

GRUPO ESPAÑOL DEL MESOZOICO

**SEDIMENTOLOGIA
DEL JURASICO
DE MALLORCA**

Editor : A. Barnolas - Cortinas

Organiza : Equipo del PROYECTO MAGNA de MALLORCA

- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
- COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

Palma de Mallorca , 2 a 5 de Octubre 1.984

1912

REPUBLICAN PARTY
STATE OF MASSACHUSETTS
DE MALLORCA

1912

REPUBLICAN PARTY
STATE OF MASSACHUSETTS
DE MALLORCA

1912

GRUPO ESPAÑOL DEL MESOZOICO

SEDIMENTOLOGIA DEL JURASICO DE MALLORCA
LIBRO GUIA DE LA EXCURSION.

PREPARADA POR EL EQUIPO DEL PROYECTO MAGNA DE MALLORCA
FORMADO POR:

M. ALVARO	C.G.S.
A. BARNOLAS	I.G.M.E.
P. DEL OLMO	C.G.S.
J. RAMIREZ DEL POZO	C.G.S.
A. SIMO	CONSULTOR DE C.G.S.

PALMA DE MALLORCA, 2-5 OCTUBRE 1984

Depósito legal M-33659- 1984

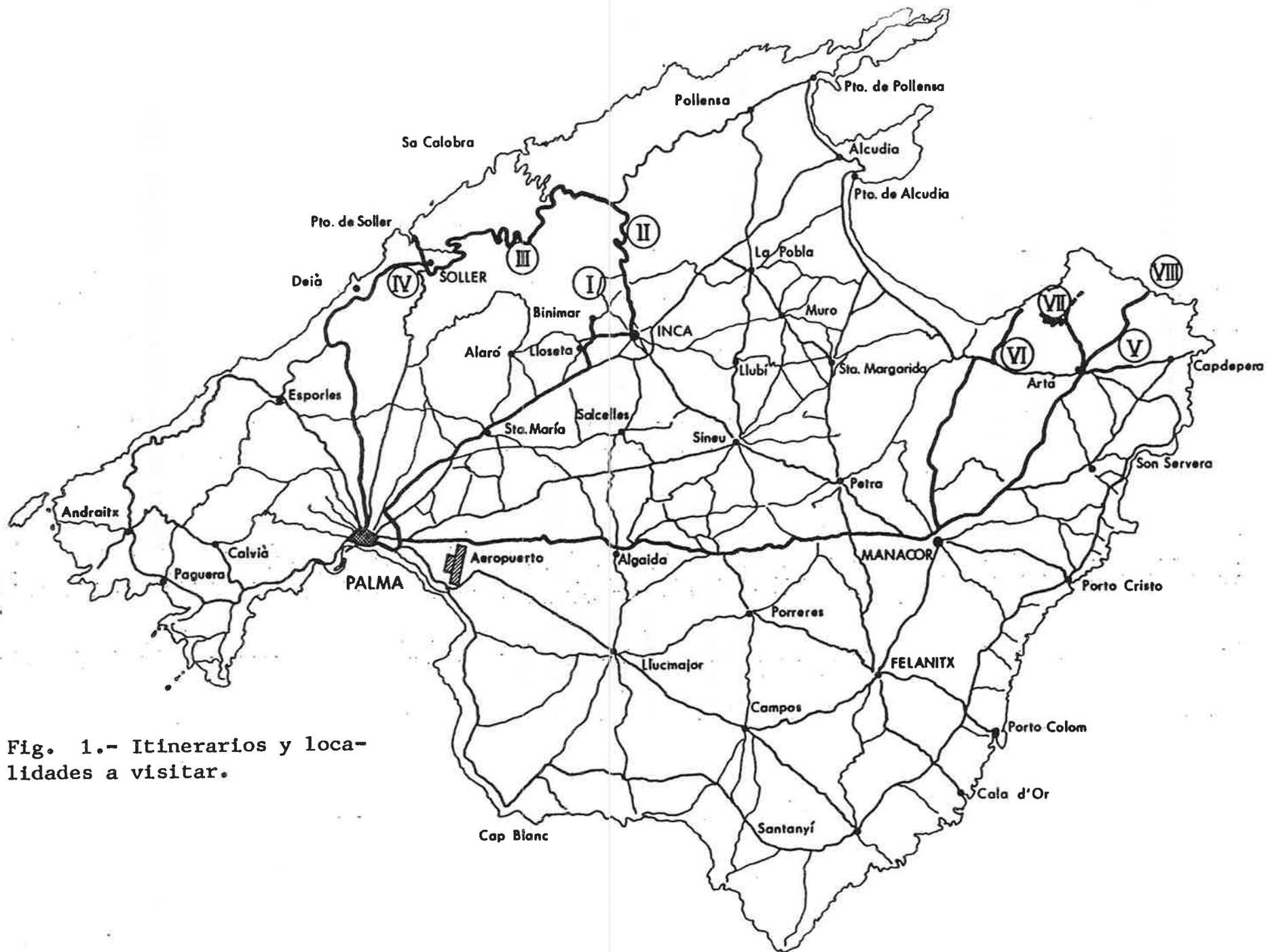


Fig. 1.- Itinerarios y localidades a visitar.

PRESENTACION

Durante la ejecución de los trabajos encaminados a la realización del Proyecto MAGNA en la isla de Mallorca, se ha podido comprobar que el Jurásico de Mallorca presenta afloramientos de muy buena calidad de materiales carbonáticos resedimentados, así como un registro estratigráfico que muestra la evolución de una plataforma carbonática somera, a un margen continental con sus diversos ámbitos de sedimentación.

Es por este motivo, por el interés que presentan estas facies y por la calidad de sus afloramientos, por lo que en su día nos ofrecimos para la organización de esta excursión al Presidente del Grupo Español del Mesozoico. A él, agradecemos públicamente la posibilidad de acogernos a la estructura del Grupo, lo que sin duda ha permitido la divulgación de la organización de la misma entre todos vosotros.

Con ello esperamos complacer a todos los compañeros que habeis depositado vuestra confianza en nuestra invitación, y deseamos que os lleveis un grato recuerdo de la excursión y de Mallorca.

MEMORANDUM

TO : [Illegible]

FROM : [Illegible]

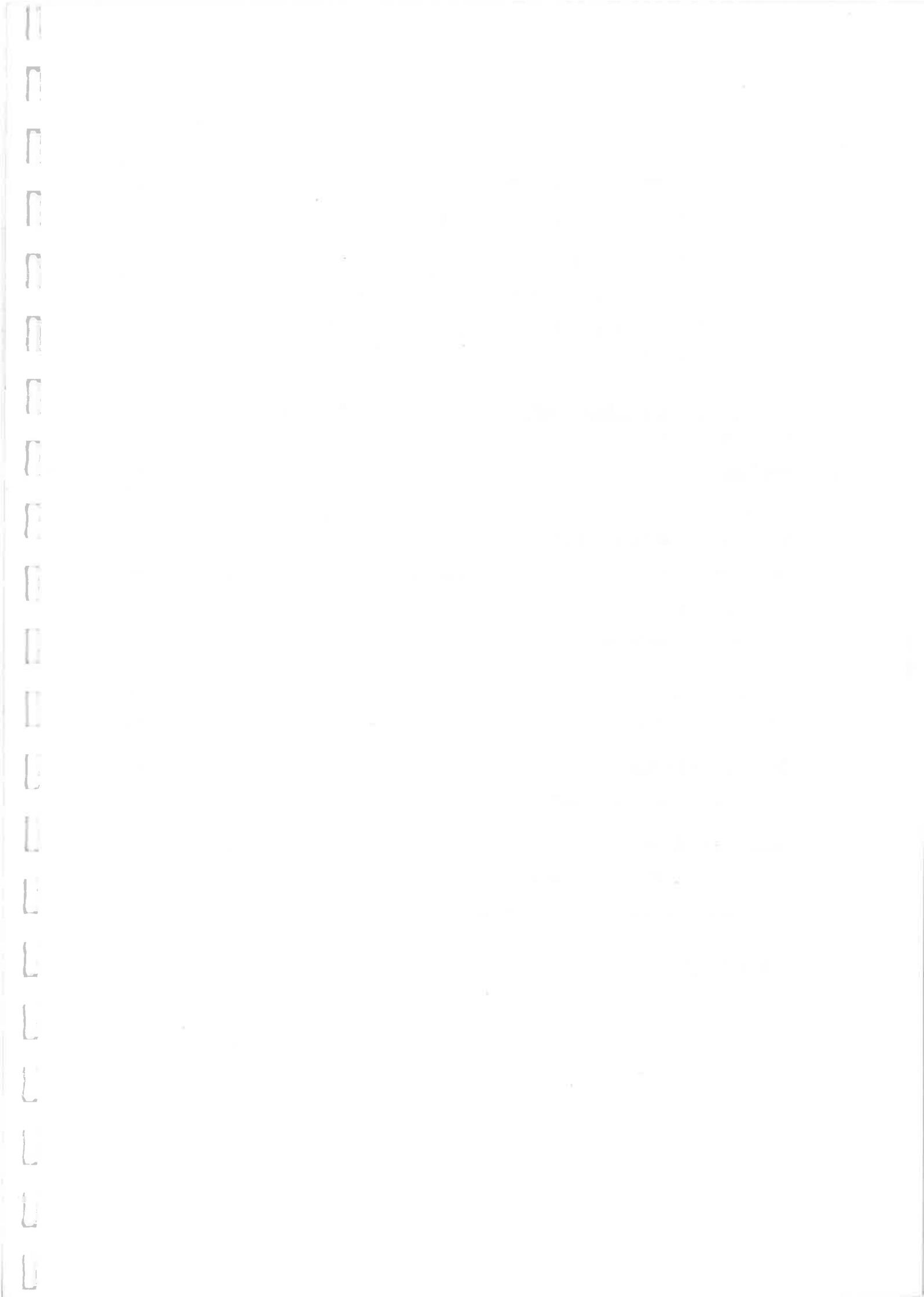
SUBJECT : [Illegible]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

I N D I C E

	<u>Pág.</u>
1ª <u>PARTE. MEMORIA EXPLICATIVA</u>	7
1. <u>INTRODUCCION</u>	9
2. <u>ESTRATIGRAFIA Y TECTONICA</u>	13
M. Alvaro, P. del Olmo y J. Ramírez del Pozo.	
2.1. <u>ESTRATIGRAFIA</u>	13
2.1.1. <u>Triásico</u>	15
2.1.2. <u>Jurásico</u>	18
2.1.3. <u>Cretácico</u>	18
2.1.4. <u>Paleógeno</u>	22
2.1.5. <u>Neógeno</u>	26
2.2. <u>TECTONICA</u>	32
2.2.1. <u>Evolución estructural</u>	32
2.2.2. <u>Descripción de la estructura</u>	35
3. <u>ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO</u>	43
M. Alvaro, A. Barnolas, P. del Olmo, J. Ramírez del Pozo y A. Simó.	
3.1. <u>INTRODUCCION</u>	43
3.2. <u>UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS</u>	53
3.2.1. <u>El tránsito Triásico-Jurásico</u>	54
3.2.2. <u>Secuencia Liásica</u>	55
3.2.3. <u>Secuencia del Dogger</u>	61
3.2.4. <u>Secuencia del Malm</u>	65
4. <u>SEDIMENTOLOGIA</u>	73
A. Barnolas y A. Simó.	
4.1. <u>INTRODUCCION</u>	73
4.2. <u>PLATAFORMA CARBONATADA LIASICA</u>	75
4.2.1. <u>Tidal Flat del Triásico inferior</u>	78
4.2.2. <u>Plataforma y cuenca intrashelf liásica</u>	79



	<u>Pág.</u>
4.3. DISCONFORMIDAD DE RUPTURA.....	87
4.4. MARGEN CONTINENTAL: DOGGER Y MALM.....	93
4.4.1. <u>Introducción</u>	93
4.4.2. <u>Facies deposicionales</u>	95
4.4.3. <u>Asociación de facies y modelo deposicional</u>	106
4.5. RESUMEN.....	117
<u>2ª PARTE. GUIA DE LAS EXCURSIONES</u>	121
A. Barnolas y A. Simó.	
<u>PROGRAMA</u>	123
<u>DIA 2. ITINERARIO</u>	125
Localidad I. Cantera Lloseta.....	127
Localidad II. Es Barraca.....	135
Localidad III. Cúber.....	141
Localidad IV. Sa Moleta.....	153
<u>DIA 3. ITINERARIO</u>	157
Localidad V. Cutri.....	159
<u>DIA 4. ITINERARIO</u>	191
Localidad VI. Puig d'en Borrás.....	193
<u>DIA 5. ITINERARIO</u>	215
Localidad VII. Ermita de Betlem.....	217
Localidad VIII. Sa Caleta-Cala Torta.....	229
<u>BIBLIOGRAFIA</u>	243

Primera parte

MEMORIA EXPLICATIVA

PATENT OFFICE

DEPARTMENT OF COMMERCE

1. INTRODUCCION

Mallorca es la mayor de las Islas del archipiélago balear, en el Mediterráneo occidental, situada sobre un promontorio continental que aparece como prolongación de las Cordilleras Béticas hacia el NE, separando el Surco de Valencia de la Cuenca Argelina.

Desde el punto de vista geomorfológico y estructural tradicionalmente la Isla de Mallorca ha sido dividida en tres dominios claramente diferenciados: La Sierra Norte, la Sierra de Levante y los Llanos Centrales. (Fig. 2).

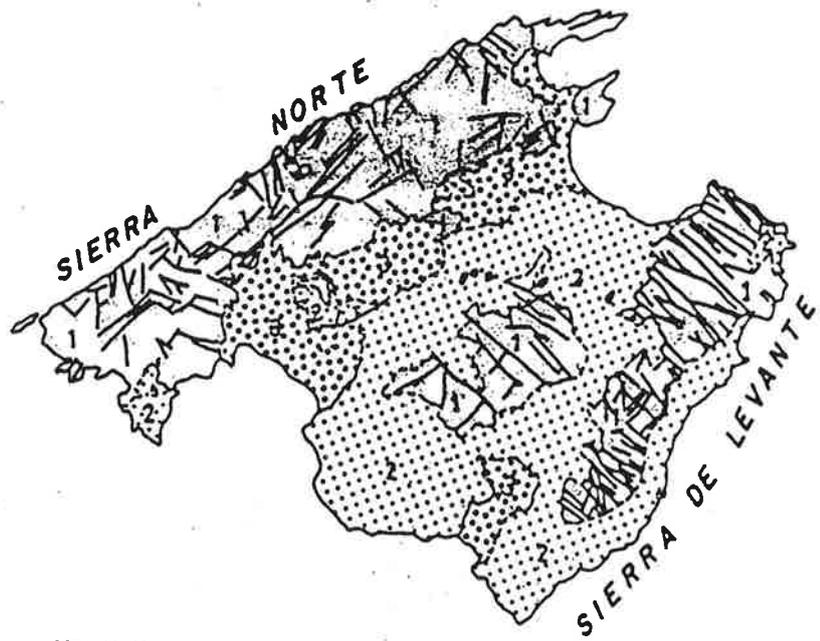
- La Sierra Norte es el mayor conjunto montañoso de la Isla. Se extiende a lo largo de unos 80 kms en una amplia franja, de anchura variable entre los 10 y 20 kms, desde Cabo Formentor hasta el extremo más suroccidental de la Isla. En ella predominan las alineaciones montañosas noreste-suroeste, que constituyen las diversas sierras secundarias que forman el dominio de la Sierra Norte, y que aparecen separadas por los frentes de cabalgamiento principales y secundarios que afectan a la arquitectura del conjunto. En líneas generales, dicha arquitectura está formada por cinco unidades tectónicas superpuestas, mediante superficies de corrimiento con recubrimientos del orden de 4 a 10 kms (Alvaro y del Olmo, 1984).

- La Sierra de Levante es el segundo conjunto montañoso importante y se sitúa en la zona oriental de la Isla, extendiéndose desde el Cabo Farrutx hasta las proximidades de la localidad de Santañy. Está formada por al menos cuatro unidades tectónicas separadas por frentes

de cabalgamiento principales, que dan lugar a una serie de alineaciones montañosas de dirección noroeste-sureste.

Tanto la Sierra Norte como la Sierra de Levante están constituidas por sedimentos pre y sinorogénicos, correspondientes al Mesozoico y al Terciario.

- Los Llanos centrales están formados por sedimentos del Terciario y Cuaternario postorogénicos, entre los que aparecen isleos de materiales estructurados - que tectónicamente pertenecen al dominio de la Sierra de Levante. Estos depósitos postorogénicos se disponen orlando los relieves de las dos grandes sierras y del centro de la Isla. La configuración y características de sus distintas unidades deposicionales están controladas por la actividad de fracturas del zócalo estructurado en un ambiente distensivo (Del Olmo y Alvaro, 1984).



ESQUEMA GEOLOGICO DE MALLORCA

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



PRINCIPALES FALLAS y LINEAMIENTOS

FIG.— 2



Faint, illegible text centered on the page, possibly bleed-through or a very light stamp.



Faint, illegible text centered at the bottom of the page, possibly bleed-through or a very light stamp.

2. ESTRATIGRAFIA Y TECTONICA

M.Alvaro, P.del Olmo, J.Ramirez del Pozo

2.1. ESTRATIGRAFIA

En la Isla de Mallorca afloran sedimentos del Triásico, en facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, con importantes intercalaciones de rocas volcánicas - básicas (Alvaro et al., 1983).

El Jurásico aflora ampliamente mediante una potente serie calcárea en donde se reconocen sedimentos del Lías, Dogger y Malm.

El Cretácico inferior está constituido por un conjunto de margas blancas ("Facies maiolicas") y depósitos anóxicos, mientras que el Cretácico superior, con muy escasos afloramientos, es calcáreo (Ramirez et al., 1984).

El Paleógeno presenta dos grupos de facies: Potentes masas de brechas negras con olistolitos (Alvaro et al 1983, 1984) y depósitos continentales con intercalaciones marinas (Del Olmo y Alvaro 1981, 1982, 1983).

El Neógeno preTECTÓNICO (Burdigaliense-Langhiense) tiene dos unidades: una inferior caracterizada por sedimentos clásticos de plataforma y otra superior de carácter turbidítico y sintectónico (Rodriguez 1982, Alvaro et al., 1983).

En el Neógeno postTECTÓNICO recientemente hemos definido 5 unidades deposicionales (Alvaro et al., 1984).

