo largo de la cadena desaconsejan intentar una correlación más precisa entre los dominios de Mallorca y la zonación interna del Subbético

En cualquier caso es posible establecer una cierta analogía entre Mallorca y las transversales orientales de las Béticas donde no existe el Prebético. En Mallorca las unidades tectónicas con materiales mesozoicos pelágicos se apilan directamente sobre un autóctono constituido por el tegumento triásico y sedimentos miocenos, aunque no existen "flyschs". La zona Prebética queda limitada al sector oriental de las Béticas, alcanzando probablemente Ibiza (RONGHEARD, 1971).

El "periodo tethysiano" tiene lugar durante el Mesozoico y geodinámicamente corresponden a un periodo de tectónica de tipo extensional controlado por la apertura oceánica. Tiene dos etapas. La "etapa de rifting" se desarrolla desde el Triásico inferior hasta el Lías medio. Se inicia con la formación de cuencas continentales durante el Buntsandstein que evolucionan a una plataforma carbonática en el Triás medio. Durante el Triásico superior las condiciones de tectónica extensional permiten la efusión de coladas de basaltos y espilitas que se intercalan entre sedimentos continentales y transicionales. Su carácter alcalino y los elementos inmóviles indican que se trata de basaltos propios de zonas de rifting intracontinental, similares en quimismo y edad a las manifestaciones de Corbieres, Provenza, Delfinado y zona brianconesa ligadas a la futura línea de apertura del oceano ligur-piamontés (NAVIDAD Y ALVARO, 1985). Durante el Lías inferior permanecen las condiciones de plataforma carbonatada somera, con subsidencia lenta y continua. En el Lías medio en Mallorca tiene lugar una entrada generalizada de siliciclásticos procedentes del NO en la plataforma, resultado de una actividad de tectónica de bloques en los bordes de la cuenca que preludia la fragmentación y hundimiento de la plataforma carbonática. Este acontecimiento, generalizado en todo el sector occidental del Tethys, tuvo lugar en Mallorca entre el Pliensbaquiense y el Toarciense medio-superior. El comienzo de la "etapa de margen continental" está marcado por este suceso que supuso un cambio paleogeográfico drástico. La acentuación de las condiciones distensivas originó un dispositivo con umbrales y surcos profundos en los que tiene lugar una sedimentación pelágica durante el Jurásico medio y superior. La morfología de los dispositivos sedimentarios (alto fondo oceánico en la Sierra Norte, taludes y surcos en el resto de Mallorca) estuvo

condicionada por la distribución y actividad de fallas listricas y/o desgarres que se ubicaban en el borde meridional de la Placa Europea, mientras que más hacia el Este se generaba corteza oceánica en el dominio ligur-piamontés. Hacia el Sur y SO el dispositivo general posiblemente pasaba a una zona de transformación oceánica que se prolongaba hasta el Atlántico Central. La subsidencia se acentúa, controlada por la contracción térmica y el hundimiento de la corteza continental adelgazada, y no es compensada por la sedimentación. La dificultad existente para estimar la batimetría de los sedimentos del Dogger y el Malm impide obtener unas curvas de subsidencia con un mínimo de fiabilidad.

Los principales momentos de resedimentación (Bathonense, límite Jurásico-Cretácico) marcarían episodios de acentuación de la actividad tectónica extensional o de condiciones de tectónica transformante.

En el Cretácico inferior las condiciones de tectónica extensional se acentúan y la subsidencia térmica se acelera y uniformiza en todos los dominios lográndose las máximas condiciones de profundidad. Esta época se enmarca en el contexto de la apertura del Atlántico Norte y el Golfo de Vizcaya, con deriva hacia el Este de la Placa Ibérica. La sedimentación profunda, de margen pasivo, perdura en Mallorca durante el Cretácico superior, aunque controlada fundamentalmente por factores oceánicos.

El "periodo alpino" comprende desde finales del Cretácico hasta el Mioceno medio, y es durante él cuando Mallorca adquiere los rasgos esenciales de su configuración estructural, como un segmento más de las Cadenas Alpinas del Mediterráneo occidental. Se enmarca en el contexto de la convergencia de las placas Europea y Africana, con subducción de las placas oceánicas formadas durante el periodo anterior y posterior colisión continental.

Durante el Cretácico terminal, Paleoceno y Eoceno, Europa y Africa experimentan una aproximación en dirección NNO-SSE a NO-SE que produce la emersión y deformación de amplias áreas del Mediterráneo

occidental (Pirineos, Catalánides, Alpes, Cletibérica, Béticas, etc.). Este acontecimiento queda reflejado en Mallorca por la ausencia de registro sedimentario, denudación de la cobertera mesozoica y, probablemente, estructuras de plegamiento. La rotación de la cobertera mesozoica de Mallorca asociada al funcionamiento de fallas dextrales que deducen FREEMAN et al (en prensa) posiblemente tuvo lugar en esta época.

En zonas próximas a Mallorca las direcciones de compresión locales son NO-SE (Catalánides, Celtibérica, GUIMERA, 1984). COHEN (1980) propone subducción y colisión con la formación de una línea de sutura entre dos bloques continentales constituidos por la microplaca de las Kabilias y el promontorio balear en el Eoceno.

Entre el Eoceno superior y el Oligoceno superior la dirección de convergencia de Europa y Africa gira progresivamente hacia N-S y NE-SO. Este giro está bien documentado en las áreas vecinas, donde se produce deformación localmente (especialmente en la Cadena Celtibérica) Al Sur del Promontorio Balear se desarrolla una zona de subducción que buza hacia el Norte, con desarrollo de una arco volcánico y formación de cuencas marginales (Cuenca Provenzal, Cuenca Valenciana, Mar Subbalear) A finales del Oligoceno se inicia la deriva del bloque corso-sardo. En Mallorca el registro sedimentario del Eoceno superior - Oligoceno consiste en depósitos continentales y marinos de aguas someras. El Oligoceno de la Sierra Norte es fundamentalmente continental y se depositó en un ambiente de fosas distensivas. Localmente contiene ignimbritas (riolitas potásicas) correlacionable con las rocas volcánicas calcoalcalinas de Cerdeña y el surco valenciano (DSDP 123), interpretables en relación con un plano de Benioff buzando hacia el Norte (figura 43). Los depósitos de brechas negras y olistolitos del Oligoceno superior-Aquitaniense del Norte de Mallorca se han relacionado con la formación de fosas subsidentes durante una etapa de rifting. En las Sierras de Levante sin embargo el registro sedimentario del Oligoceno es escaso o está ausente, y posiblemente tiene lugar deformación y plegamiento de la cobertera.