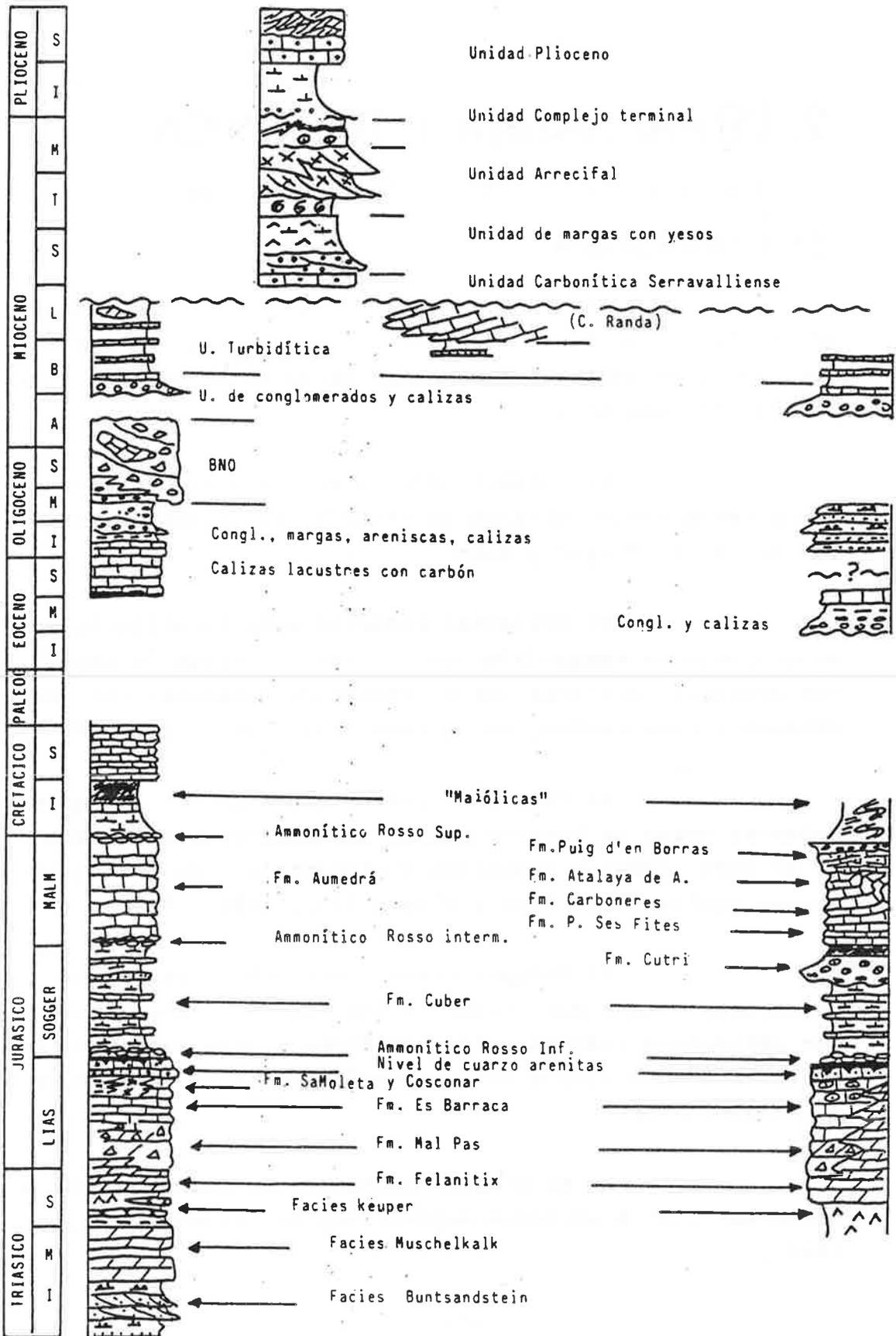


FIG. 3.-COLUMNA ESTRATIGRAFICA SINTETICA DE MALLORCA

Los sedimentos del Plioceno y el Cuaternario tienen amplia representación en Mallorca presentando facies marinas y continentales de variadas litologías (Cuerda 1975).

2.1.1. TRIASICO

FACIES BUNTSANDSTEIN.-

Los sedimentos de esta facies solamente afloran en el dominio de la Sierra Norte y a lo largo de la costa en la primera unidad tectónica.

La potencia del Buntsandstein de Mallorca oscila alrededor de los 300 mts. Su base no aflora.

Presenta tres tramos litológicos bien diferenciados que de muro a techo son:

- a: Lutitas rojas con niveles de limolitas y areniscas blancas (potencia aproximada 150 mts).
- b: Areniscas blancas y rojas con pasadas de limolitas y microconglomerados (p.a: 125 mts).
- c: Lutitas rojas y verdes con intercalaciones de areniscas blancas (p.a: 30 mts).

Se trata de sedimentos fluviales con facies de desbordamiento de canales. Algunas secuencias de la parte superior indican la posibilidad de que se trate de materiales aportados por corrientes fluviales redistribuidos por mareas en un ambiente costero.

FACIES MUSCHELKALK.-

Se reconoce solo en la Sierra Norte, donde se trata de afloramientos de dimensiones limitadas. Solamente en los de mayores dimensiones es posible estudiar la naturaleza de la serie estratigráfica, que tiene una potencia aproximada de 200 mts.

Presenta tres tramos litológicos que de muro a techo son:

- a: Dolomías en bancos gruesos (p.a: 80 mts)
- b: Lutitas rojas con niveles de dolomías brechas y carniolas (p.a: 25 mts).
- c: Margas y dolomías (p.a: 90 mts).

Los depósitos de la facies Muschelkalk representan materiales depositados en una plataforma somera en ambiente intermareal, con tendencia a supramareal en los tramos b y c.

FACIES KEUPER.-

Los sedimentos de esta facies afloran ampliamente, tanto en la Sierra Norte como en la Sierra de Levante, estando ligados sus afloramientos a los frentes de cabalgamiento principales, que separan las unidades tónicas de ambas sierras.

La potencia total de la formación no es posible cifrarla con exactitud, debido a que los afloramientos son parciales y limitados por contactos mecanizados.

En el dominio de la Sierra Norte se recono

cen los 120 mts del techo de esta formación, en donde se -
distinguen los siguientes tramos:

- Tramo inferior de 30 mts de potencia constituido por varias coladas de basaltos con intercalaciones de limolitas rojas.
- 30 mts de limolitas y argilitas rojas con pasadas de areniscas vulcanosedimentarias.
- Coladas de basaltos vacuolares masivos separadas por niveles de suelos ferralíticos. Tramo de 28 mts de potencia.
- Tramo superior de 30 mts de potencia constituido por basaltos negros con zonas más o menos - cristalinas y xenolitos de hasta 2 m³; el techo de las coladas aparece con frecuencia edafizado. El tramo continua con areniscas vulcanosedimentarias y limolitas rojas, terminando con una colada de basaltos.

En otros afloramientos de la Sierra Norte y la Sierra de Levante la facies Keuper no presenta coladas volcánicas, estando constituida por arcillas versicolores y yesos que en algunas zonas llegan a ser masivos y sobrepasan los 100 mts de potencia.

Probablemente los materiales de la facies Keuper se han depositado en un ambiente continental en el que se desarrollaba una intensa actividad volcánica en condiciones predominantemente subáreas, y con un clima árido que facilitaba la formación de costras ferralíticas y carbonatadas a partir de los depósitos piroclásticos, más o menos reelaborados en canales fluviales. El desarrollo de lagos efímeros de tipo "sebkha", en los que se depositan eva-

poritas, podría estar relacionado con la proximidad de una llanura litoral que sufriría invasiones del mar esporádicamente, hacia lo que apunta también la espilitización de algunas de las coladas superiores, que pudieron emplazarse ya en condiciones subacuáticas.

2.1.2. JURASICO

Los sedimentos del Jurásico están bien representados en Mallorca, pudiendo estudiarse la serie estratigráfica completa.

Por ser el motivo fundamental de la presente guía explicativa el Jurásico se describe más ampliamente en el capítulo siguiente.

2.1.3. CRETACICO

En el dominio de la Sierra Norte el límite inferior del Cretácico está constituido por facies "Ammonítico Rosso" del Tithónico, mientras que en la Sierra de Levante, este límite suele corresponder a los niveles de conglomerados y capas resedimentadas del final del ciclo Jurásico.

CRETACICO INFERIOR

En la Sierra Norte está representado por las siguientes unidades:

- Unidad basal, constituida por una alternancia de margas y calizas arcillosas en bancos de 30 a 50 cms ("facies maiólica").

La potencia de esta unidad oscila entre los 60 y 100 mts, aunque es muy posible que debido a causas tectónicas esté acortada y que la potencia real llegue a superar los 250 mts. Los tramos calizos que la forman son micritas con calpionellas, foraminíferos, miliólidos y nannoplacton.

La edad de esta unidad es Neocomiense estando representado el Berriasiense, el Valanginiense y el Hauteriviense.

- Por encima, y desconectada por causas tectónicas, aflora una segunda unidad de unos 30 mts de potencia de calizas arcillosas y margas oscuras en capas de 20 a 30 cmts, con gran abundancia de Ammonites piritizados y una asociación de microfauna, que permite asignar a esta unidad edad Barremiense.

- El Aptiense, en la Sierra Norte, presenta una potencia del orden de 30 mts. Está constituido por un conjunto de calizas arcillosas grises mal estratificadas y que presentan un alto contenido en granos de cuarzo. La asociación de microfauna que presentan define al Aptiense.

- El Albiense está representado por una unidad de 50 mts de potencia de margas verdes con intercalaciones de limolitas calcáreas amarillentas, en las que son muy abundantes los ammonites piritizados y dientes de peces. La presencia de capas milimétricas de yeso es ocasional, siendo muy abundantes los restos carbonosos.

La asociación de microfauna que la unidad presenta corresponde al Albiense.

En la mayor parte de la Sierra de Levante el Cretácico inferior está representado por el Neocomiense y el Barremiense en facies "Maiólicas". Únicamente en la parte nororiental de dicha sierra aflora una sucesión fundamentalmente caliza, en la que se pueden reconocer 550 mts de serie muy monótona de calizas grises con estratificación difusa, caracterizada por los frecuentes fenómenos de slump de grandes dimensiones, que hacen muy difícil los cálculos de potencia real de los distintos tramos.

La mitad inferior de la serie estratigráfica presenta una asociación de microfauna del Valanginiense, mientras que la mitad superior presenta microfauna del Hauteriviense, y únicamente los últimos términos de la serie presentan microfauna barremiense.

CRETACICO SUPERIOR

Únicamente aflora en la Sierra Norte no habiéndose reconocido su existencia en la Sierra de Levante.

Los afloramientos de esta formación en algunos casos corresponden a olistones dentro de los sedimentos del Paleógeno.

En la base de la formación aparece un tramo de 13 a 15 mts de potencia compuesto por calizas gris claro en capas de 10 a 20 cmts con algunas zonas recristalizadas y de aspecto brechoide. Entre ellas se intercalan delgados niveles de margocalizas. Son fundamentalmente biomicritas con trazas de cuarzo y bioturbación.

La asociación de microfauna que presenta corresponde al Cenomaniense.

Por encima se sitúa un banco de 5 mts de calizas grises bien estratificadas en capas de 0,5 a 1 m. con laminación paralela y bioturbación intensa.

Al igual que en el tramo anterior, son biomicritas con un 15% de fósiles. El estudio de las láminas delgadas revela la existencia de globotruncanas que corresponden al Turonense.

A continuación aparecen 15 mts de calizas gris claro de aspecto lajoso estratificadas en capas centimétricas con laminación paralela y bases onduladas, presentando a techo estratificación nodulosa, son frecuentes los nódulos aislados de limonita.

Se trata de calcilutitas (biomicritas) con trazas de cuarzo. En las láminas delgadas se reconoce microestratificación paralela y una abundante fauna de Foraminíferos, que corresponde al Coniaciense.

A continuación se sitúa un tramo de 40 mts de calizas grises y blanquecinas con laminación paralela y ondulada en capas de 10 cms de potencia media existiendo - capas de 2 cms y de hasta 20 cms. A techo de la formación la bioturbación es muy intensa.

Como en el resto de la serie se trata de biomicritas que al microcopio presentan una microestratificación paralela. El estudio de las láminas delgadas revela la existencia de Globotruncanas que corresponden al Santoniense.

Se trata de sedimentos de mar abierto. Las facies micríticas con un elevado contenido en organismos -

planctónicos marcan un medio muy tranquilo de baja energía y al mismo tiempo bastante profundo, aunque la presencia - de Equinodermos y restos de Moluscos señalan una influencia nerítica.

Los tramos finales del Cretácico, sólo observados en la carretera de Inca a Mancor del Valle (Hoja de Inca), están representados por calizas blancas nodulosas o tableadas (biomicritas) con interestratificaciones - arcillosas. La edad del tramo, cuyo espesor visible es de unos 18 metros, es Campaniense superior a Maastrichtiense inferior, y se incluye en la biozona de Globotruncana stuartiformis.

2.1.4. PALEOGENO

EOCENO

Sus sedimentos más antiguos solamente afloran en el dominio de la Sierra de Levante y pertenecen al Eoceno medio.

Están constituidos por un conjunto de conglomerados con pasadas de areniscas y arcillas coronados - por un banco de calizas.

En los alrededores de la localidad de Arta y sobre los sedimentos del Cretácico inferior mediante discordancia, afloran 15 m de conglomerados de cantos de calizas de 3 a 5 cm de tamaño medio y de hasta 15 cm de tamaño máximo, poligénicos, y una matriz microconglomerática con cuarzo.

Estos cantos son fundamentalmente de calizas del Jurásico y Cretácico que forman parte de la Sierra

de Levante, pero también aparecen algunos cantos de calizas con orbitolinas, que pertenecen a facies cretácicas no observables en la actualidad en superficie en ningún punto de Mallorca.

Por encima de esta unidad conglomerática se sitúan algunos niveles de areniscas y arcillas que dan paso a bancos calizos con estratificación difusa, con una potencia que oscila entre los 10 y 15 m.

Coronando la serie aparece un nivel de oncolitos sueltos de tamaños variados, llegando hasta los 15 cm de diámetro. Los sedimentos calizos han podido datarse por la presencia de Nummulites que permiten asignar una edad para esta unidad que comprende el Eoceno medio y el superior.

En el dominio de la Sierra Norte, los sedimentos del Eoceno se apoyan discordantemente sobre el Cretácico inferior y están constituidos por una serie de calizas de tonos beige a marrones, bien estratificadas en capas de 0,50 a 2 mts de potencia.

Petrográficamente son biomicritas más o menos recristalizadas con concreciones algales, cementadas por calcita, y textura pisolítica en bandas paralelas. Contienen Ostrácodos, Characeas y Algas Cianofíceas.

Las calizas son fétidas y presentan laminación paralela así como restos carbonosos. En su base se localiza una capa de lignitos de 1 a 5 mts de potencia con alto contenido en Gasterópodos dulceacuícolas y que es explotada en minas a cielo abierto.

El ambiente sedimentario de estos depósitos corresponde a cuencas lacustres de agua dulce más o menos profundas.

La datación de esta unidad se ha realizado en base a la fauna de micromamíferos que presenta, así como a los nummulites de la formación suprayacente.

La edad del conjunto es Eoceno superior.

OLIGOCENO

Esta unidad presenta distintas facies en los dominios de la Sierra Norte y la Sierra de Levante.

En la Sierra de Levante está formado por un conjunto de arcillas rojas y marrones y limos arcillosos, con intercalaciones de areniscas de grano medio-fino y conglomerados. Siempre están muy tectonizados, siendo imposible caracterizarlas en sección ni realizar una estimación de su espesor. Su base es desconocida, y el techo es erosivo, apoyándose sobre ellas discordantemente depósitos cuaternarios o la unidad serravalliense.

La caracterización más completa de esta unidad se ha realizado en las proximidades del pueblo de Felanitx, donde es observable una serie de al menos 100 metros de potencia, consistente en secuencias granodecrecientes con cuerpos de 50 a 60 cms de arena de base y techo plano en la base, y capas de unos 3 metros de limos y arcillas a techo. Las arenas son masivas, sin gradación, de colores marrón amarillento, con granos de cuarzo, micas y pizarras de tamaño medio-fino. Contienen yeso en vetas, xilópalos, restos carbonosos transportados e incluso troncos -

completos. Sobre ellas se disponen limos arcillosos ocres y rosados con laminación paralela, arcillas rojas y eventualmente costras de limos calcáreos a techo.

En el dominio de la Sierra Norte afloran - dos formaciones con distintas facies según la unidad tectónica en que aparecen.

Por un lado se trata de un conjunto de conglomerados con arcillas, limos y calizas (Unidades tectónicas 4 y 5) que pasan a ser brechas negras con olistolitos (unidades tectónicas 2 y 3).

El Oligoceno de las unidades tectónicas 4 y 5 presenta la siguiente sucesión litológica:

- Limolitas rosadas con pasadas de areniscas y calizas bioclásticas, depositadas directamente encima del tramo de calizas con nummulites del Eoceno superior. Las characeas que presenta esta unidad se asignan a una edad Sannoisiense. La potencia es de 15-20 mts.

- Conglomerados con pasadas de arcillas, limos y muy escasos niveles calizos. La potencia del tramo supera los 150 mts. Presentan estratificación masiva, con desarrollo local de cuerpos lenticulares y bases canalizadas; corresponden a canales fluviales, con tramos de imbricación de canales. La dirección de aporte es NNE-SSW. Las areniscas y arcillas aparecen bioturbadas, y las calizas contienen concrecciones algales. Representan facies fluviales de llanura de inundación y palustres. En conjunto esta unidad se depositó en un ambiente fluvial de ríos anastomosados con episodios palustres.

Su datación se hace en base a su posición estratigráfica y criterios regionales dada la ausencia de argumentos paleontológicos.

El Oligoceno de las unidades tectónicas 2 y 3 está constituido por una unidad deposicional de brechas negras con olistolitos (Alvaro et al, 1984 a y b).

Esta unidad presenta una potencia que varía entre los 200 y los 900 mts y se apoya mediante un contacto erosivo sobre el Trias y el Jurásico inferior, estando erosionada a techo por los depósitos marinos del Burdigaliense inferior.

Se caracteriza por diferentes litofacies - de carácter delapsional y lagunar. La sucesión de estas litofacies es diferente según el lugar en que se verifique, revelando un notable control tectónico sobre el ámbito sedimentario compartimentado.

Las litofacies observables son:

- a) Dolomías fétidas negras
- b) Brechas masivas poligénicas
- c) Olistolitos, megabrechas y depósitos asociados.

La edad de esta unidad corresponde al Oligoceno superior - Aquitaniense.

2.1.5. NEOGENO

Recientemente Alvaro, Barnolas, del Olmo, Ramirez y Simo (1984) definen siete unidades deposicionales delimitadas por rupturas sedimentarias de carácter ero

sivo o discontinuidades sedimentarias importantes en el -
Neogeno de Mallorca.

CONGLOMERADOS Y CALIZAS (AQUITANIENSE-BURDIGALIENSE INFE- RIOR).

Aflora en toda la Isla y se apoya mediante un contacto erosivo sobre la Unidad de brechas negras y el Mesozoico y Paleógeno estructurados.

Su espesor es variable entre 10 y 70 mts - como resultado de rellenar un sustrato irregular. En parte corresponde a la "Unidad basal" de Rodríguez (1982).

Presenta dos litofacies claramente diferen-
ciadas:

- a) Conglomerados de cantos de caliza, dolomía y - arenisca, bien clasificados, con matriz de arena fina.
- b) Calizas bioclásticas (rudstones a pakestones), masivas y sin estructuras sedimentarias.

En la Sierra Norte las interdigitaciones - de barras conglomeráticas son frecuentes, presentando sus cantos señales de retrabajamiento en un medio costero ("Lithodomus", etc). Es frecuente observar que esta litofacies se dispone sobre un sustrato alterado pedogenéticamente.

La litofacies de conglomerados se interpre- ta como sedimentos fluviales. La litofacies de calizas bio- clásticas se interpreta como depósitos de plataforma carbo- nática costera.

La litofacies de calizas bioclásticas ha -

sido datada en la Sierra Norte como Burdigaliense inferior. En la Sierra de Levante su edad es Aquitaniense (Bourrouilh 1973).

UNIDAD TURBIDITICA (BURDIGALIENSE-LANGHIENSE)

Corresponde a un episodio de sedimentación de Cuenca que se desarrolló en todo el área de Mallorca.

El límite inferior de esta unidad puede ser erosivo sobre la anterior. Su espesor, difícil de evaluar por motivos tectónicos, es variable y del orden de hasta varios centenares de metros. Es la última unidad anterior a la fase de estructuración langhiense, siendo evidente su carácter sintectónico. Su edad varía en sentido S-N, de Burdigaliense a Langhiense medio. Corresponden en parte a la "Unidad Turbidítica" de Pomar (1979) y Rodríguez (1982) y a la "Caliza de Randa" (Eguizabal, 1982).

Presenta dos litofacies que corresponden a dominios sedimentarios diferentes:

a) Depósitos de talud inestable en el que alternan capas de areniscas, margas con silexitas y depósitos delapsionados.

Las areniscas aparecen en capas de 5 centímetros hasta 1,5 m de espesor, y son litarenitas de tamaño arena media, bien clasificadas y con gradación normal, con estructuras tractivas en casos con disminución de energía hacia el techo. Corresponden a capas turbidíticas con los términos de Bouma Tb-c y capas tractivas. Son frecuentes las estructuras de escape de agua. Las paleocorrientes y "slumpings" son hacia el Norte. Lateralmente pueden pasar

a conglomerados de pie de talud.

Las margas, de tonos verdes, con abundante fauna de globigerinas, intercalan frecuentemente niveles de silexitas de espesor centimétrico. En todas las series son muy frecuentes las intercalaciones de depósitos delacionales, como slumps, debris flows, mudflows y olistones, en las margas y areniscas. La naturaleza de los elementos que las componen es tanto intraformacional como procedente de la unidad deposicional anterior, o del Mesozoico y Paleógeno, y su tamaño varía desde centímetros a hectómetros cúbicos.

b) En la zona central de la Isla sobre la litofacies anterior, aparecen depósitos de una plataforma carbonática progradante. Texturalmente son rudstones de rodóceas y moluscos muy bien cementados y dispuestos en capas de 15 a 35 centímetros, y canales conglomeráticos a techo. Las estructuras sedimentarias varían de base a techo: capas de turbiditas carbonáticas (con desarrollo a veces de los términos Ta-c de Bouma), estratificación cruzada de bajo ángulo, barras y canales. La secuencia es granocreciente y somerizante hacia el techo.

UNIDAD CARBONÁTICA (SERRAVALIENSE)

Los primeros depósitos postorogénicos, entendiendo por tal los que tienen lugar después de la estructuración principal y sellan los contactos entre unidades alóctonas, corresponden a la unidad carbonática serravalliense, y su ámbito de deposición, o al menos de preservación, está restringido a un pequeño sector situado al pie de la Sierra de Levante. Este sector aparece claramente condicionado por fallas (Del Olmo y Alvaro 1984).

UNIDAD DE MARGAS CON YESOS (SERRAVALIENSE-TORTONIENSE)

Es expansiva sobre la anterior y posible-- mente se depositó en toda la isla exceptuando los relieves de las Sierras. Son depósitos continentales que evolucio-- nan en la vertical desde fluviales a lacustres evaporíti-- cos y lacustres de agua dulce, y contienen abundante fauna resedimentada del Mesozoico y Neógeno pretectónico. La distribución actual de sus depósitos deducida de sus aflora-- mientos y los datos de sondeos indica que los bordes de la cuenca estaban controlados por fallas, donde pasaban late-- ralmente a un conjunto clástico marginal. Posteriormente a la deposición de esta unidad, o tal vez durante ella pues-- to que la deformación que muestra disminuye gradualmente - en la vertical, tuvo lugar una fase de plegamiento que ori-- gina pliegues laxos y la reactivación de las fallas NO-SE, que actúan en la vertical y probablemente con componente - de desgarre.

MIOCENO SUPERIOR (TORTONIENSE-MESSINIENSE)

Esta unidad es de carácter carbonático y - presenta dos secuencias (Simó y Ramón, 1983). La inferior se dispone mediante discordancia angular y erosiva sobre - las unidades anteriores o los materiales estructurados, y está constituida por sedimentos de plataforma carbonática y arrecifal, que representan el máximo expansivo de Mioce-- no superior. Al SO de Palma aparece afectada por numerosas fallas normales. La secuencia superior, separada de la in-- ferior por una superficie de erosión, se sitúa en una posi-- ción más externa y baja que la anterior, denotando un des-- censo del nivel del mar. Consiste en una secuencia arreci-- fal progradante, con morfologías variadas. El dispositivo sedimentario estuvo controlado por las fracturas del zóca-

lo estructurado. La Sierra Norte era un dominio emergido, con sus límites controlados por fallas. 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 y un cinturón arrecifal de morfología franjeante, posiblemente con un pequeño lagoon interior y un complejo clástico marginal en la zona los 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. La falla de Sineu-Algaida 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 Ramón, 1983).

COMPLEJO TERMINAL (MESSINIENSE)

Es expansivo 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 área emergida controlada por fallas.

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.

UNIDAD DEPOSICIONAL PLIOCENA

Se caracteriza por un ciclo inferior de carácter deltaico 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 fué 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.

2.2. TECTONICA

2.2.1. EVOLUCION ESTRUCTURAL

La Isla de Mallorca se asienta sobre un promontorio de corteza continental que adentrándose hacia el NE en el Mediterráneo Occidental como prolongación de -

las Cordilleras Béticas, separa el surco de Valencia y la cuenca Nordbalear, con corteza continental atenuada, de las cuencas Surbalear y Argelina, con corteza oceánica.

El área que actualmente se configura como Mallorca estuvo ligada durante el comienzo de los tiempos mesozoicos (Trias y Lias) 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 período orogénico durante el que la Isla adquiere la configuración tectónica y fisiográfica que actualmente nos ofrece.

En el Eoceno inferior tuvo lugar una fase de deformación que dio 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 de grabens discretos rellenos de clásticos, y finalmente una etapa de deriva y hundimiento generalizado - del área marcada por la transgresión marina burdigalense, que afecta a toda la Isla.

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

Esta fase genera importantes estructuras tangenciales, y el emplazamiento de unidades tectónicas es coetáneo con la deposición de una serie turbidítica con olitostromas precursores y frecuentes fenómenos de resedimentación. El final de esta etapa está marcado por el desarrollo de una red de fracturación NW-SE y NE-SW que afecta a toda la cobertera 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 superior, creándose fosas subsidentes rellenas de clásticos. Manifestaciones geotérmicas y sismicidad, aso-

ciadas a fracturas de zócalo, parecen indicar una cierta actividad neotectónica.

2.2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

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

LA CADENA ALPINA

Tradicionalmente en Mallorca se han diferenciado tres dominios estructurales: la Sierra Norte, los Llanos Centrales y la Sierra de Levante. 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 de Levante corresponden a ámbitos paleogeográficos diferentes durante el Mesozoico. (Fig. 2)

El dominio de la Sierra Norte es el más externo. Su estructura consiste básicamente en un apilamiento de cinco unidades tectónicas vergentes hacia el NW. Cada una de ellas posee un conjunto de características estratigráficas y estructurales específicas y se apilan mediante superficies de corrimiento tumbadas, con recubrimientos de orden kilométrico. (Fig. 4)

La unidad inferior, aflorante en la costa NW de la Isla, posiblemente es de carácter autóctono, y está constituida por materiales del Triásico y el Mioceno inferior. La unidad II consiste en materiales triásicos y liásicos, brechas oligo-aquitanienses y depósitos del Mioceno inferior que muestran una estructura regional monoclinal buzando hacia el SE.

La tercera unidad tiene una composición similar en líneas general a la anterior. Predomina asimismo la estructura monoclinal, aunque con cierto desarrollo de estructuras de plegamiento y cabalgamientos vergentes al NW, que pueden predominar localmente. La unidad IV presenta una serie mesozoica más completa, desde el Keuper al Cretácico inferior, y depósitos paleógenos y de Mioceno inferior. Su estructura interna se caracteriza por el predominio de pliegues NE-SW con plano axial tumbado y cabalgamientos en los flancos inversos, vergentes al NW. Son frecuentes las disarmonías y complicaciones secundarias por el contraste entre la rigidez de los materiales del Lías y la plasticidad de los depósitos del resto del Jurásico y el Cretácico.

La unidad V aparece en la vertiente SE de la Sierra, siendo visible sólo su parte frontal, pues la posterior está recubierta por depósitos postorogénicos. Tiene una constitución estratigráfica semejante en líneas generales a la unidad IV, y su disposición geométrica es esencialmente monoclinal, buzando al SE.

Las geometrías del conjunto de la Sierra Norte es característica de un "sistema de cabalgamientos" ("thrust system"). Las series III y IV corresponden a sendos sistemas conjugados de cabalgamientos (buzando contra

DOMINIOS ESTRUCTURALES DE MALLORCA



UNIDADES TECTONICAS DE LA SIERRA NORTE



ESQUEMA ESTRUCTURAL SIERRA DE LEVANTE

FIG- 4

el antepais ("hinterland dipping duplexes", Boyer y Elliot, 1982) con su deformación interna condicionada por cizallamiento regional entre las superficies de corrimientos basales de las unidades III y V. En la unidad III predomina la deformación frágil, y en la IV el plegamiento. La posición de las rampas pudiera estar condicionado por las zonas de cambios de espesor y facies, y tal vez en relación con zonas de fracturas heredadas y accidentes del zócalo. Los recubrimientos actuales deducibles de klippe y ventanas tectónicas son del orden de 3-4 a 8-10 kms, y la anchura original de cada unidad se estima en 8-10 kms. (Fig. 4)

El acortamiento interno es variable para cada unidad, mayor en las unidades III y IV. El resultado de la estructuración es un acortamiento generalizado de todo el dominio de la Sierra Norte (de 40-50 kms a 15-20 kms) y un engrosamiento general de la cobertera. Las direcciones de transporte tectónico varían entre 110 y 160°, con vergencia al NW.

Al dominio de la Sierra de Levante pertenecen al 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 Alcudia (colinas de Randa Santa Magdalena, etc), y la Sierra de Levante propiamente dicha. (Fig. 4).

En el sector central el predominio de formaciones margosas burdigalienses con frecuentes olistones mesozoicos y los recubrimientos de materiales postorogénicos dificultan el establecimiento de una zonación tectónica. La estructura se caracteriza por pliegues y cabalgamientos de rumbo NE-SW y vergencia NW, aunque existen algunos elementos con estructuras transversales (NW-SE), co-

mo las colinas de San Fé. El análisis microtectónico de -- ciertos afloramientos del Mioceno inferior indica la existencia de dos direcciones de acortamiento ortogonales.

El sector de la Sierra de Levante (s.s) es es tá constituido por materiales mesozoicos y terciarios -- (Keuper a Mioceno inferior) estructurados mediante una tec tónica de cobertera caracterizada por pliegues y superficies mecánicas de bajo ángulo con recubrimientos kilométricos. El nivel de despegue regional es el Keuper, y las dolomías del Triás superior aparecen fuertemente brechificadas en extensión y potencia considerables. El Jurásico - calcáreo rígido se deforma por plegamiento y fracturación, aunque la ritmita del Dogger frecuentemente originan disar monías y despegues secundarios. Las margas del Cretácico - inferior se deforman más plásticamente y con frecuencia - aparecen esquistosadas bajo los planos de corrimiento.

Las superficies mecánicas mayores separan 4 unidades tectónicas de carácter regional, como se muestra en la figura 4 , que no presentan la linearidad de la Sierra Norte, predominando en cambio las figuras cartográficas de "klippes" y ventanas tectónicas. Los recubrimientos observados son del orden de 6 a 10 kilómetros, con reservas a causa de la variabilidad de las direcciones de transporte tectónico.

En el conjunto de la Sierra se diferencian dos zonas caracterizadas por poseer directrices y estilos estructurales diferentes, independientemente de que unidad tectónica se trate. La zona situada al norte de San Lorenzo-San Carrió se caracteriza porque las unidades tectónicas presentan una estructura interna con pliegue y cabalga mientos de rumbo NE-SW y vergencia NW, con un estilo de ca

balgamientos e imbricaciones con plegamiento subordinado. Sin embargo la zona meridional consiste en estructuras de orden mayor, dominando los pliegues kilométricos con flancos inversos más desarrollados e imbricaciones secundarias, con rumbo NW-SE y vergencia hacia el NE. Localmente existen algunas estructuras E-W y vergencia Norte. En el tránsito entre ambas zonas también hay estructuras NW-SE y vergencia al SW.

La escasez de afloramientos adecuados de materiales terciarios involucrados en las estructuras dificulta su datación, y el establecimiento de las causas de estas variaciones en el estilo y direcciones de transporte tectónico. Las estructuras NE-SW afectan claramente a materiales del Mioceno inferior. La posibilidad de estructuras más antiguas está abierta, aunque el haber detectado dos direcciones de acortamiento en materiales del Mioceno inferior de otros puntos de la Isla puede indicar una estructuración miocena con varias direcciones o etapas de deformación.

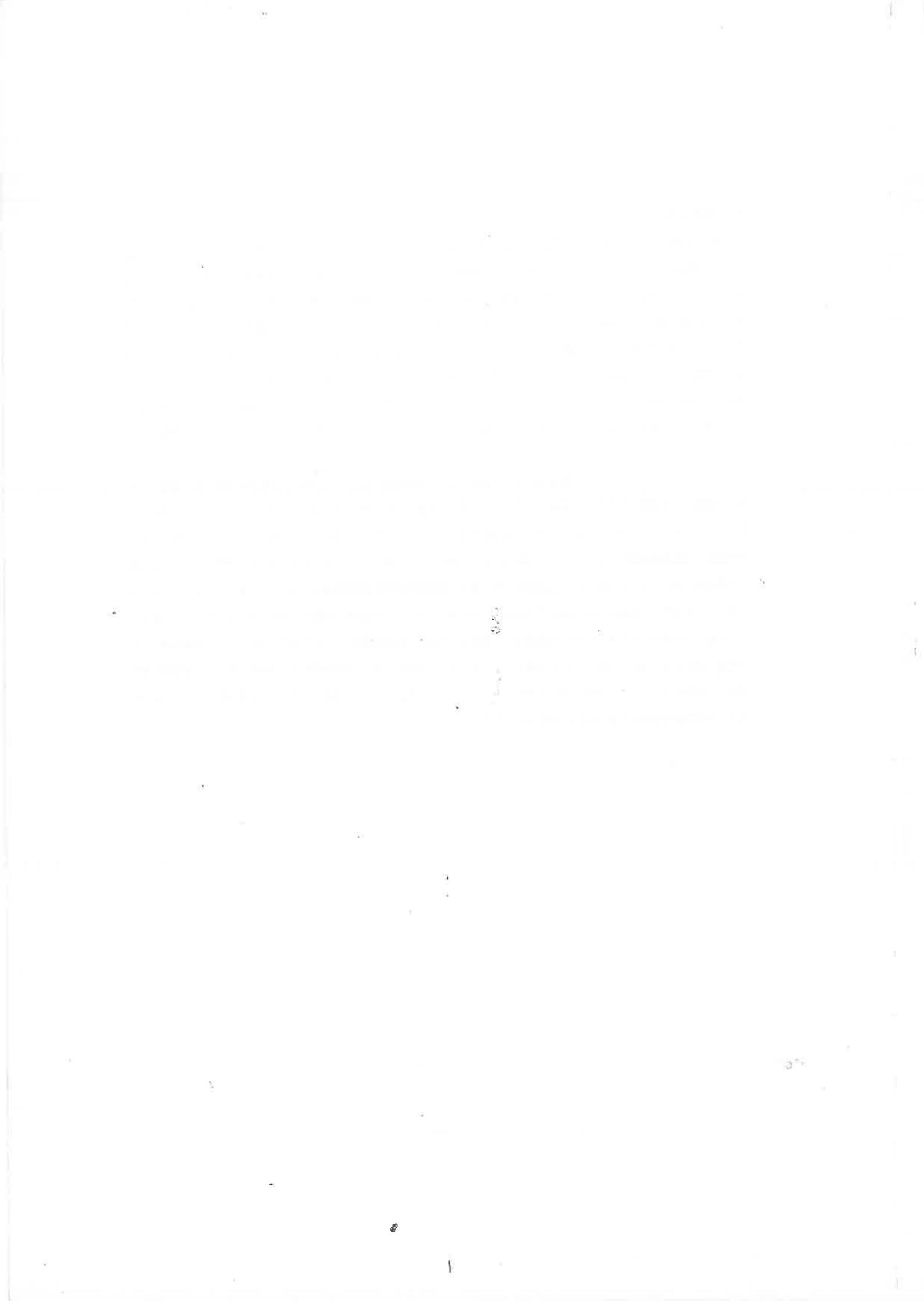
Un rasgo estructural de primer orden en toda la Sierra es la existencia de numerosas fallas transversales de rumbo 110 a 140° con familias secundarias N-S y E-W, y con una importante componente de desgarre. Son subverticales, y dividen a la Sierra de Levante en una serie de paneles, obliterando las estructuras tangenciales. La falta de marcadores dificulta la estimación de la magnitud de los desplazamientos.

CUENCAS POSTOROGENICAS

Los depósitos posttectónicos de Mallorca se disponen en los márgenes de la Isla y en surcos y cubetas

interiores individualizados por altos de materiales estructurados: Cuencas de Palma, Inca, Pollensa y La Puebla, Plataformas de Lluchmajor, Porreras, Campos y Marina de Levante. Su distribución, espesor y variaciones de facies han estado controlados por una tectónica de bloques verticales limitados por los sistemas de fallas del zócalo estructurado pre-Mioceno medio. La figura 2 representa un esquema de las principales fallas y lineamientos, que en líneas generales se agrupan en dos familias de rumbos NE-SW y NW-SE.