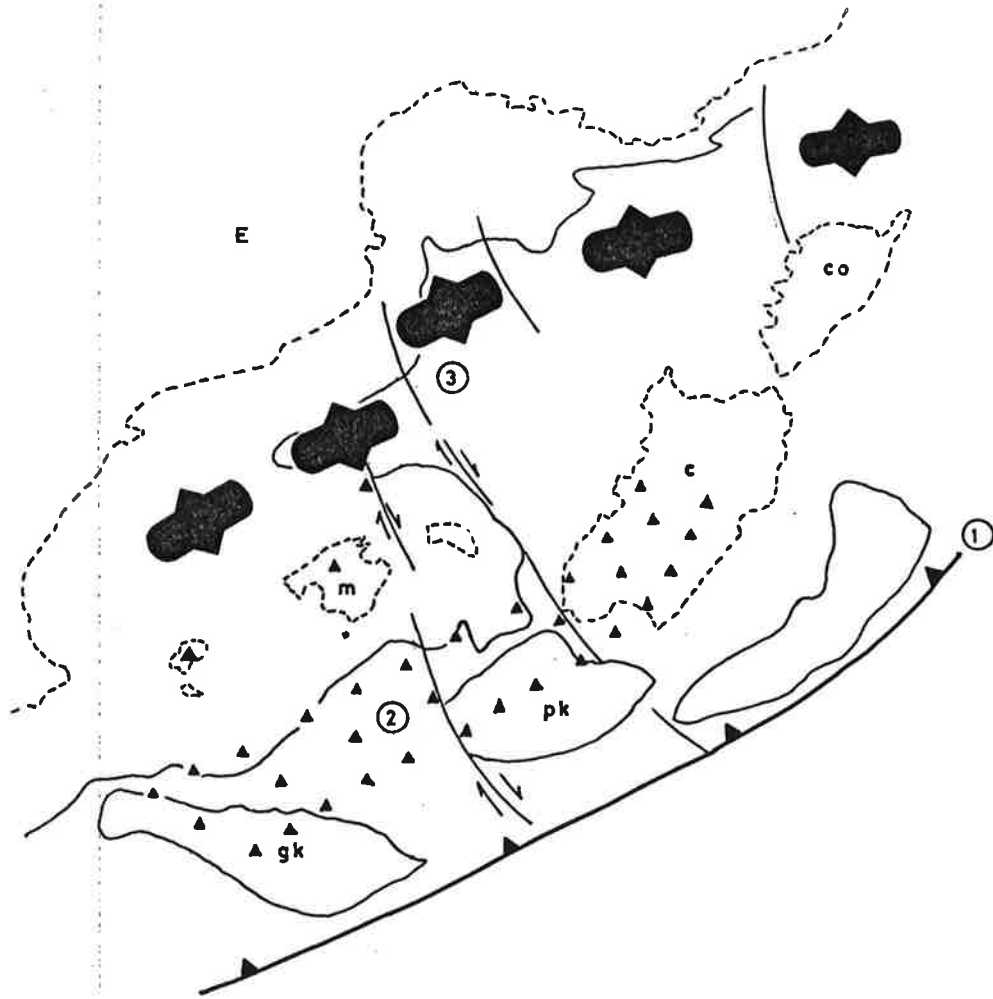


FIGURA 43.- RECONSTRUCCION DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL DURANTE EL OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR, (MODIFICADO DE COHEN, 1980). E: Placa Europea; Co: Corcega; c: Cerdeña m: Mallorca; pk: Pequeña kabilia; gk: Gran kabilia; 1: Zona de subducción con plano de Benioff buzando al Norte. 2. Arco volcanico con vulcanismo calcoalcalino; 3. Eje de expansión oceánica en la cuenca de back-arc.

Todos estos hechos son interpretables admitiendo que se estaban produciendo acontecimientos diferentes en los dos dominios de Mallorca, como resultado de unas condiciones geodinámicas comunes (figura 43). En el dominio de las Sierras de Levante en el Oligoceno superior se inicia el plegamiento de la cobertera, bajo unas condiciones de compresión NE-SO a NNE-SSO. En la Sierra Norte estas condiciones de compresión, y su posición en el borde de una cuenca de tipo back-arc, generaron un sistema de fosas y cuencas oull-apart en relación con la formación de la Cuenca Valenciana. Esta hipótesis, en cualquier caso, precisa ser perfilada con mayor detalle en los aspectos cronológicos pues los registros cronoestratigráficos son escasos.

Durante el Mioceno inferior se completa la apertura de las cuencas marginales y la deriva de bloques continentales balear y corso-sardo, con posterior hundimiento por contracción térmica. La dirección de aproximación de las Placas Europea y Africana es NO-SE, y está documentada por las direcciones de compresión de numerosas áreas deformadas en esta época: Béticas, Celtibérica, Alpes occidentales, Kabalias, etc. Las direcciones de compresión completan de esta manera el giro horario que experimentaron durante el Plaeógeno. En Mallorca se produce durante esta época la fase de deformación principal, caracterizada por una tectónica de cabalgamientos de cobertera con vergencia hacia el antepais (NO).

El acortamiento de la cobertera tiene lugar esencialmente durante el Burdigaliense y el Langhiense inferior, con la formación de cuencas de antepais en la parte frontal de las unidades tectónicas en las que tiene lugar una sedimentación de carácter sintectónico. El proceso se bloquea en el Langhiense medio. Como en todas las zonas externas de las cadenas alpinas, aunque la deformación tiene un claro carácter compresivo, no es fácil dilucidar la influencia de la gravedad en el mecanismo último de la génesis de los cinturones de cabalgamientos. En el caso de Mallorca el hundimiento de la Cuenca Valenciana por contracción térmica durante la estructuración podría haber introducido una componente gravitacional, aunque este tema todavía pertenece al campo de la especulación.