Aunque hay bloques que han mostrado la misma tendencia durante toda la distensión neógena, otros han invertido su movimiento, funcionando alternativamente como bloques deprimidos y umbrales. La disposición de los materiales posttectónicos es subhorizontal a escala regional, con basculaciones locales. Internamente muestran estructuras (fallas normales) que pueden reflejar el campo regional de esfuerzos o estar condicionadas por accidentes del zócalo. Puntualmente hay indicios de una posible etapa de compresión postmiocena.



3. ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO

M.Alvaro, A.Barnolas, P.del Olmo, J.Ramirez del Pozo y
A. Simó.

3.1. INTRODUCCION

El Jurásico de Mallorca ha sido estudiado desde mediados del Siglo XIX por numerosos autores, La Mar mora (1835), Hermite (1879), Nolan (1895), Darder (1915), Fallot (1922), Gomez Lluca (1920-29), Colom (1947, 1955, 1967, 1973, 1975) y Bourrouilh (1973) entre otros, con importantes aportaciones al conocimiento de su estratigrafía, paleontología y sedimentología, que pueden resumirse con la lectura de los trabajos de Colom (1947, 1975) y Bourrouilh (1973).

En el Jurásico de Mallorca se ha puesto de manifiesto la existencia de tres Dominios Paleográficos -- fundamentales, Sierra Norte, Randa y Sierra de Levante. En el Dominio de la Sierra Norte puede distinguirse un subdominio occidental y en el de la Sierra de Levante un subdominio septentrional. La distribución geográfica de los sedimentos pertenecientes a cada uno de estos dominios y subdominios se presenta en la fig. 5.

Los sedimentos de las distintas épocas del Jurásico reflejan en cada caso la situación paleogeográfica en la que se han depositado. En las figuras 6 y 7 puede observarse la composición litoestratigráfica en cada uno de los dominios paleogeográficos. Las variaciones en la composición litoestratigráfica entre ellos refleja por lo tanto la distinta disposición paleogeográfica en que se

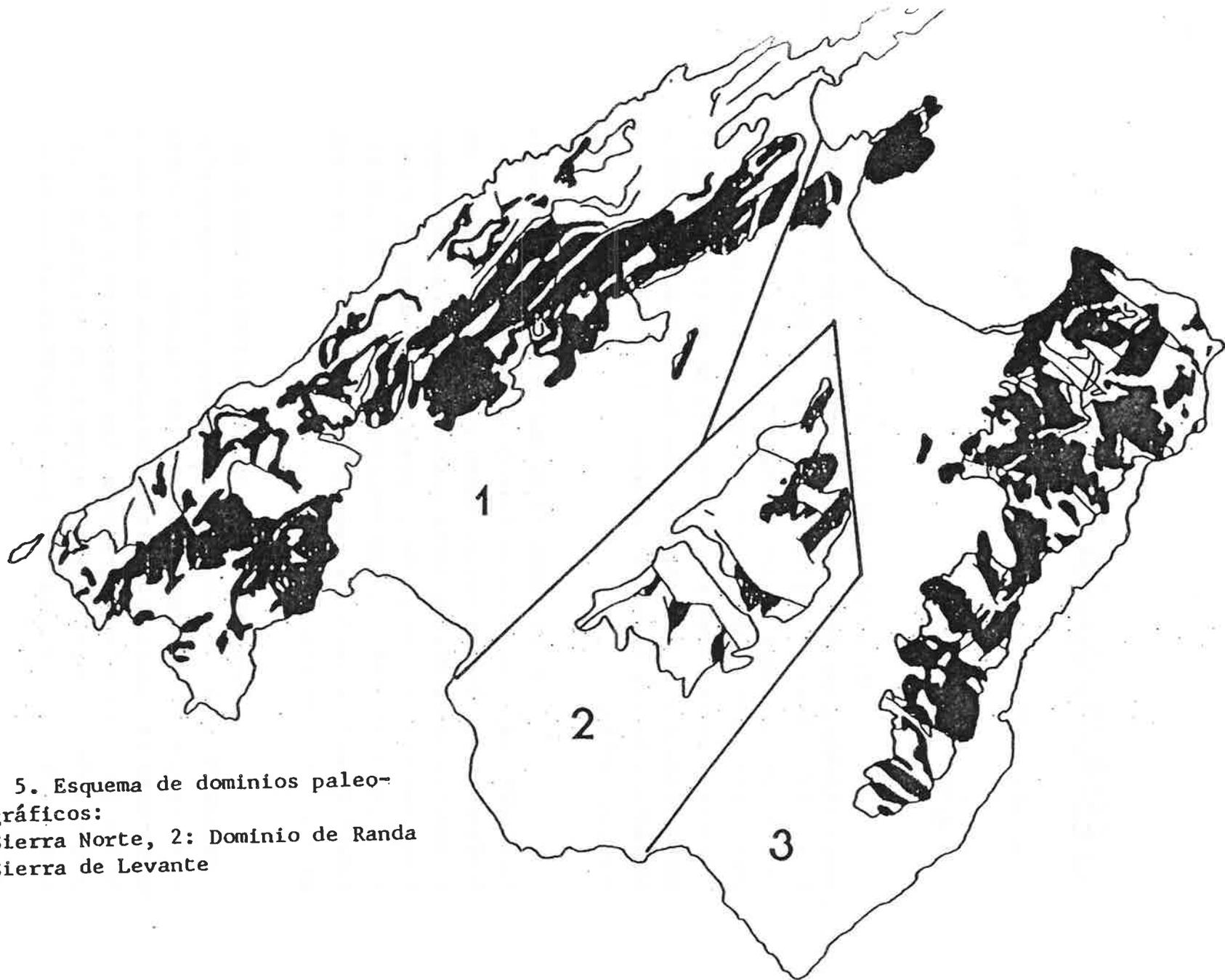


Fig. 5. Esquema de dominios paleo-
geográficos:
1: Sierra Norte, 2: Dominio de Randa
3: Sierra de Levante

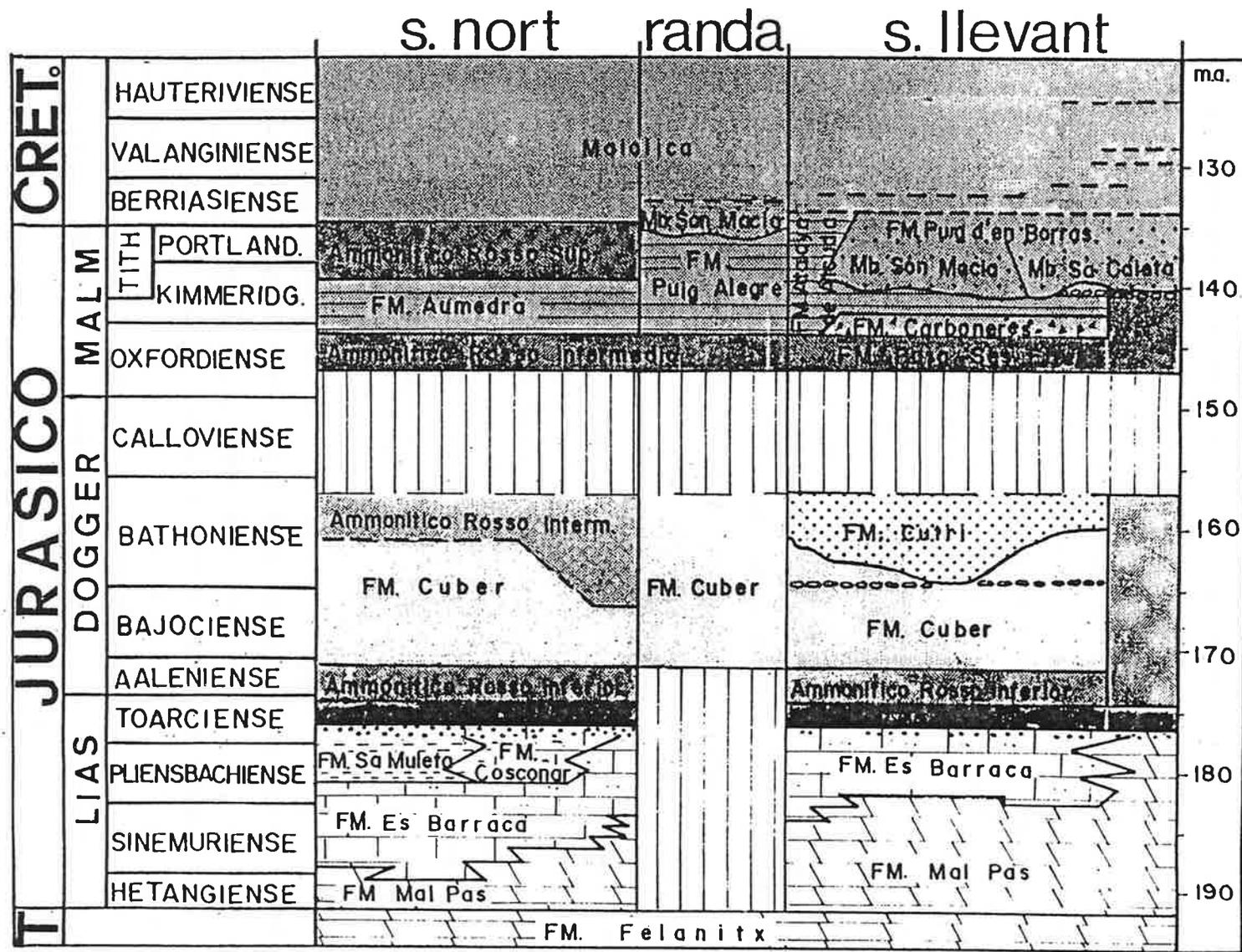


Fig. 6.- Esquema de unitades litoestratigráficas.

han sedimentado.

Durante el LÍAS se depositó en toda la Isla una potente serie de carbonatos de aguas someras, en la que se han distinguido dos unidades. A la unidad inferior, dolomítica y brechoide la hemos denominado como Formación Mal Pas y a la unidad superior, de calizas y dolomías organizadas en secuencias somerizantes la hemos denominado como Formación Es Barraca. El orden de espesores, aunque en muchos casos es difícil de evaluar por la tectónica, es siempre muy importante llegando a sobrepasar en algunos puntos los 500 m. En el subdominio occidental de la Sierra Norte, que se corresponde con la unidad estructural de George Sand, Sa Calobra de Alvaro, M. y del Olmo, P. (1984) durante el Pliensbachiense superior se depositaron margas con fauna nerítica (Formación Sa Moleta) y encrinitas (Formación Cosconar), que corresponden a sedimentos de plataforma depositados en aguas más profundas que las de los sedimentos de las unidades anteriormente descritas. En el Lías Medio-Superior se uniformiza la plataforma y una entrada de material cuarzarenítico se distribuye por toda la isla. La existencia de un Hard-Ground submarino ampliamente desarrollado con fauna del Toarciense medio nos señala el tránsito a los sedimentos pelágicos y hemipelágicos del Dogger y Malm.

El DOGGER se inicia con la sedimentación de calizas nodulosas de edad Toarciense superior (?)-Aalenense a las que denominamos Ammonítico Rosso Inferior y que se encuentran más o menos desarrollados por encima del Hard-Ground. Esta facies se sedimentó en toda la Isla, con la excepción del subdominio septentrional de la Sierra de Levante que actuó, durante el Dogger, como alto fondo con tasas de sedimentación muy reducidas e incluso nulas. En -

este subdominio el Dogger, en facies Ammonitico Rosso con abundantes costras no ferruginosas, es muy reducido de potencia e incluso inexistente descansando, en este caso, el Oxfordiense directamente sobre el Lías.

Sobre el Ammonítico Rosso Inferior se depositó una serie rítmica, margocalcárea, de edad Bajociense (puede incluir a parte del Aalenense por la base y a parte del Bathoniense por el techo) con importantes variaciones tanto en espesor como en litología y a la que hemos llamado Formación Cuber. En el Dominio de Randa esta formación llega a descansar directamente sobre las dolomías del Triásico superior, por lo que se ha interpretado que en este dominio el Dogger se depositó sobre un escarpe producido durante la fracturación y hundimiento de la plataforma liásica, en el Toarciense medio.

A partir del Bathoniense, en el dominio de la Sierra Norte, se depositaron facies de calizas nodulosas cuya sedimentación perduró hasta el Oxfordiense medio-superior. Son las facies de calizas nodulosas que llamamos Ammonítico Rosso Intermedio. En ellas y en los muestreos de Ammonites realizadas hasta el momento no se ha caracterizado ni el Calloviense ni el Oxfordiense inferior en ningún afloramiento. Un estudio más detallado ha sido iniciado con el fin de caracterizar fielmente la amplitud de esta laguna estratigráfica y las variaciones que experimentó la tasa de sedimentación durante el Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense en este Dominio.

En el Dominio de Randa la sedimentación - perdura durante el Bathoniense en facies de la Fm. Cúber, con un aumento en su contenido en Posidonia. El problema de "Gap" Calloviense-Oxfordiense inferior existe también

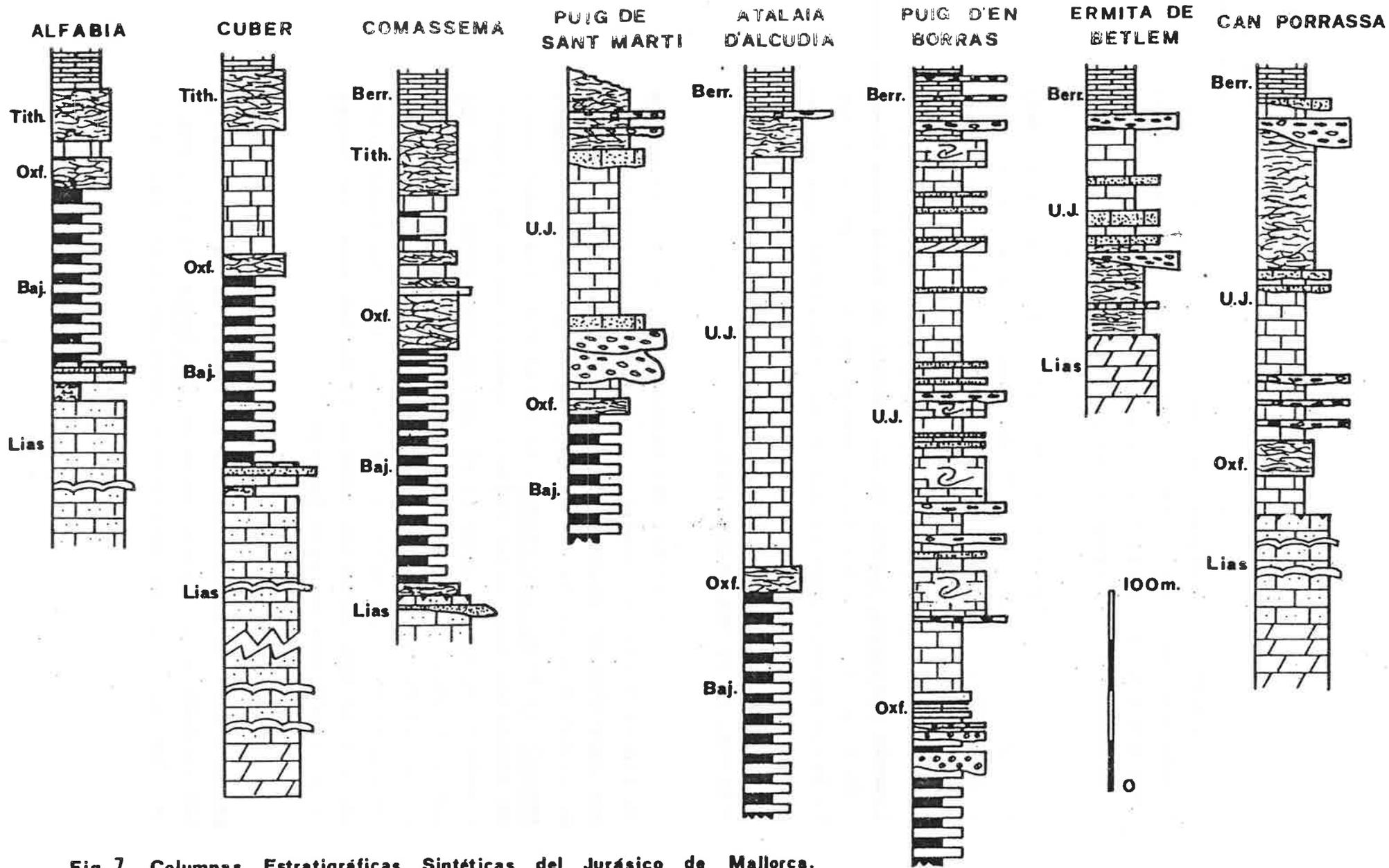


Fig. 7 Columnas Estratigráficas Sintéticas del Jurásico de Mallorca.