El "periodo mediterráneo" enmarca la historia de Mallorca durante el Neógeno superior y el Cuaternario. En el Mioceno medio el Mediterráneo occidental presentaba una configuración muy próxima a la actual. Los fondos oceánicos creados en las cuencas marginales prosiguen su hundimiento por contracción térmica y toda el área se caracteriza por el desarrollo de una tectónica de "rifting" renegante de la trama estructural surgida del periodo anterior (VEGAS et al. 1979). El vulcanismo del area pasa progresivamente de tener carácter calcoalcalino (Béticas orientales, Cerdeña), ligado al ciclo orogénico, a ser de tipo alcalino (Macizo Central Frances, Olot, Béticas, Surco de Valencia, Campos de Calatrava), en relación con procesos de rifting o de elevaciones anómalas del manto por flexión litosférica. En Mallorca la actividad distensiva que sigue a un breve episodio compresivo de edad serravalliense se manifiesta por la reactivación de las fallas que afectan a los materiales estructurados, que articulan un dispositivo paleogeográfico constituido por umbrales y fosas en los que hay sedimentación continental y marina poco profunda, en conexión con las cuencas profundas surbalear-argelina y de Valencia. Las Sierras Norte y de Levante y algunos relieves centrales configuran a parte de Mallorca como un archipiélago. En el límite Mio-Plioceno la tectónica extensional experimentó una etapa de reactivación importante, produciendo el rejuvenecimiento de algunos relieves, erosión y formación de fosas subsidentes. Se reactivan las fallas del zócalo y se forman nuevas fallas normales que afectan a los materiales postorogénicos. Finalmente una nueva fase de distensión favorece la formación de fosas y origina microestructuras con posterioridad al Pleistoceno inferior. Algunos indicios (geotermia, sismicidad) apuntan la posibilidad de una débil actividad neotectónica en Mallorca.

6.- BIBLIOGRAFIA

Gran parte de los datos utilizados en la elaboración de este informe proceden de las Memorias y Cartografía de las hojas geológicas 1:50.000 MAGNA comprendidas en la hoja 1:200.000 de Mallorca y Cabrera, realizadas por los geólogos de C.G.S. (M. Alvaro, A. Batlle, P. del Olmo y J. Ramírez del Pozo), así como de la Memoria y Cartografía del Mapa 1:200.000 (M. Alvaro, P. del Olmo). También se han utilizado los datos de los informes sedimentológicos del Terciario y del subsuelo de la Isla realizados por X. Ramón y A. Simó para estos proyectos. No se incluyen estas referencias en esta relación bibliográfica, y en ellas se puede encontrar una bibliografía más amplia sobre aspectos regionales de Mallorca.

- ADROVER, R. y HUGUENEY, M. (1976).- Des rongeurs (Mammalia) africaines - dans une faune de l'Oligocene élève de Majorque (Balears, Espagne). Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon., 13: 11-13.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979).- Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geol. Hispánica. 14 "Libro Homenaje al Prof. Solé Sabaris (1979-1981).
- ALVARO, M., DEL OLMO, P., RAMIREZ, J. y NAVIDAD, M. (1983).- Facies vulcanosedimentarias en el Trias superior de la Sierra Norte de Mallorca. Com. X Congr. Nac. Sedim. Menorca, 1983, pp. 6.27-6.28
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y SIMO, A. (1984).- Sedimentología del Jurásico de Mallorca. Cap. 3, Estratigrafía - Jurásico. p. 43-71. A. Barnolas Edit. Palma de Mallorca, Octubre 1984.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y SIMO, A. - (1984).- Las brechas negras y olistolitos de la Sierra Norte de Mallorca (Balears): interpretación estratigráfica y significado geodinámico. I. Congr. Español Geol. tomo 3, p. 159-167.
- ALVARO, M., BARNOLAS, A., DEL OLMO, P., RAMIREZ DEL POZO, J. y SIMO, A. - (1984).- El Neógeno de Mallorca. Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. Bol. Geol. Min. 95 (1): 3-25.
- ALVARO, M. y DEL OLMO, P. (1984).- Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). I. Congr. Español Geol. tomo 3, p. 1-10
- BANDA, E. y CHANNELL, J.E.T. (1979).- Evidencia geofísica para un modelo de evolución de la cuenca del Mediterráneo occidental. Estud. Geol. 35: 5-14.

- BANDA, E., ANSORGE, J., BLOIX, M. y CORDOBA, D. (1980).- Structure of the Crust and Upper Mantle beneath the Balearic Islands (Western - Mediterranean). Earth. Plan. Sci. Lett., 49: 219-230.
- BARNOLAS, A. y SIMO, A. (1984).- Sedimentología del Jurásico de Mallorca. Cap. 4, Sedimentología, p. 73-119. A. Barnolas Edit. Palma de - Mallorca, Octubre 1984.
- BERNOUILLI, D. y JENKINS, A.C. (1974).- Alpine, Mediterranean and Central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. En: DOTT, R.H. Jr. y SHAVER, R.H. Eds. "Modern and Ancient geosynclinal sedimentation". Soc. Econ. Paleontologist - and Mineralogist Spec. Pub., 19: 129-160.
- BERNOUILLI, D. y LEMOINE, M. (1980).- Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. Mem. B.R.G.M. 115: 168-179.
- BOURROUILH, R. (1973).- Stratigraphic, sedimentologie et tectonique de l'île de Menorque et du l'île de Majorque (Baléares). Thèse doct. Sciences. Trav. Lab. Médit. Ass. CNRS et Dpto. Geol. Struct. - Univ. Paris VI. 1973.
- BOUVY, P. (1852).- Notice sur le tremblement de terre du 15 Mai 1851 a Majorque. Bol. Soc. Geol. France, 10: 359-364.
- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982).- Thrust systems. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 66(9): 1196-1230.
- BUTLER, R. W. H. (1982).- The Terminology of structures in thrust belts. J Struct. Geol., 4: 239-247.
- COLOM, G. y SACARES, J. (1968).- Nota preliminar sobre la geología estructural de la región de Randa (Puig de Galdent-Randa; Mallorca). Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 14: 105-120.

- COLOM, G. y SACARES, J. (1976).- Estudio geológico de la región de Randa. Lluchmayor (SE de Mallorca). Rev. Balear, 11: 22-71.
- COHEN, C.R. (1980).- Plate tectonic model ofr the Oligo-Miocene evolution of the Western Mediterranean. Tectonophysics, 68: 283-311.
- CUERDA, J.C. (1975).- Los tiempos Cuaternarios en Baleares. Dip. Prov. Balears. Inst. Estud. Baleáricos, C.S.I.C., 304 pp.
- DAHLSTROM, C.D.A. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Canadian Petroleum Geology, 18: 332-406.
- DARDER, B. (1915).- Estratigrafía de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx). Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. nº 10.
- DARDER, B. (1921).- Nota preliminar sobre la tectónica de la región de Artá (Mallorca). Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 21: 204-223.
- DARDER, B. (1924).- Sur l'âge des phénomènes de charriage de l'île de Majorque. C.R. Acad. Sc. Paris. 178-503.
- DARDER, B. (1925).- La tectonique dela région orientale de l'île de Majorque. Bull. Soc. Esp. Hist. Nat.
- DARDER, B. (1929).- Le relief et la tectonique de l'île de Majorque. Geol. Méd. Occ. Vol. I, part. II, nº 2, p. 79-100.
- DARDER, B. (1933).- L'estructura de las Serres de Calicant i de Sa Font a la regió d'Artá. Butl. Inst. Catalana Hist. Nat., 33 (1-3). Barcelona.
- DEL OLMO, P. y ALVARO, M. (1984).- Control estructural de la sedimentación neógena y cuaternaria de Mallorca. I. Congr. Español. Geol. Tomo 3, p. 219-228.

- ELLIOT, D. y JOHNSON, M.R.W. (1980).- The structural evolution of the northern part of the Moine thrust zone. Royal Soc. Edimburgh Trans. Earth Sci., 71: 69-96.
- ELLIOT, T., APPS, G., DAVIES, H., EVANS, M., GHIBAUDO, G. y GRAHAM, R.H. - (1985).- A structural and sedimentological traverse through the Tertiary Foreland Basin of the External Alps. of South-East France. En: International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook, p. 39-76.
- ENGEL, N., FEIST, R. y FRANKE, W. (1978).- Synorogenic gravitational transport in the Carboniferous of the Montagne Noire (S. France). Z. dt. Geol. Ges., 129: 461-472.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1960).- Sobre la existencia de una fase de contracciones tangenciales en Mallorca durante el Burdigaliense. Mem. Inst. Geol. Min. España, 61: 395-407.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1962).- Una revisión del Nummulítico mallorquín. Not. y Com. IGME., 66: 73-142.
- ESCANDELL, B. y COLOM, G. (1961-1963).- Mapa Geológico de España. Hojas nº 644 (Pollensa), 645 (Formentor), 671 (Inca), 698 (Palma) y 670 - (Soller). IGME.
- FALLOT, P. (1922).- Etude geologique de la Sierra de Majorque (Islas Baleares). Thèse Paris et Liege, 450 pp. 3 map. geol.
- FORNOS, J.J., RODRIGUEZ-PEREA, A. y SABAT, F. (1984).- El Mesozoico de la Sierra de Son Amoixa (Serres de Llevant, Mallorca). I. Congr. Español Geol. tomo 1, p. 173-186.
- FREEMAN, R., SABAT, F., LOWRIE, W. y FONTBOTE, J.M. (1985).- Paleomagnetic results from Mallorca. (Balearic Islands, Spain): local and regional implications Tectonics (en prensa).