SA CALETA

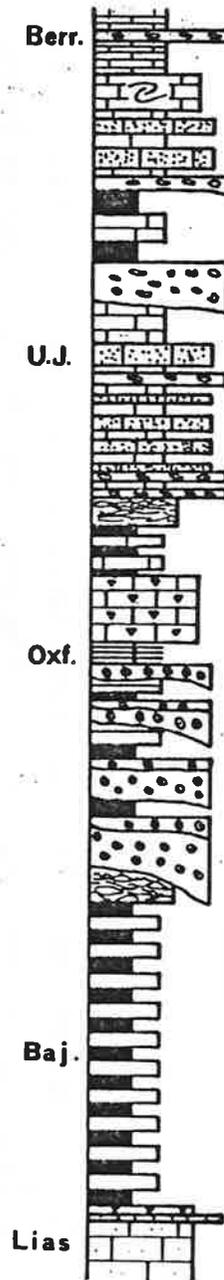
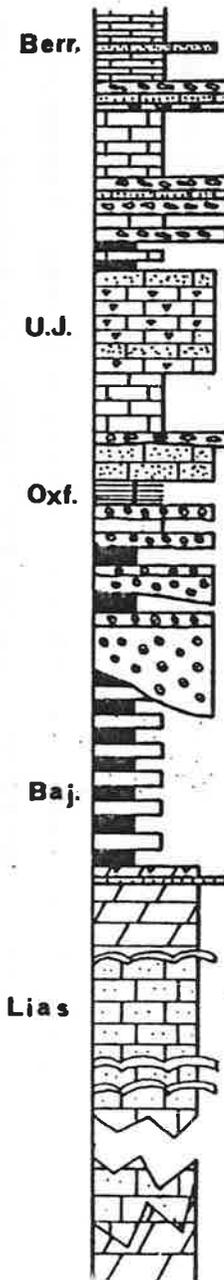
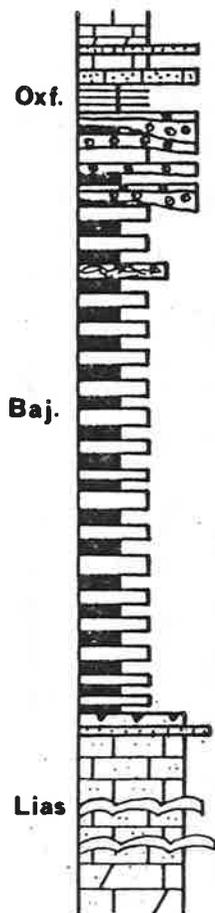
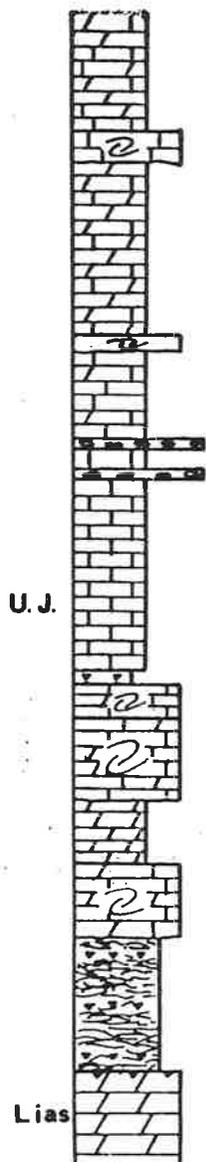
PLA DE SON HEGOS

SON CAMPANET

CUTRI

CARBONERES

SON MACIA



leyenda

-  Margocalizas blancas (Maiólicas)
-  Slumps
-  Conglomerados
-  Mudstones, silificaciones
-  Turbiditas cálcneas
-  Margas radiolaríticas
-  Calizas oolíticas
-  Ritmita
-  Calizas nodulosas
-  Hardground
-  Margas y limolitas
-  Cuarzoarenitas
-  Estromatolitos
-  Caliza de plataforma
-  Dolomias

en este dominio y el Oxfordiense medio-superior se depositó en facies del Ammonítico Rosso Intermedio. La sedimentación en facies de ritmita margocalcárea (Fm. Cuber) pudo persistir, al igual que en el Dominio de Randa, hasta entrado el Bathoniense puesto que, donde la formación suprayacente no las ha erosionado son visibles las facies ricas en Posidonia.

En el Dominio de la Sierra de Levante, sobre la Formación Cuber y encajada en ella se depositó una formación oolítica resedimentada cuya edad establecida por criterios micropaleontológicos y estratigráficos es Bathoniense, y que hemos denominado Formación Cutri.

El MALM se inicia en el Dominio de la Sierra Norte y en el Dominio de Randa en las facies nodulosas del Ammonítico Rosso Intermedio.

En el Dominio de la Sierra de Levante, se inicia o bien con el Ammonítico Rosso Intermedio (Atalaya de Alcudia, Puig de Sant Martí, subdominio septentrional) o con margas radiolaríticas y calizas silíceas finamente laminadas (Formación Puig de Ses Fites). En algunos puntos aparecen facies intermedias (Puig d'en Borrás). La edad de la Formación Puig de Ses Fites, por posición estratigráfica, significado sedimentológico y correlación con otras unidades equivalentes del Tethys sería Oxfordiense medio-superior. El estudio del "Gap" Calloviense-Oxfordiense inferior es más difícil en la Sierra de Levante por la dificultad que entraña la biozonación de las formaciones Cutri y Puig de Ses Fites. En Mallorca, el Hard -Ground submarino Calloviense, tan extendido en otros puntos del Tethys, y situado entre formaciones equivalentes (Béticas), está mal desarrollado.

En el Dominio de la Sierra Norte, sobre el Ammonítico Rosso Intermedio se depositaron mudstones marrones de edad Kimmeridgiense, que denominamos Formación Aumédra y que en ningún caso sobrepasan los 70 m. de potencia. Sobre esta unidad se desarrollan facies de calizas nodulosas del Ammonítico Rosso Superior, de edad Kimmeridgiense superior-Tithónico con lo que se pone fin a la sedimentación del Ciclo Jurásico. En conjunto el espesor del Malm de la Sierra Norte es bastante reducido.

En el Dominio de Randa, sobre el Ammonítico Intermedio se depositó una ritmita margocalcárea, muy parecida a la Formación Cuber, que hemos denominado Formación Puig Alegre. Sobre ella, y en contacto erosivo, se disponen calizas bioclásticas y oolíticas resedimentadas del Tithónico (Miembro Son Macià de la Formación Puig d'en Borrás).

En el Dominio de la Sierra de Levante sobre el Ammonítico Rosso Intermedio se depositaron unos mudstones negros, fétidos, con espículas de esponjas y radiolarios que hemos denominado Formación Atalaya de Alcudia, donde alcanzan los 200 m de potencia. Sobre la Formación Puig de Ses Fites y previamente a los mudstones negros de la Fm. Atalaya de Alcudia (de espesor mucho más reducido en estos casos), se depositó una unidad de grainstones bioclásticos (fundamentalmente crinoides, pelets y foraminíferos bentónicos) resedimentados a la que hemos denominado Formación Carboneres. En contacto erosivo sobre la Formación Atalaya de Alcudia se depositaron los materiales resedimentados de la Formación Puig d'en Borrás, que son más bioclásticos hacia el sur (Mb. Son Macià) y con mudstones finamente estratificados y abundantemente silicificados en algunas secciones del subdominio septentrional (Miembro Sa

Caleta). En la Formación de Puig d'en Borrás abundan los slump de mudstones negros procedentes de la Formación Atalaya de Alcudia.

Sobre los materiales del Ciclo Jurásico se depositaron las facies de margocalizas blancas Berriasenses con abundantes Tintínidos (facies Maiolica) en los tres Dominios señalados. La resedimentación cesa con la excepción de la Sierra de Levante, especialmente en el subdominio septentrional donde perdura hasta el Hauteriviense continuando los slumps y desapareciendo los elementos de plataforma inconsolidados.

Durante el Lías las tasas de sedimentación resultante (25-40 mm/1000 años) son normales para una Plataforma carbonatada somera.

Para el Dogger las tasas de sedimentación obtenidas para cada dominio considerado son variables, así, en la Sierra Norte y sin calcular el posible hiato Calloviense-Oxfordiense inferior, presenta tasas del orden de 4,7 mm/1000 años (en sedimento litificado). En el sector central (dominio de Randa), donde las potencias son mayores representan tasas del orden de 12,5 mm/1000 años, mientras que el dominio de la Sierra de Levante, la tasa de sedimentación del conjunto del Dogger, incluida la Formación Cutri nos da tasas del orden de los 15,6 mm/1000 años, a excepción del subdominio septentrional que durante el Dogger actúa como Seamount y donde la potencia del mismo es en to dos los casos muy reducida o nula.

Para el Malm, la tasa de sedimentación calculada varía en el Dominio de la Sierra Norte desde los 6 mm/1000 años en la unidad de Alfabia (Series de Alfabia y

y Cuber) a los 1,7 mm de la serie de Son Vidal. Por el contrario tanto en el Dominio de Randa como en el Dominio de la Sierra de Levante las tasas son más elevadas desde los 8.5 mm/1000 años a los 17 mm/1000 años.

3.2. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

Los trabajos precedentes no han abordado el Jurásico de Mallorca de modo unitario y utilizando conjuntamente criterios estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos.

La diversidad de facies, como consecuencia de la existencia de varios ámbitos paleogeográficos, la complicación estructural y la problemática de las biozonaciones entre otras, son algunas de las dificultades que nos hemos encontrado a la hora de establecer un cuadro general de la Estratigrafía del Jurásico mallorquín.

Desde un punto de vista práctico hemos adoptado el criterio de subdividir la serie jurásica en varias unidades litoestratigráficas que denominamos generalmente con los nombres de "formación" y "miembro", sin pretender atribuirles, por el momento, un carácter formal, ya que para ello, según el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica será preciso realizar su definición en una publicación específica.

Este capítulo contiene una descripción general de estas unidades, enumeradas anteriormente, que no se pretende exhaustiva por limitaciones de espacio. Asimismo y teniendo en cuenta el objetivo de este trabajo, se describen principalmente los aspectos litoestratigráficos, haciendo solamente las referencias bioestratigráficas de -

carácter general que se consideran imprescindibles.

Los datos paleontológicos en que se sustentan se deben, además de los contenidos en la bibliografía, a los estudios realizados y en curso por los Dres. J. Ramirez del Pozo (Micropaleontología) y A. Goy Goy (Ammonites).

3.2.1. EL TRANSITO TRIASICO-JURASICO

El Triásico culmina en Mallorca con la sedimentación de una unidad carbonática de dolomicritas tableadas masivas, que recuerda a la Formación Imón (Goy et al., 1976) de la Cordillera Ibérica y a la que hemos dado el nombre de Formación Felanitx, sobre la que se superponen las unidades del Ciclo Jurásico.

En los dominios de Randa y de la Sierra de Levante esta unidad es muy potente, masiva y tableada, con fracturación vertical muy densa por lo que se fragmenta en pequeños paralelepípedos (cubitos) lo que le dá un aspecto característico, explotándose para áridos de construcción en numerosas canteras. En el dominio de la Sierra Norte, la sección es menos potente y presenta secuencias somerizantes de mudstones y wakestones de moluscos, a niveles laminados y brechas en una sucesión totalmente dolomitizada.

El tránsito inferior entre la facies Keuper y la Formación Felanitx es visible en el corte de Cala -- Tuent, en la Hoja de Pollensa, y ha sido descrito por Alvaro et al (1983). Aquí, en el tránsito se encuentran importantes intercalaciones de materiales básicos efusivos (coladas masivas, tobas y brechas soldadas, productos piroclásticos) que corresponden a un aparato subaéreo, con un epi-

sodio posterior a la efusión de alteración de estos materiales con la formación de costras ferralíticas y suelos calcimorfos. Seguidamente las coladas aparecen espilitizadas lo que se corresponde con el emplazamiento de las mismas en un ambiente de tipo Sebkha, tal como lo atestiguan las intercalaciones evaporíticas incluidas entre las mismas.

Ya en la parte superior aparecen las primeras secuencias carbonáticas de la Fm. Felanitx, del tipo "sallowing upwards" con intercalaciones lutíticas, y aún, con coladas basálticas intercaladas.

El tránsito superior entre la Fm. Felanitx y las dolomías de la base del Jurásico, aunque de difícil observación en la mayoría de los cortes, sin embargo es neto en los casos en los que se ha podido estudiar.

En la Figura 6 se presenta un esquema litoestratigráfico del Jurásico en los Dominios considerados.

3.2.2. SECUENCIA LIASICA

FORMACION MAL PAS

Sobre la Formación Felanitx del techo del Triásico se encuentra una unidad de dolomías oscuras, brechas y carniolas que afloran extensamente a lo largo de los Dominios de la Sierra Norte y de la Sierra de Levante.

Constituye un litosoma de aspecto masivo, ruiforme, formado por dolomías cristalinas, dolmicríticas, frecuentemente brechificadas, y veteadas, que ocasionalmente y por la disolución de algunos de los clastos de litología margodolomítica y dolomicrítica, adquieren un aspecto

to cavernoso (carniolas).

Esta unidad ha sido definida en el Corte - de Coll de Creveta a S'Atalaya en la hoja de Pollensa (644), donde sobre una Formación Felanitx poco potente se encuentra esta unidad bien desarrollada, hasta que en la parte - superior del corte, en S'Atalaya, aparecen los primeros horizontes bien individualizados de secuencias somerizantes de la unidad suprayacente. El tránsito con la unidad suprayacente es gradual en la mayoría de los cortes estudiados y como tal se ha representado (fig. 6). La potencia de la - unidad es variable aunque en la mayoría de los cortes medidos supera los cien metros. Esta formación normalmente es azoica, aunque se han observado Gasterópodos y texturas alga--les. No existen criterios para su datación, atribuyéndola - por criterios regionales al Lías inferior.

FORMACION ES BARRACA

Es una formación carbonática constituida - por una sucesión de grainstones y mudstones ordenados en - secuencias somerizantes de 0,5 a 5 m de potencia cada una. La potencia de la Formación se mantiene en valores comprendidos entre los 200 y 300 m. Normalmente la base de las - secuencias suele estar formada por conglomerados, rudsto- ne de oncolitos, grainstones oolíticos, grainstones, packes tone o wackestone bioclásticos o incluso por mudstones no bioturbados. El techo de las secuencias está formado por - mudstones en general bioturbados, mudstones laminados, la- minación algal, costras dolomíticas, brechas con señales - de exposición subaérea en muchos casos (estructura fenes- tral, láminas rotas, huellas, de desecación, tepees) o de situación hipersalina (moldes de evaporitas). En la Sierra Norte, predominan las secuencias que empiezan por wackesto

nes bioclásticos y mudstones, aunque siempre aparecen algunas cuya base está formada por grainstones oolíticos. En la Sierra de Levante, varía desde el sector septentrional al sector meridional. En la Sierra de Son Sastres, corte de la base del Cutri, son abundantes las secuencias cuya base son Packstones bioclásticos, las de grainstones oolíticos son frecuentes, e incluso alguna secuencia empieza por rudstones de oncolitos. En el sector de Amoixa, ya son predominantes las secuencias con rudstones oncolíticos y con grainstones oolíticos en la base, al igual que en la Isla de Cabrera. Las bases de las secuencias formadas por grainstones y rudstones, son claramente erosivas, y es frecuente observar estructuras tractivas en las bases de los canales oolíticos.

El límite superior de ésta Formación varía a lo largo del dominio de la Sierra Norte. Así, en el subdominio occidental, su límite superior lo constituyen o bien las margas de la Fm. Sa Moleta o bien las calizas encriníticas de la Formación Cosconar. En el resto de la Sierra Norte y en la Sierra de Levante su límite superior es un nivel de cuarzoarenitas, nivel que ha servido de horizonte guía para la totalidad de los geólogos que han estudiado el Jurásico de Mallorca, y que se encuentra también a techo de las Formaciones Sa Moleta y Cosconar.

El contenido paleontológico (Orbitopsella, Lingulina, etc) indica una edad Lías inferior-medio (Sinemuriense-Pliensbachiense).

Esta Formación es equivalente a la Formación Cuevas Labradas de la Cordillera Ibérica (Goy et al. 1976).

FORMACION SA MOLETA

Esta unidad está formada por margocalizas con abundante fauna nerítica (braquiópodos, lamelibranquios coralarios), ammonites, etc. Su potencia máxima es del orden de los 30 m. El tránsito con la unidad precedente (Formación Es Barraca) es brusco, y se halla coronada también de forma brusca por las cuarzoarenitas con estructuras tractivas del techo del Pleisbachiense. La fauna pertenece al Pleisbachiense superior y es conocida desde antiguo, siendo estudiada por primera vez en el yacimiento de Sa Moleta de Ca S'Hereu por La Marmora (1835). Aflora únicamente en el subdominio occidental de la Sierra Norte.

FORMACION COSCONAR

En otros puntos del subdominio occidental de la Sierra Norte como en la ladera occidental del Balitx frente a Sa Illeta (Hoja de Soller) y también en las proximidades de Es Cosconar (Hoja de Pollensa), aflora a techo de Formación Es Barraca una unidad formada por capas de 0,4 a 1 m de potencia de encrinitas con grandes belemnites. Los restos de crinoideos en algunos casos forman bolsadas en el sedimento, pero también es frecuente observar capas de encrinitas presentando estructuras tractivas unidireccionales. La potencia de esta unidad en El Cosconar es próxima a los 40 m. El límite superior de la unidad lo constituye, al igual que en la Formación Sa Moleta, el nivel de cuarzoarenitas del Pleisbachiense superior. Los tránsitos con las unidades infrayacentes (Formación Es Barraca) y suprayacentes (cuarzoarenitas) son bruscos y su relación con la Formación Sa Moleta se interpreta como una indentación lateral de facies.

CUARZOARENITAS

A techo de la Formación Es Barraca (o a pocos metros de él), cuando no existe la Formación Sa Moleta o la Formación Cosconar, o bien sobre estas unidades, en el subdominio occidental de la Sierra Norte, se encuentra un nivel de microconglomerados de cuarzo y cuarcitas, cuarzoarenitas y cuarzoarenitas calcáreas extendido por toda la Isla. La potencia de esta unidad es en todos los casos muy reducida, no sobrepasando los 10 m. La geometría de la misma es en forma de cuña con las mayores potencias en el subdominio occidental de la Sierra Norte, y con potencias mínimas (2 m. a 0,5 m) e incluso con distribución irregular en la Sierra de Levante. La distribución de facies refleja - asimismo esta geometría, con microconglomerados poco cementados en el subdominio occidental de la Sierra Norte, fuertemente cementados por carbonato cálcico en el resto de la Sierra Norte y con abundante mezcla de sedimento carbonático en la Sierra de Levante.

Internamente, presentan estructuras tractivas de escala media (0,2 a 0,5 m) con bimodalidades, y se interpreta como una entrada de material siliciclástico por el NW, depositado bajo una débil lámina de agua.

Comúnmente se le ha asignado a esta unidad una edad Pleinsbachiense superior (Domeriense), por el contenido fosilífero de las margas infrayacentes (Formación Sa Moleta) en el yacimiento de la Moleta de Ca S'Hereu. Como quiera que el Hard-Ground submarino que se desarrolla sobre esta unidad posee fauna del Toarciense medio, por nuestra parte le asignamos una edad Pleisbachiense superior-Toarciense inferior (?). Una revisión de la fauna de la Formación Sa Moleta y un estudio más detallado de la fauna

contenida en el Hard-Ground submarino suprayacente a las - cuarzoarenitas está en realización y, probablemente, permitirá precisar mejor la edad de este interesante horizonte por sus implicaciones paleogeográficas: caída del nivel - del mar y entrada de material siliciclástico de procedencia continental.

HARD-GROUND TOARCIENSE

Sobre las unidades anteriores, bien directamente sobre el nivel de cuarzoarenitas o unos metros por encima, se observa un Hard-Ground muy bien desarrollado en toda la Isla a excepción del subdominio septentrional de - la Sierra de Levante, donde su desarrollo es irregular. Este Hard Ground está formado por costras de láminas de óxido de hierro con alguna banda fosfática y trazas de manganeso, que tapizan a un sustrato rocoso corroído y engloban frecuentemente abundantes ammonites parcialmente ferruginizados. En el Puig de Sa Tortuga (Hoja de Artá) puede observarse en este Hard-Ground la presencia de estromatolitos - pelágicos (Fig. 10) como los descritos por Szulczewski - (1963) en el Bathoniense de los Montes Tatra (Cárpatos Occidentales, Polonia) Radwanski and Szulczewski (1965), Jenkyns (1971) y Bernuilli and Jenkyns (1974) en el Callovien se de los Montes Villary en Hungría, Sturani (1971) en los Alpes de Venecia y Wendt (1970) en Sicilia. Los ammonites hallados en este Hard-Ground en los cortes de Cantera Lloseta y en Can Guilló, ambos en la Sierra Norte, han dado - una edad Toarciense medio, zona bifrons, (dataciones realizadas por el Dr. Goy para el proyecto Magna).