- GUIMERA, J. (1984).- Paleogene evolution of deformation in the north-eastern Iberian Peninsula. Geol. Mag. 121 (5): 413-420.
- HERMITE, H. (1879).- Etudes géologiques sur les îles Baléares (Majorque et Minorque). Thèse, Paris, 357 pp.
- HINZ, K. (1973).- Crustal structure of the Balearic sea. Tectonophysics, 20: 295-302.
- HOLLISTER, J.S. (1934).- Die stellung der Balearen in variscischen und alpinen Orogen. Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl, III F, H. 10 p. 121-154.
- HOMEWOOD, P., ALLEN, P.A., WEIDMANN, M., FASEL, J.M. y LATELTIN, O. (1985) Geological excursion to the Swiss Molasse Basin. En: International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook, p. 5-38
- HOSSACK, J.R., (1979).- The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. I. Geol. Soc. London, - 136: 705-701
- HURST, J.M., Mc. KERROW, W.S., SOPER, W.J. y SURLYK, F. (1983).- The relationship between caledonian nappe tectonics and Silurian turbidite deposition in North Greenland. J. Geol. Soc. London, 140: 123-131.
- JORDAN, T. E. (1981).- Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous Western United States. A.A.P.G. Bull., 65(12): 2506-2520.
- KARNER, G.D. y WATTS, A.B. (1983).- Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. J. Geoph. Res. 88(B12): 10449 - 10477.
- KELTS, K. (1981).- A comparison of some aspects of sedimentation and tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. Eclog. Geol. Helv. 74(2): 317-338.

- LETOUZEY, J. y TREMOLIERES, P. (1980).- Poleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparisons with plate tectonic data. Mém. B.R.G.M., nº 115, P. 261-273.
- MARZO, M., POMAR, L., RAMOS, E. y RODRIGUEZ, A. (1983).- Itinerario 1, en "El Terciario de las Baleares". Guia de las excursiones del X - Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, 26-30 Sept. 1983.
- MATAILLEX, R. y PECHOUX, J. (1978).- Etude géologique de l'extrémité occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baleares, Espagne). Thèse Doct. Fac. Sciences et des Techniques. Univ. Franche-Comté. 161 pp.
- MERLE, O. y BRUN, J.P. (1984).- The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). J. Struct. Geol., 6 (6): 711-719.
- NAVIDAD, M. y ALVARO, M. (1985).- El vulcanismo alcalino del Triásico superior de Mallorca (Mediterráneo occidental). Bol. Geol. Min, 96(1) : 10-22.
- ORI, G.G. y FRIEND, P.F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggy back on active thrust sheets. Geology, 12: 475-478.
- POMAR, L. (1976).- Tectónica de gravedad en los depósitos mesozoicos, paleógenos y neógenos de Mallorca (España). Bol. Soc. Hist. Nat. - de Baleares, 21: 159-175.
- POMAR, L. (1979).- La evolución tectosedimentaria de las Baleares. Análisis crítico. Acta Geol. Hispánica, 14:293-310.
- POMAR, L. y CUERDA, J.C. (1979).- Los depósitos marinos pleistocénicos de Mallorca. Acta Geol. Hisp. 14. "Libro Homenaje al Prof. Solé Sabaris". 1979-1981.

- POMAR, L., BARON, A. y MARZO, M. (1983).- El Terciario de Mallorca, en: El Terciario de las Baleares. Guia de Las Excursiones del X Congreso Nac. Sedimentología. Menorca. 28-30 Sept. 1983.
- POMAR, L., RODRIGUEZ, A. y SANTANACH, P. (1983).- Rôle des charriages des failles verticales et des glissements gravitationnels dans la structure de la Serra de Tramuntana de Mallorca (Baleares, Espagne). C.R. Acad. Sci. Paris.
- PORTERO, J.M. y ALVARO, M. (1984).- La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepais durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. I. Congr. Español Geol. Tomo 3, p. 241-252.
- RANGHEARD, Y. (1971).- Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baleares). Mem. IGME, t. 82, 340 pp.
- RICCI LUCCHI, F. y ORI, G.G. (1985).- Syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: examples from Emilia - Romagna region, northern Apennines. En: International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook, p. 137-176.
- RODRIGUEZ, A. (1982).- Estudio sedimentológico del Mioceno basal transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca. (Sector centro occidental). Tesis licenciatura. Univ. Central Barcelona. Inédita.
- RODRIGUEZ-PEREA, A. (1984).- El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales. Tesis Doctoral Univ. Barcelona y Palma de Mallorca. 532. pp
- SIMO, A. y RAMON, J. (1983).- Sedimentología del Neógeno postorogénico de Mallorca. I.G.M.E. Informe inédito. Madrid, 1983.
- STANLEY, D.J., GOT, H., LEENHARDT, O. y WEILLER, Y. (1974).- Subsidence of the Western Mediterranean Basin in Pliocene. Quaternary time: further evidence. Geology, 2:345-350.

- VEGAS, R., FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1979).- Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. Em Proc Symp. "Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas". E.G.S. Viena, 1979. Inst. Geol. Nac. Sp. Public. nº 201, p. 109-128.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1984).- Sobre la evolución feodinámica del borde meridional de la placa ibérica. I. Congr. Español Geol. tomo III, p. 105-118.
- WEZEL, F.C. (1977).- Widespread manifestations of Oligocene-Lower Miocene volcanism around Western Mediterranean. Intern. Symp. Struct. - History Mediterr. Basins. Oct. 1976, Edit. Technip. Paris 1977, p. 287-302.

BIBLIOGRAFIA AÑADIDA

- ALVAREZ, W., ENGELDER, T. y GEISER, P. (1978).- Classification of solution cleavage in pelagic limestones. Geology 6, 263-266.
- ANDERSON, E.M. (1951).- The dynamic of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver and Boyd, edition (1963) 206 pag.
- ANGLADA, E. (1985).- Estudi geologic del massis de Randa (Mallorca). Tesi de lic. Barcelona. 111 pag. (inédito).
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979).- Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armoricain Shear Zone. Jour. Struct. Geol. v.1, nº 1, 31-42
- BUTLER, R. (1982 b).- Hanginwall strain: A function of duplex shape and footwall topography. Tectonophysics 88, 235-246.
- COWARD, M. (1984).- The strain and textural history of the thin skinned tectonic zones: Examples from the Assynt region of the Moine Thrust zone, NW Scotland. Journ. Struct. Geol. v. 6, n. 1-2, 89-99.

- DAHLSTROM, C.D. (1970).- Structural geology in the eastern margin of the -
Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Petrol. Geol. v. 18, n. 3,
332-406.
- DARDER, B. (1933).- Dues notes sobre geologia de la Serra de Llevant de Ma
llorca. Bull. Inst. Cat. Hist. Nat. v. 33, n. 1, 154-158.
- ENGELDER, T. y MARSHAK, S. (1985).- Disjunctive cleavage formed at shallow
depths in sedimentary rocks. Jour. Struct. Geol. v. 7, n. 3-4,
327-343.
- ETCHECOPAR, A. (1984).- Etude des etats de contrainte en tectonique cassan
te et simulations de deformations plastiques (approche mathemati
que). These. 269 pag., ed. USTLA, Montpellier.
- KOOPMAN, A. (1983).- Detachment tectonics in the central Appennines, Ita
ly. Geol. Utraiectina n. 30.
- PARES, J.M. (1985).- Estructura geológica de l'extrem meridional de les Se
rres de Llevant (Mallorca). Tesi de licen. Barcelona. 107 pag. -
(inédito).
- POWELL, C.M. (1979).- A morphological classification of rock cleavage. Tec
tonophysics 58, 21-34.