La roca encajante de este Hard-Ground aún en los casos en que se desarrolla directamente encima de - las cuarzoarenitas es un packstone-grainstone bioclástico muy rico en artejos de crinoides.

3.2.3. SECUENCIA DEL DOGGER

AMMONITICO ROSSO INFERIOR

Directamente por encima del Hard Ground del Toarciense medio se desarrolla un primer nivel de calizas nodulosas que ha sido reconocido tanto en la Sierra Norte como en la Sierra de Levante. Presenta fauna de ammonites del Toarciense medio al Aalenense aunque generalmente es pobre en ellos.

Las facies nodulosas del Ammonítico Rosso Inferior son poco potentes (2-5 m), presentan coloraciones grisáceas y solo ocasionalmente rojizas, y son predominantemente calcáreas (corresponderían a un Ammonítico Rosso - Calcáreo en la clasificación de Aubouin, 1964). Comúnmente rellenan grietas formadas en el Hard-Ground.

FORMACION CUBER

Sobre el Ammonítico Rosso Inferior, tanto en el Dominio de la Sierra Norte como en el de la Sierra de Levante, y directamente sobre la Formación Felanitx de la Secuencia Triásica en algunas secciones del Dominio de Randa, se desarrolla una formación caracterizada por la alternancia rítmica de capas calcáreas y margosas de orden decimétrico a la que hemos denominado Formación Cúber. Esta formación es prácticamente inexistente en el subdominio septentrional de la Sierra de Levante, donde el Dogger está muy condensado, mientras que en el resto de la sierra su potencia no es homogénea, con espesores variables de 30 a 160 m, por el hecho de no tener la cuenca un substrato plano y en el caso de la Sierra de Levante, por el encajamiento de la unidad suprayacente.

La naturaleza margocalcárea de la unidad es característica y se manifiesta por la alternancia de niveles arcillosos con mudstones y wackestones finamente bioturbados, con abundantes Posidonia, radiolarios, pistas de Zoophycos, frecuentes ammonites y con numerosos nódulos de sílex en disposición estratiforme. En la mitad sur de la Isla esta unidad es más arcillosa siendo menor la proporción de mudstones y wackestones.

La edad de esta unidad incluye desde el Aalenense superior a parte del Bathoniense. El Aalenense ha podido datarse mediante ammonites en la base de esta unidad en Alfabia (Sierra Norte) y Llodrà (Sierra de Levante), -- mientras que el Bajociense inferior y el Bajociense inferior-medio se han datado en los cortes de Alfabia, Cúber y Cantera de Lloseta en la Sierra Norte. El techo de la formación no está bien caracterizado paleontológicamente, alcanzando el Bathoniense en la Sierra Norte. En algunos cortes (Son Vidal) parte del Bathoniense se presenta ya en facies nodulosas del tipo Ammonítico Rosso.

En el Corte de El Cutri, en la Sierra de Levante, Bourrouilh (1973) ha datado el Bajociense superior con Ammonites, pero en este corte la unidad es incompleta y está erosionada por la unidad suprayacente. En otros cortes de la Sierra de Levante donde la erosión de la unidad oolítica no es tan profunda se presenta una pequeña intercalación de falsas brechas de aspecto conglomerático seguida por un tramo de ritmita en facies muy ricas en Posidonia y radiolarios, facies que según Colom (1975) pertenecen al Bathoniense.

En el Dominio de Randa la parte superior de la unidad es Bathoniense (Colom 1975) caracterizada por

las facies ricas en Posidonia.

FORMACION CUTRI

Esta unidad que llega a sobrepasar ligeramente los cien metros de potencia en el Cutri está formada por grainstones oolíticos, grainstones-packestones de oolitos y filamentos (Posidonia), wackestones de filamentos - mudstones y lutitas. El contacto inferior de la unidad es erosivo, sobre la unidad inferior (Formación Cúber), mientras que el techo es plano y lo constituye la unidad de mar gas radiolaríticas y silexitas de la Formación Puig de Ses Fites. Aflora ampliamente en toda la Sierra de Levante, excepción hecha del subdominio septentrional aunque con potencias muy variables y siempre inferiores a la que presenta en el Cutri.

En esta unidad se han reconocido 6 facies deposicionales distintas (Alvaro et al 1983).

A). Grainstones oolíticos en canales de base erosiva y con estructuras tractivas a gran escala.

B). Grainstones oolíticos en canales laxos amalgamados presentando estructuras tractivas a gran escala o en capas turbidíticas.

C). Capas oolíticas aisladas con estructura turbidítica.

D). Capas turbidíticas T_{c-d} y T_{c-3} de 2 a 15 cm de potencia de grainstones y packestones de bioclastos (Posidonia) y peloides junto a algún oolito aislado, a mudstones.

E). Lutitas grises masivas.

F). Wackestones-packestones de Posidonia y mudstones bioturbados.

Las cinco primeras corresponden a episodios de resedimentación mientras que la última representa a la sedimentación hemipelágica (Alvaro et al. 1983, Barnolas et Simó, en prensa).

En la sección del Cutri se manifiesta una clara tendencia estratodecreciente en esta unidad, tendencia que es dominante en la mayoría de afloramientos.

La edad de la Formación viene definida por la de las unidades infrayacente y suprayacente. La edad de la formación suprayacente, que no está bien caracterizada por su contenido paleontológico, es sin embargo asimilada con gran fiabilidad al Oxfordiense, puesto que corresponde a un episodio de fácil correlación en diversos sectores del Tethys.

La sucesión de la Sierra de Levante de Mallorca tiene analogía con la descrita en los Alpes del Sur por Winterer y Bosellini (1981), donde el equivalente de la formación Cutri, la formación Vajont Limestones, con base erosiva y techo plano, es recubierta por las radiolaritas de la formación Forzazo, equivalente a la Formación Puig de Ses Fites. Una situación análoga se da en las unidades intermedias y en el Subbético externo septentrional de las Cordilleras Béticas, donde la Formación Jabalcuz, equivalente de la Formación Cutri, tiene un límite inferior erosivo sobre la ritmita margocalcárea (Formación de calizas tableadas de Los Baños) y un techo plano, sobre el que se formó un Hard Ground submarino recubierto por margas radiolaríticas de color rojo (Formación de margas radiolaríticas de la

Era de la Mesa), idénticas a las de Mallorca (Formación Puig de Ses Fites).

En ambos casos, tanto en los Alpes del Sur como en las Béticas, las formacionesoolíticas equivalentes de la Fm. Cutri han sido atribuidas al Bathoniense. En Mallorca, la Formación Cutri presenta microfauna Bathoniense, por lo que al ser una unidad de resedimentación de material de plataforma inconsolidado (ver capítulo de Sedimentología) aboga el principio de que la sedimentación en la plataforma y la resedimentación en el talud son coetáneas. Por ambos motivos hemos atribuido esta unidad al Bathoniense.

3.2.4. SECUENCIA DEL MALM

AMMONITICO ROSSO INTERMEDIO

Sobre la Formación Cúber en la Sierra Norte y en el Dominio de Randa, así como en algunos de los afloramientos del dominio de la Sierra de Levante que han sido enumerados en la Introducción, se desarrolla una unidad de falsas brechas de aspecto conglomerático, de colores rojos y grises y con frecuentes intercalaciones de niveles arcillosos de color rojo, cuya potencia varía entre unos 10 a 15 m.

En algunos de los cortes estudiados (p.ejem. Cúber) incluye intercalaciones de grainstones bioclásticos (lumaquelas de Eothrix recristalizadas) y conglomerados. El límite superior de este tramo de calizas nodulosas a las que denominamos Ammonítico Rosso Intermedio lo constituye la Formación Aumedrá en el Dominio de la Sierra Norte, la Formación Atalaya de Alcudia en el Dominio de la Sierra de Levante y la Formación Puig Alegre en el Dominio de Randa.

En las dataciones realizadas hasta el momento se ha reconocido la presencia del Bathoniense (en la Sierra Norte) y - del Oxfordiense medio-superior. El Calloviense y el Oxfordiense inferior no han sido caracterizados, y el Bathoniense es mal conocido por lo que un estudio detallado de esta unidad así, como de su tránsito con la Formación Cúber, por ammonites se está llevando a cabo actualmente.

En el subdominio septentrional de la Sierra de Levante, se desarrolla un potente tramo de facies nodulosas de esta edad, bastante margosas, que se caracterizan - por la presencia de una textura de aspecto fluidal, con una matriz anastomosada alrededor de los nódulos, con tránsitos graduales rápidos entre la matriz y los nódulos. En algunos puntos se observa que la matriz está totalmente neomorfizada por la dolomitización de la misma (no así los nódulos calizos), borrando la textura fluidal y adquiriendo la roca - un aspecto conglomerático.

FORMACION PUIG DE SES FITES

Esta unidad está formada por margas radioláriticas y calizas silicificadas con una potencia siempre inferior a los 10 m (5 m en el Puig de Ses Fites). Presenta - una laminación muy marcada en bandas más o menos silicificadas que se deben a la alternancia de niveles más o menos ricos en radiolarios. Esta Formación se caracteriza además - por la presencia de abundante bioturbación (Fig.) y - por su coloración rojiza. Localmente puede consistir exclusivamente en margas silíceas.

Esta unidad aflora únicamente en el Dominio de la Sierra de Levante, siendo su límite inferior la unidad de oolitos resedimentados del Dogger (Formación Cutri)

y su límite superior los grainstones bioclásticos resedimentados de la Formación Carboneres.

Esta formación presenta analogías con la Formación Forzazo de los Alpes del Sur (Winterer y Boseellini, 1981), y también con la Formación márgas radiolaríticas de la Era de la Mesa de las Unidades Intermedias de las Cordilleras Béticas (Ruiz Ortiz, 1980).

Tal y como ha sido explicado en la Introducción su edad se atribuye al Oxfordiense, presumiblemente Oxfordiense medio-superior.

FORMACION AUMEDRA

Está formada por calizas micríticas de color marrón en bancos decimétricos y con escasas juntas margosas. Aflora extensamente en el Dominio de la Sierra Norte siendo su límite inferior el Ammonítico Rosso Intermedio y su límite superior el Ammonítico Rosso Tithónico. La potencia de esta unidad varía ligeramente de los 65 m, en el pantano de Cúber, a ser inexistente en el corte de Son Vidal, donde el Ammonítico Rosso Tithónico descansa directamente sobre el Ammonítico Rosso Intermedio. Se trata de mudstones y wackestones con Eotrix alpina Lomb., Globochaete alpina Lomb., Spirillina, radiolarios, protoglobigerinas, Aptycus y Saccocoma. La asociación faunística indica una edad Kimmeridgiense.

FORMACION PUIG ALEGRE

En el Dominio de Randa, en el Malm, aparece una facies rítmica margocalcárea, muy similar a la de la Formación Cúber. Su límite inferior lo constituyen las

facies de calizas nodulosas del Ammonítico Rosso Intermedio mientras que en su límite superior, se disponen los grainstones bioclásticos resedimentados del Miembro Son Maciá - (Formación Puig d'en Borrás), mediante contacto erosivo.

Se distingue de la Formación Cúber, por poseer un color más blanquecino y por el contenido faunístico.

FORMACION ATALAYA DE ALCUDIA

Esta unidad está definida en el corte de la Atalaya de Alcudia, donde se apoya sobre las facies de calizas nodulosas del Ammonítico Rosso Intermedio. En otros cortes de la Sierra de Levante, único dominio en el que es tá presente, lo hace sobre los grainstones bioclásticos y de peloides de la Formación Carboneres.

Está formada por capas de micritas fétidas en general bien estratificadas, de espesor decimétrico a métrico, presentando algunas intercalaciones de niveles slumpizados y brechificados. La potencia de esta unidad en el corte de la Atalaya de Alcudia es del orden de los 200 m. mientras que en otros cortes es muy inferior.

La microfauna que presenta está formada por radiolarios, espículas de esponjas, ocasionalmente ostrácodos y Eotrix alpina Lomb. Su límite superior está formado por facies nodulosas y por los conglomerados de la base del Berriasiense en la serie tipo, y por los conglomerados de la Formación Puig d'en Borrás a través de un contacto claramente erosivo. Ocasionalmente esta unidad presenta alguna intercalación conglomerática (Puig de Sant Martí, - hojas de Pollensa-Inca). Por su contenido faunístico y po-

sición estratigráfica le hemos asignado una edad kimmeridgiense.

FORMACION CARBONERES

La Formación Carboneres está formada por una sucesión de capas de espesor decimétrico a métrico de grainstones bioclásticos gris oscuros, con silicificación abundante relleno de la porosidad entre los clastos. Esta silicificación, unida al brillo de los abundantes fragmentos de crinoideos al fracturar la roca, confiere un aspecto característico a las rocas de esta unidad. Básicamente están constituidas por peloides, fragmentos de equinodermos (crinoideos), foraminíferos bentónicos y fragmentos de moluscos.

Su límite inferior lo constituye la unidad Formación Puig de Ses Fites, mientras que su límite superior, lo constituyen los mudstones negros de la Formación Atalaya de Alcudia.

La potencia de esta unidad es del orden de los 20 m. y se le atribuye una edad Kimmeridgiense inferior en base a su posición estratigráfica.

AMMONITICO ROSSO SUPERIOR

Sobre la Formación Aumedrá en la Sierra Norte se desarrolla un tramo de calizas nodulosas rojizas en facies Ammonítico Rosso, cuya potencia varia de 10 a 20 m., y a la que denominamos Ammonítico Rosso Superior. Este tramo, que contiene abundantes ammonites y braquiópodos en todos los afloramientos, ha sido datado como Tithónico. Por microfacies este tramo en facies Ammonítico Rosso se caracte

teriza por la presencia en la parte alta de Calpionella alpina Lor. y Calpionella elliptica Cad.

El límite superior de esta unidad lo constituyen las margas y micritas blancas con *Nannoconus* (facies maiolica) del Cretácico inferior (Berriasiense).

Intercalados con estas facies se encuentran algunos niveles decimétricos de grainstones bioclásticos - de color blanco que contrastan con el color rosado de las facies nodulosas. Estos niveles, que ya habían sido estudiados por Fallot (1922) y Colom (1947), están formados - por clastos procedentes de la plataforma (oolitos, foraminíferos) que han sido resedimentados.

Checa et al (1983) citan la presencia de - intercalaciones calcareníticas en el Ammonítico Rosso Tithónico de la Sierra del Ahillo (Subbético externo, Cordilleras Béticas) con secuencias turbidíticas que interpretan como generadas por tormentas (Tormentitas).

FORMACION PUIG D'EN BORRAS

Consiste en una unidad formada por grainstones bioclásticos, oolíticos, niveles de conglomerados, - olistostromas y slumps, que alternan con tramos de mudstones con radiolarios más o menos silicificados. En los niveles de conglomerados abundan los fragmentos de corales totalmente silicificados.

Se han diferenciado dos miembros según predominen los grainstones oolíticos y bioclásticos (Miembro Son Maciá), de amplia representación en la mitad meridional de la Sierra de Levante, en el Somnio de Randa y tam-

bién en la Isla de Cabrera, o bien los mudstones silicificados con Slumps (Miembro Sa Caleta) del subdominio septentrional de la Sierra de Levante. El contacto basal de esta unidad es erosivo, sobre las Formaciones Puig Alegre y Atalaya de Alcudia mientras que su límite superior lo constituyen las facies blancas del Cretácico inferior (facies - maiolica) que presentan en la Sierra de Levante un nivel - conglomerático en la base (debris flow) de extensión regional.

Por la presencia de Calpionellas del Tithónico se ha atribuido esta edad a la unidad. La potencia de la unidad es variable como corresponde a su naturaleza deposicional, habiéndose medido secciones con un máximo de - 150 m.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Second block of faint, illegible text, appearing as a separate paragraph or section.

A small, vertically oriented mark or signature located in the center of the page.

4. SEDIMENTOLOGIA

A. Barnolas y A. Simó

4.1. INTRODUCCION

La Isla de Mallorca corresponde a la prolongación oriental de las Cordilleras Béticas. Es decir, pertenece a las cordilleras de tipo Alpino que son el resultado de la deformación y eliminación de cuencas oceánicas y márgenes continentales (Tethys) previamente formados (Bernouilli, 1981).

El estudio de las facies sedimentarias en el contexto de la evolución del margen continental es un requisito para la reconstrucción de la paleotectónica y evolución del Tethys durante el Mesozoico (Bernouilli and Lemoine, 1980).

La formación de las cadenas Alpinas permite estudiar en campo las cuencas y márgenes del Tethys. No obstante, la deformación a que están sometidas dificulta su reconstrucción, por lo que la comparación con márgenes continentales no deformados (Graciansky et al 1979; Bernouilli, 1972; Montadert et al 1979) es necesaria para comprender la anatomía de los márgenes deformados. Los Alpes del Sur, en el Norte de Italia, probablemente conservan la más completa y menos deformada secuencia del margen continental pasivo del Mesozoico en el Tethys (Winterer and Bose--llini, 1981).

Las características iniciales de un margen continental dependen de la costeza (tipo, distribución y -

espesor), y de la dirección relativa de movimiento de la misma (Emery, 1977). Estos aspectos han sido tratados en las cadenas alpinas mediterráneas por diversos autores: Alvarez et al (1974), Auzende et al (1973), Bayer et al (1973), Bernouilli & Jenkyns (1974), Bernouilli & Lemoine (1980), Bernouilli (1981), Bourbon et al (1977), Dewey et al (1973), Hsü (1976), Laubscher (1975), Le Pichon & Blanchet (1978), Biju-Duval et al (1977) y otros.

Los márgenes continentales del Tethys son del tipo pasivo o Atlántico (Bernouilli & Jenkyns 1974, D'Argenio 1976, Cracionskv et al 1979, Montadert et al 1979, García Hernández et al 1980, Bernouilli 1981, Winterer & Bossellini 1981 y otros). La evolución de un margen pasivo se desarrolla en tres fases principales (Bally, 1981): 1) la fase de rifting, que implica el adelgazamiento de la litosfera y la subida del manto, y se caracteriza por una tectónica de horts y grabens; 2) el inicio de la expansión (drifting), que implica la separación de la litosfera continental, emplazándose por primera vez corteza oceánica. En el margen continental esta fase queda representada por una disconformidad que recibe el nombre de disconformidad de ruptura (Break-up unconformity); y 3) la fase principal de expansión (drifting), en la que domina la subsidencia general.

A escala de la Isla de Mallorca las fases de formación de un margen pasivo descritas anteriormente se ven reflejadas de la siguiente forma:

1) etapa de rifting con sedimentación detrítica continental, evaporitas y carbonatos syn-rift, del Triásico, con vulcanismo basáltico. Estos materiales están acomodados en horts y grabens que serán fosilizados por una plataforma carbonatada liásica.

2) el inicio de la expansión (drifting) - tiene lugar durante el Toarciense superior. La disconformidad de ruptura (Break-up unconformity) está representada - por un hard-ground Toarciense que da paso a una sedimentación de tipo margen continental pasivo. En el Atlántico y Liguria-Piedemonte aparece corteza oceánica (Bernoulli, 1981).

3) etapa principal de expansión (drifting) con masiva subsidencia de altos fondos durante el Berriasiense-Valanginiense coincidiendo con la apertura del Atlántico central.

El mecanismo de formación de un margen de tipo Atlántico en el Tethys es por fracturación en bloques (Winterer & Bosellini, 1981). Las fallas son lístricas (Bally et al 1981), lineares y disectadas por fallas de desgarre.

4.2. PLATAFORMA CARBORNATADA LIASICA

Los modelos de plataforma carbonatada son importantes para comprender la distribución de las facies. La evolución de las facies está controlada por la evolución de los modelos de plataforma respecto a variaciones - del nivel del mar, situación estructural, clima, etc. En - los últimos años se ha realizado un esfuerzo para uniformizar los términos usados en plataformas carbonatadas y su - evolución (Ahr, 1973; Ginsburg & James, 1974; Wilson 1975; Read 1982).

Read (1982) considera el término "plataforma" como término general y los términos: "rampa", "shelf" con barrera (rimmed shelf), "plataformas aisladas" y "plataformas hundidas" (drowned platforms), para describir geo

metrías de cuñas carbonáticas en dos dimensiones. Igualmente define el término de "cuenca intra-shelf" como elemento interno en rampas y shelves.

Las rampas carbonatadas presentan pendientes poco acentuadas (menos de 1°) en donde facies someras pasan a facies profundas (Ahr, 1973). Se diferencia por presentar arenas carbonáticas de alta energía cerca de la línea de costa, sin brechas ni resedimentación carbonática en cuenca (Read, 1982). Las rampas se desarrollan en crisis (climáticas, tectónicas, globales, de áreas geográficas), y en general asociadas o bien a subidas del nivel del mar (inundación de áreas denudadas emergidas, o sobre shelf con barreras hundidas), o bien a flexuración por fracturación (Read, en prensa). Se subdividen en rampas homoclinales y rampas distalmente truncadas (Read, 1982). Los complejos de barras someras se sitúan según el siguiente esquema (Read, en prensa); o bien como barras esqueléticas de oolitos franjeantes; o bien como complejos de rampas homoclinares o en rampas truncadas con baja energía. Los complejos de playa-duna con extensos niveles de capas de arenas (sand sheets) se sitúan en rampas truncadas de alta energía. Las rampas tienden a evolucionar a shelf con barrera, o bien inundarse (drowning) (Read, 1982).

Los shelves carbonatados con barrera (rimmed carbonate shelves) corresponden a plataformas someras con una barrera continua o discontinua de alta energía, la cual marca un incremento de pendiente hacia aguas profundas (Ginsburg & James, 1974). Siguen el principio de "Bucket" (Schlager, 1981) en que la barrera es una zona de alta producción y relieve positivo (shoal, arrecifes) flanqueada por sedimentos menos competentes en el interior. Se desarrollan, en general, a partir de una rampa carbonática

(Read, 1982) con alta producción de carbonatos en la barrera (Kendall & Schlager, 1981; Read 1982). Son más comunes en áreas de clima cálido, donde las condiciones son más favorables. En el registro antiguo corresponden a facies cíclicas de carbonatos sub o supramareales que cubren la mayor parte de la plataforma, pasando a facies de lagoon hacia tierra, y a arenas carbonáticas hacia la barrera (Wilson, 1975).

Las plataformas aisladas se desarrollan en áreas de rifting y rápida subsidencia (Mullins & Lynts, - 1976), y son áreas con sedimentación de aguas poco profundas rodeadas por sedimentación profunda (Wilson, 1975). Una de las mayores diferencias entre plataformas aisladas y otras plataformas es que sus márgenes pueden ser en dirección al viento (winward) o protegidos del viento (leeward) (Mullins & Neumann, 1979), y a su vez cada uno restringido o abierto (Hine et al 1981 a,b; Mullins & Neumann, 1979; - Hine and Neumann, 1977). Los márgenes que producen mayor transporte hacia la cuenca son los márgenes protegidos del viento abiertos y los márgenes hacia el viento restringidos (Hine, 1983). No obstante, las fluctuaciones del nivel del mar y las tormentas juegan un papel dominante en el transporte hacia cuenca. El transporte de materiales de plataforma hacia cuenca ocurre en pulsaciones cortas con alta resedimentación, separada por períodos de litificación, erosión, decantación, etc, y durante una subida relativa del mar que permita un máximo de producción carbonática (Lynts et al, 1973; Schlager & Chermak, 1979; Crevello & Schlager, 1980; Hine et al, 1981 a,b; Mullins et al, 1981; Schlager & Ginsburg, 1981; Mullins, 1982 a y b, Hine 1983) contrariamente a lo que ocurre con detríticos (Mullins, - 1983 a). Otra diferencia es que en detríticos suele haber un cañon alimentador de un cono, y en carbonatos la resedi

mentación ocurre a lo largo de todo el eje de plataforma (Schlager & Chermak, 1979; Mullins, 1983 a y b). El relieve entre plataforma y cuenca aumenta al aumentar la subsidencia y verse compensado por el crecimiento en vertical de la plataforma (Mullins & Neumann 1979; Schlager & Chermak, 1979; Hooke & Schlager, 1980; Schlager & Ginsburg, 1981).

Las cuencas intrashelf se desarrollan durante una subida relativa del nivel del mar, cuando el lagoon no se adapta a la subida y sí los márgenes con tasa de sedimentación mayor. El nivel de base de la cuenca permanece por debajo del nivel de acción de oleaje y tiene una decena de metros de profundidad (Read, 1980; Read, 1982).

4.2.1. TIDAL FLAT DEL TRIASICO SUPERIOR

Corresponde a la formación Felanitx. Se sitúa por encima de dolomías con frecuentes intercalaciones de arcillas rojas y verdes con cantos, costras de hierro y niveles volcánicos basálticos. De forma brusca, estos niveles pasan a dolomicritas con alternancia de bandas gris oscuro y gris claro, que constituyen por entero la formación. Se extiende por toda la Isla con el mismo carácter.

Las laminaciones son centimétricas, variando de 2 a 10 cm y pueden ser plano paralelas a nivel de afloramiento, con pequeña truncación de capas, o bien, alternancia de plano-paralelas con canales. En este caso las capas son muy discontinuas. Las láminas están formadas por mudstone -wackestone de pellets, algas cianofíceas laminadas, y costras dolomíticas. La bioturbación es milimétrica y poco apreciable a simple vista, siendo muy raras las trazas de evaporitas. Todo el conjunto está dolomitizado.

Se interpreta como un tidal flat de baja energía, húmedo (clasificación de James, 1979), en subambiente intermareal y supramareal. La laminación, se debe a periódicas mareas vivas e inundaciones por tormentas, que depositan mudstones pelletoidales como los descritos por Hardie & Ginsburg, 1977). Por encima, las algas cianofíceas colonizan la topografía y en algunos lugares se forman cos tras dolomíticas (descritas en Bahamas por Shinn et al - 1969). La superficie del tidal flat estaría disectada por canales de marea. La dolomitización tendría lugar en fases muy tempranas (modelos de Illing et al, 1965; Shinn et al 1969).

4.2.2. PLATAFORMA Y CUENCA INTRASHELF LIASICA

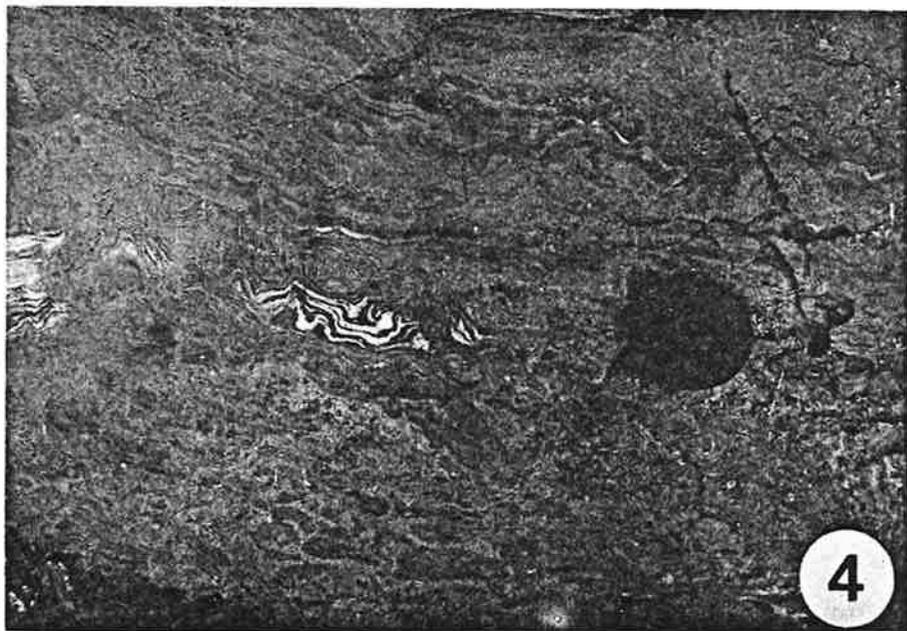
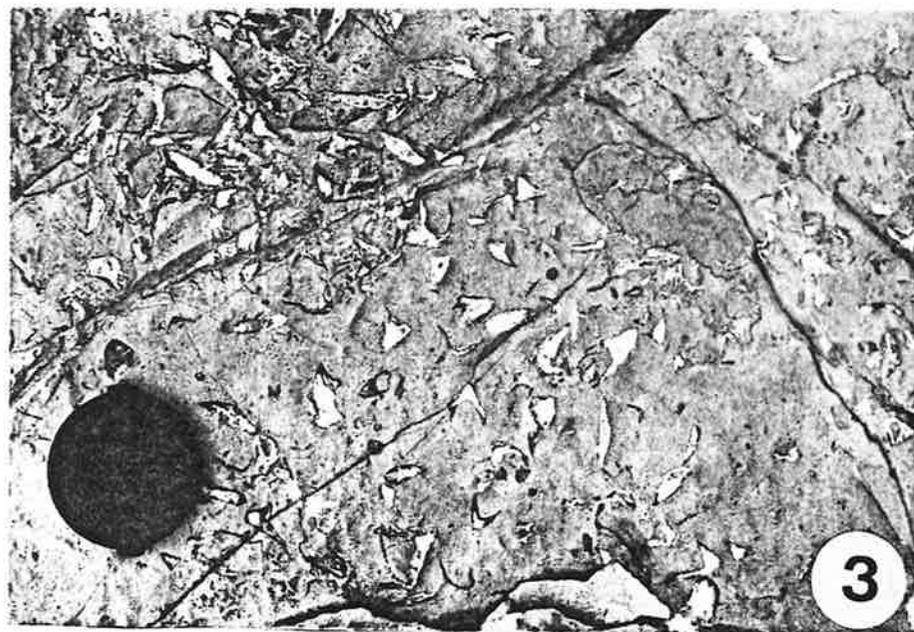
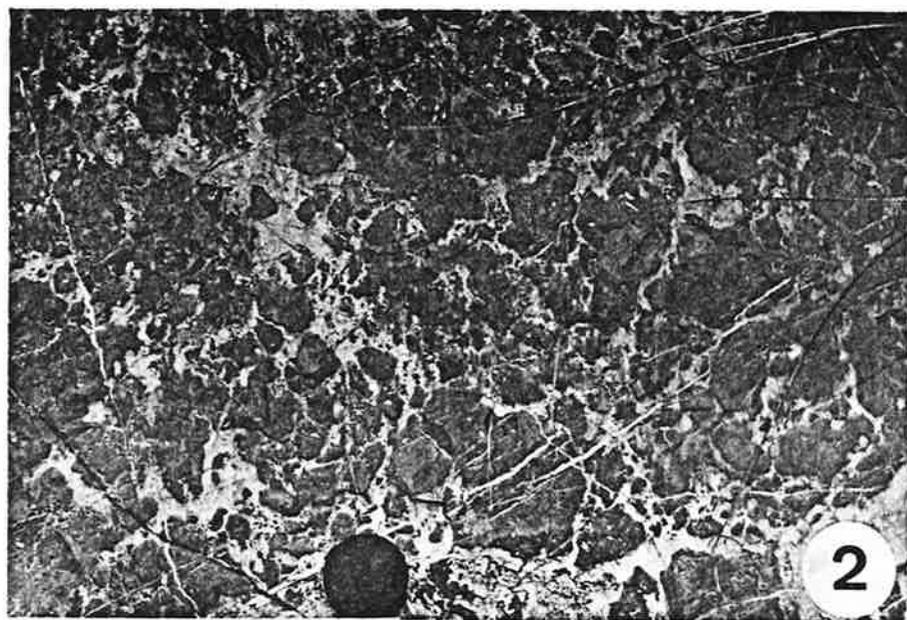
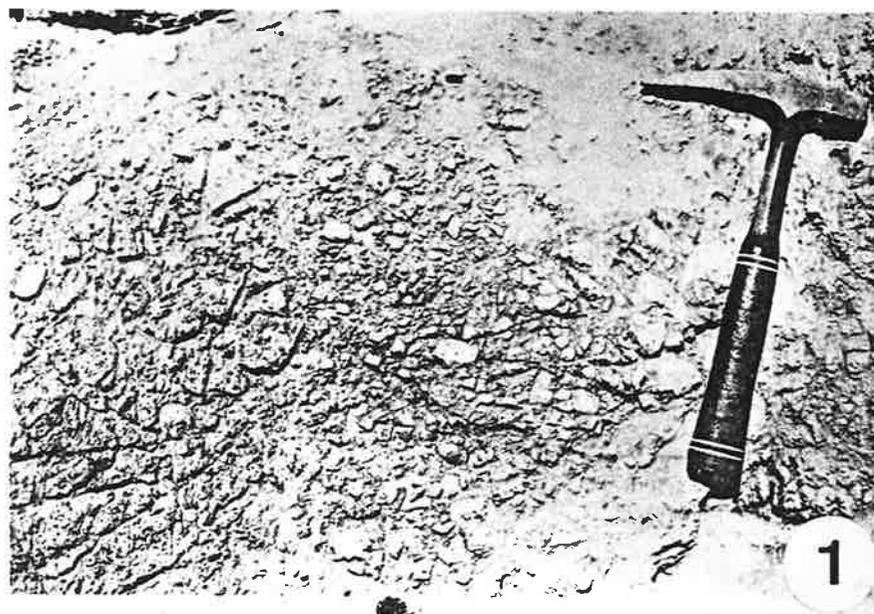
Corresponde al conjunto formado por las do lomías y brechas de la Formación Mal Pas, a las calizas de la Formación Es Barraca, a las calcilimolitas y limolitas arcillosas de la Formación Sa Moleta, y a las encrinitas de la Formación Cosconar. El límite inferior corresponde al tránsito brusco con el tidal flat Rethiense, y el límite superior al hard-ground Toarciense.

Se han diferenciado las siguientes litofacies:

a).- Dolomías masivas gris oscuro. Presentan geometría lenticular con una base que afecta hasta las dolomías Rethienses y un techo discontinuo con parches sin dolomitizar. Corresponden a dolesparitas con un mosaico de cristales euhedrales a subhedrales, zonados y de 100 a 200 micras. Comunmente presentas brechas.

b).- Brechas. Se han distinguido tres ti-

Figura 8.- Litofacies de la Plataforma Liásica. (1) Brechas dolomíticas, Sa Caleta. (2) Superficie de capa con dolomitización diferencial y brechificación por raíces, Cutri. (3) Wackestones de gasterópodos. Porosidad intrapartícula rellena por cemento esparítico, Cutri. (4) Laminación algal y brechas, Cutri.



pos: 1) brechas por trazas de raíces, sobre superficies dolomitizadas, y acentuadas por dolomitización diferencial - (fig. 8); 2) brechas por rotura de costras dolomitizadas y estromatolitos (fig. 8); y 3) brechas caóticas (fig. 8) - que presentan bases erosivas, y a techo niveles estromatolíticos. Estas últimas forman capas de 2 a 0,5 m.

c).- Rudstone oncolítico, grainstone oolítico, wackestone bioclástico y estromatolitos, en secuencias somerizantes de 0,2 a 2 m. Bases localmente erosivas, en las que puede haber rudstone a floatstone oncolítico y matriz bioclástica con estratificación cruzada, o bien, - grainstone oolítico o bioclástico. Pasan verticalmente a - wackestone de gasterópodos (fig.8) o de fragmentos de bivalvos. El techo presenta algas cianofíceas, costras dolomitizadas o brechas.

d) Wackestone a Packestone de fragmentos de crinoides. Segmentos de crinoides en alineaciones o bolsadas, y localmente formando barras tractivas de 20 a 30 - cm. Están bien estratificadas en capas de 40 a 60 cm.

e).- Calcilimolitas y limolitas arcillosas muy bioturbadas, en capas irregulares de 10 a 20 cm. con - fauna nerítica.

f).- Cuarzarenitas y microconglomerados con cantos predominantemente de cuarzo y de cuarcita en capas de 0,2 a 2 m. de potencia con estructuras tractivas.

En la fig. 9 se representa la relación lateral y temporal de las litofacies descritas.

Por debajo del hard-ground Toarciense y del

nivel de cuarzoarenitas las series son diferentes, pero con un carácter profundizante hacia techo generalizado.

Sobre las dolomías y brechas caóticas se desarrolla un tramo con abundantes niveles de estromatolitos laminados y crenulados, y por encima ciclos somerizantes de oolitos y mudstones con dolomitización diferencial. Verticalmente pasan a niveles de encrinetas locales, o bien a oolitos, mudstones bioturbados y estromatolitos. Estos niveles, hacia el SW de la Isla son más frecuentes, aumentando la potencia del tramo en general y de los ciclos, y pasando de ciclos oolíticos a oncolíticos con estructuras tractivas. Al mismo tiempo de la deposición de este tramo superior oolítico-oncolítico, en el NE de la Isla se depositan limolitas y encrinetas. Todo el conjunto está erosionado por la entrada de cuarzoes detriticos y un hard-ground Toarciense medio-superior.

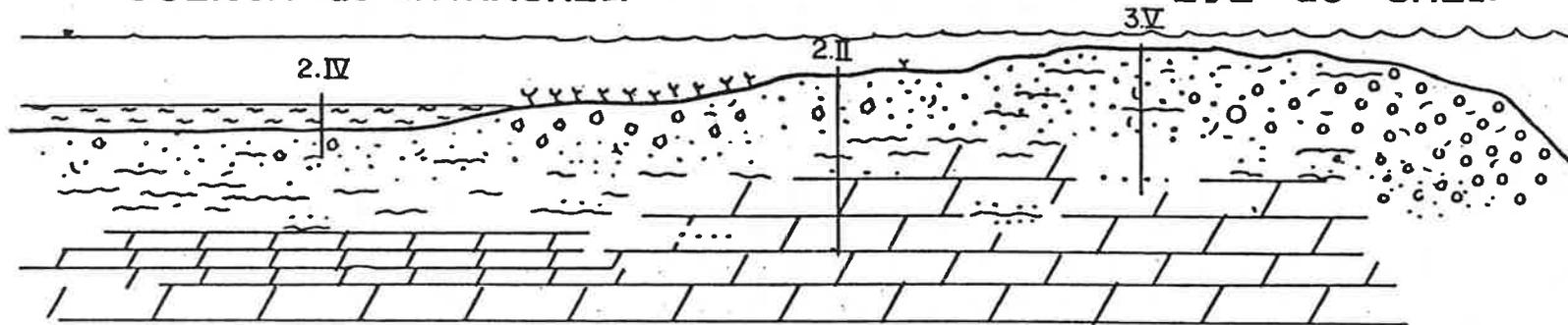
La geometría deposicional de la plataforma jurásica, deducida de la situación lateral de las series, varía con el tiempo y está controlada por los cambios relativos del nivel del mar. El primer estadio (Hettangiense-Plienbaquiense inferior) se caracteriza por un shelf, probablemente rampa, con sedimentación de tidal flat carbonático que va evolucionando vertical y lateralmente a facies de lagoon, con algunas barras oolíticas aisladas, y a facies de barrera interna de un shelf. La asociación de facies sugiere una situación de cuenca abierta hacia el SE. Esta evolución de probable rampa a shelf con barrera está ligada a una subida relativa del nivel del mar durante el Hettangiense-Pliensbaquiense medio (Hallan, 1981).

En la zona interna de la plataforma (NW de

NW/SE

CUENCA de INTRASHELF

EJE de SHELF



-  secuencias somerizantes oncolítico-estromatolíticas
-  " " oolítico-estromatolíticas
-  intermareal supramareal, estromatolitos
-  crinoide, encrinitas
-  limolitas
-  dolomias

Fig. 9.- Modelo deposicional de la plataforma carbonática liásica.
Los números indican las paradas. No a escala.

la Isla) y durante el tránsito Plienbaquiense Inferior-Su-
perior existe un cambio brusco en la sedimentación (fig. -
9), depositándose limolitas y calcilimolitas con fauna ne-
rítica y encrinidas. Las limolitas se depositaron por deba-
jo del nivel normal de oleaje. Las encrinidas, exceptuando
alguna barra tractiva aislada, se depositaron en medio tran-
quilo. En la zona externa de la plataforma (SE), simultá-
neamente a la deposición de facies neríticas se depositan
calizas oolíticas y oncolitos, en ciclos semejantes y más
potentes que los anteriores y con estructuras energéticas
de tamaño mayor. La barrera tendría una cara a mar abierto
con ciclos oncolíticos, y una cara interna con oolitos y -
estromatolitos en ciclos poco potentes y esporádicas emer-
siones. Esta situación corresponde a la de un shelve con -
barrera, que presenta una cuenca interna con sedimentación
tranquila y oxigenada, y una barrera activa y con fuerte -
relieve (fig. 9). Se debería a una subida brusca del nivel
del mar durante el Plienbaquiense Superior (Hallan, 1981;
Vail et al 1977), en que la barrera respondería a esta su-
bida con una tasa de sedimentación elevada (fase de catch-
up, Kendall & Schlager, 1981). En la zona interna la sedi-
mentación habría quedado inhibida y al iniciarse de nuevo
se realizaría en otras condiciones de deposición (Read, -
1982).

La dolomitización masiva está más desarro-
llada en la zona de la barrera interna. El proceso de dolo-
mitización se realizaría por reemplazamiento del carbonato
de las facies de barrera interna, en una etapa diagenética
temprana, mediante mecanismos de mezcla de agua (modelos
de Hanshaw, Back & Deike, 1971, Land 1973, en Giner 1980),
en un medio húmedo con un equilibrio hidrológico estable -
(siguiendo el esquema de Land, 1982).

El modelo deposicional propuesto, con una cuenca intrashelf situada al NW y una barrera hacia el SW, y con el mar abierto hacia el SE, está refrendado por: 1) la asociación de facies del Liásico sitúa el mar abierto - hacia el SE; 2) la entrada de cuarzós detríticos durante - el Plienbaquiense superior-Toarciense inferior ? indica un área fuente al NW, donde hay mayores potencias; y 3) la - evolución de la sedimentación del Jurásico Medio y Superior y del Cretácico, indican una polaridad de la cuenca hacia - el SE.

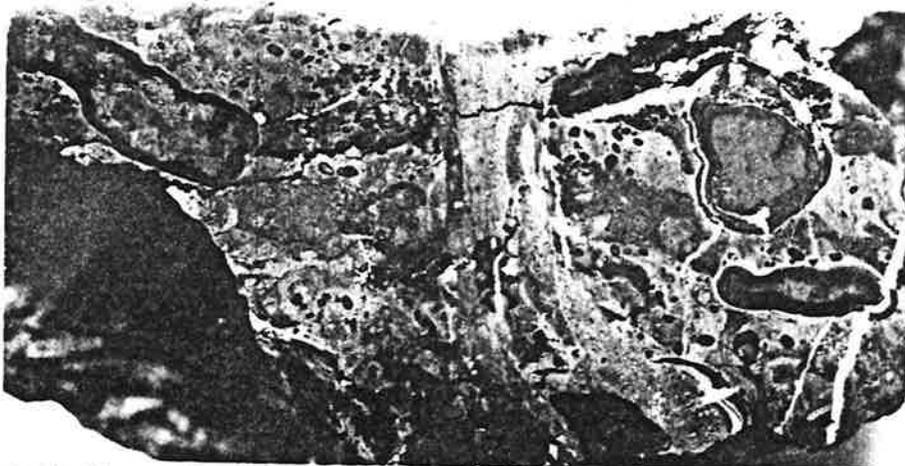
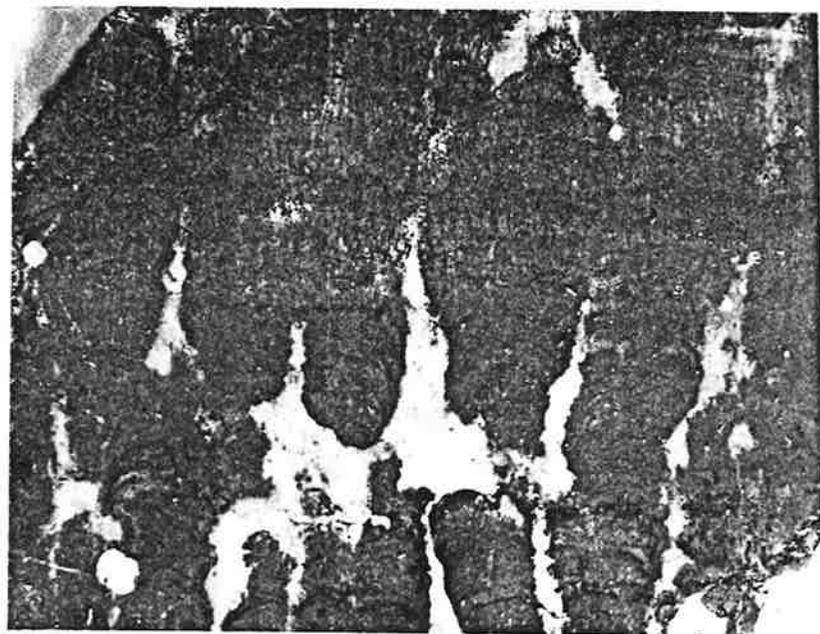
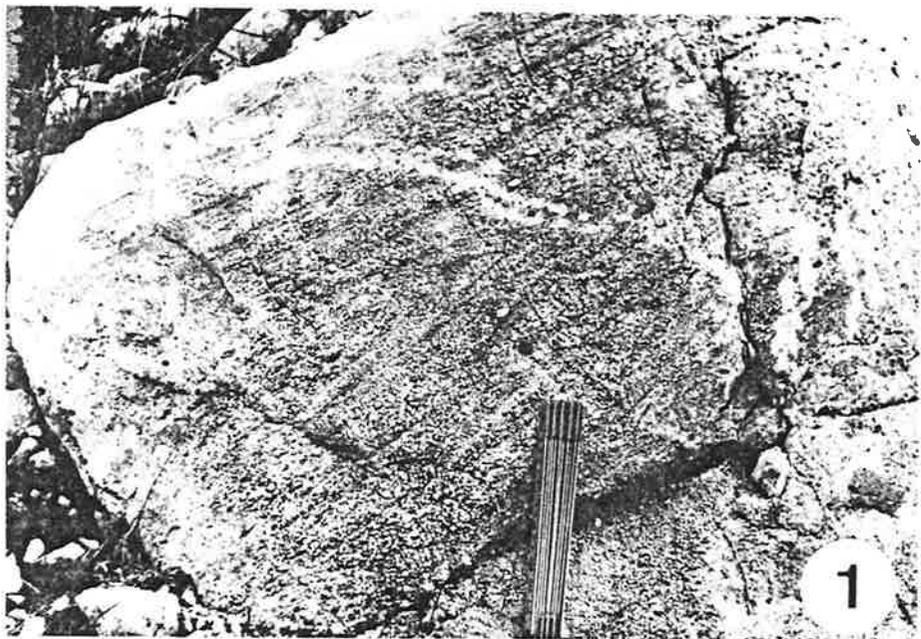
4.3. DISCONFORMIDAD DE RUPTURA

La plataforma con barrera Liásica se ve - truncada por la entrada de cuarzós detríticos esféricos y redondeados (fig. 10). La edad es incierta posiblemente - Plienbaquiense superior-Toarciense inferior?(Colom, 1947). La cuña de cuarzós es más potente (5-7 m) en el NW (Dominio de la Sierra Norte), presentando base canalizada, estructu - ras tractivas y poca cementación. Al SE (Sierra de Levante) la potencia es menor (1 m) y aparecen en general en bolsa - das de pocos centímetros, o bien están ausentes. En el sec - tor central (Randa) no se observan los cuarzós, faltando - asimismo, parte de la plataforma Liásica.

Esta geometría sugiere un área fuente situa - da al NW, con deposición fluvial. Hacia el SE los cuarzós - están retrabajados por corrientes litorales (fig. 9) que los redistribuye por toda la plataforma de manera irregu - lar.

Por encima de ellos en algunos lugares se desarrollan capas de dolomías. Encima de las dolomías o a escasos centímetros de los cuarzós, se observa un hard-

Figura 10. Cuarzoarenitas Pliensbachiense - Toarciense inferior (?) y Hard-Ground Toarciense medio. (1) Microconglomerados de cuarzo con estratificación cruzada, Cúber. (2) Estromatolito columnar, de color rojo, con horizontes de óxido de hierro (líneas oscuras) y presencia de facies Ammonítico Rosso entre las columnas estromatolíticas, Puig de Sa Tortuga. (3) Hard-Ground noduloso, Puig de Ses Fites. (4) Sección pulida del Hard-Ground pisolítico. Presenta una fisura rellena por facies Ammonítico Rosso, Cantera de Lloseta.



ground de edad Toarciense Medio-Superior.

Hard-Ground:

Por encima de los materiales anteriores se desarrolla una costra ferruginosa de 5 a 10 cm de potencia (fig. 10) con niveles de acumulación de Ammonites corroidos. El color es rojo intenso, negro y marrón. El hard-ground - presenta un perfil en el que se diferencia una costra superior de algunos centímetros de potencia (fig. 10) y un nivel inferior -de hasta 2 m- en que las rocas presentan fisuras y venas ferruginosas, presentando asimismo los componentes envueltas ferruginosas.

La ferruginización aumenta hacia el techo. En los centímetros superiores afecta a mudstones-wackestones con foraminíferos pelágicos, y en los metros inferiores a las dolomías y calizas Liásicas.

Se han diferenciado 5 diferentes tipos litológicos en la costra endurecida:

a) Estromatolitos de color rojo, con láminas ferruginosas y dendritas y textura columnar. Presentan facies pelágicas entre las columnas y fisuras rellenas de facies Ammonítico Rosso (fig. 10). Recuerdan a los descritos por Jenkyns (1971), y Bernoulli & Jenkyns (1974).

b) Pisolitos ferruginosos marrones (fig. - 10). Envueltas ferruginosas de 20 a 30 micras entorno a calizas y algunos fragmentos esqueléticos. Formas irregulares, con tendencia subesférica y un plano mayor. Comunmente en agrupaciones y con gradación inversa (in place). Tamaño inferior de 2 mm a 8 cm.

c) Costra ferruginosa negra, de 0,5 a 2 cm de potencia y geometría botroidal (fig. 15).

d) Nódulos ferruginosos, de color marrón, con abundantes Ammonites corroidos. Potencia constante de 10 a 15 cm (fig. 10). Presenta pisolitos aislados, burrows y niveles irregulares de costras de hierro de 1-2 mm.

e) Fisuras afectando a las litofacies anteriores, que cortan pisolitos, costras y estromatolitos y están rellenas por facies Ammonítico Rosso (fig. 10).

Comunmente los pisolitos se encuentran por debajo de las costras y estromatolitos, o bien entre nódulos ferruginosos. No se han observado las litofacies a, c y d juntas.

Los procesos observados son: fisuración, perforación, corrosión y deposición. La tasa de sedimentación es baja, evaluándose en torno a 1 mm/20.000 años. Los procesos de fisuración, perforación y corrosión modifican esta cifra. Los sedimentos son fangos carbonáticos marinos con mezcla de fauna pelágica y de plataforma y envueltas ferruginosas. Las perforaciones son comunes en las costras endurecidas (Wilson, 1975). La corrosión afecta a la microestructura de los Ammonites y algunas superficies de pisolitos y normalmente está marcada por una pequeña película ferruginosa. La fisuración es posterior a la costra, cortando indiferentemente a las litologías descritas. En pocas ocasiones afecta a los materiales situados por debajo de la costra. Corresponden a diques neptúnicos y están rellenos por facies Ammonítico Rosso.

El hard-ground descrito está situado entre

facies de plataforma carbonática en la base y facies de márgen continental en el techo (ver próximo capítulo). Es decir, corresponde a la etapa de fracturación de la plataforma, que da paso a la sedimentación carbonática profunda - (disconformidad de fractura, Break-up unconformity)

4.4. MARGEN CONTINENTAL: DOGGER Y MALM

4.4.1. INTRODUCCIÓN

Las facies deposicionales del Dogger y Malm de Mallorca corresponden a facies de alto fondo, talud y - cuenca carbonática de un márgen continental de tipo Atlántico. No se observan facies de plataforma.

La topografía de los márgenes continentales está definida por altos fondos, plataformas y plateaus (Jenkyns, 1978). En el Tethys la geometría de los márgenes continentales de tipo Atlántico, durante el Jurásico y el Cretácico se caracteriza por lineaciones de altos fondos, plataformas, plataformas aisladas y cuencas, que coinciden -- con horst y grabens asimétricos, creados por fallas listricas (Graciansky et al, 1979; D'Argenio, 1976; Bernoulli & Jenkyns, 1974; Montadert et al 1977 y otros).

Recientemente se han publicado numerosos - trabajos sobre márgenes de plataformas carbonáticas (Laporte, 1974; Wilson, 1975; Enos, 1977; Toomey, 1981; Schlager & Ginsburg, 1981; Playford, 1980; Holley et al 1983; James 1983; Kendall & Schlager, 1981; Read 1982; James & Mountjoy, 1983) y de carbonatos de aguas profundas (Cook et al. 1972; Cook & Enos, 1971; Mcttreath & James, 1979; Cook 1982 Cook & Mullins, 1983; Cook, 1983 a y b) con el objeto de -

clasificar, describir e interpretar los mecanismos de deposición.

Los taludes deposicionales presentan un cinturón de facies consistente en: a) un escarpe superior, con pendientes mayores a 45° ; b) un talud superior, con una pendiente de 4° a 15° , que presenta un tramo superior con material cementado de arenas de plataforma y arcillas pelágicas y un tramo inferior caracterizado por cañones o bien hard-ground; c) un talud inferior, sin cañones y con pendientes de $0,5^\circ$ a 2° , y topografía irregular (slumps, turbiditas ...), y c) superficie plana de cuenca (Mullins, 1982; Read, 1982).

Los procesos que controlan la sedimentación en los taludes son: 1) lineaciones de fracturación; 2) relación sedimentación pelágica y resedimentación gravitacional; 3) dirección de transporte de plataforma a cuenca; 4) circulación oceánica; 5) cementación marina; y 6) arrecifes profundos (Mullins, 1983). Las facies de talud son el reflejo de la sedimentación en la barrera del shelf (McIlreath & James, 1979).

Uno de los mayores atributos de los taludes carbonáticos y márgenes de cuenca son los procesos de transporte en masa submarinos (Cook, 1983 c), Nardin et al (1979) revisan y clasifican la terminología de los procesos de transporte en masa. En función de la proporción y características de estos sedimentos Cook (1983 a) considera tres modelos de sedimentación carbonática profunda: a) sedimentación dominada por "Debris sheets"; b) bajada carbonática (Carbonate apron); en este modelo la resedimentación a lo largo de todo el margen de la plataforma provoca una coalescencia de conos de resedimentación, la cual pue-

de presentar un escape inicial (base of slope apron) o no (slope apron); d) cono submarino carbonático.

Los dos primeros corresponden a un margen acrecional y bypass. Del tercero se han descrito pocos casos (Cook & Egbert, 1981; Cook & Mullins, 1983, Ruiz Ortiz 1983).

Los Plateaus son extensas áreas (cientos - de km) con corteza continental potente situada por debajo de la zona fótica (Jenkyns, 1978). Pueden estar cubiertos por series pelágicas potentes, o bien por series condensadas con hard-ground, nódulos de manganeso, calizas nodulosas, etc (Jenkyns, 1978).

Los altos fondos son altos aislados y están asociados a lineaciones estructurales. La sedimentación es variable como en los plateaus (Jenkyns, 1978).

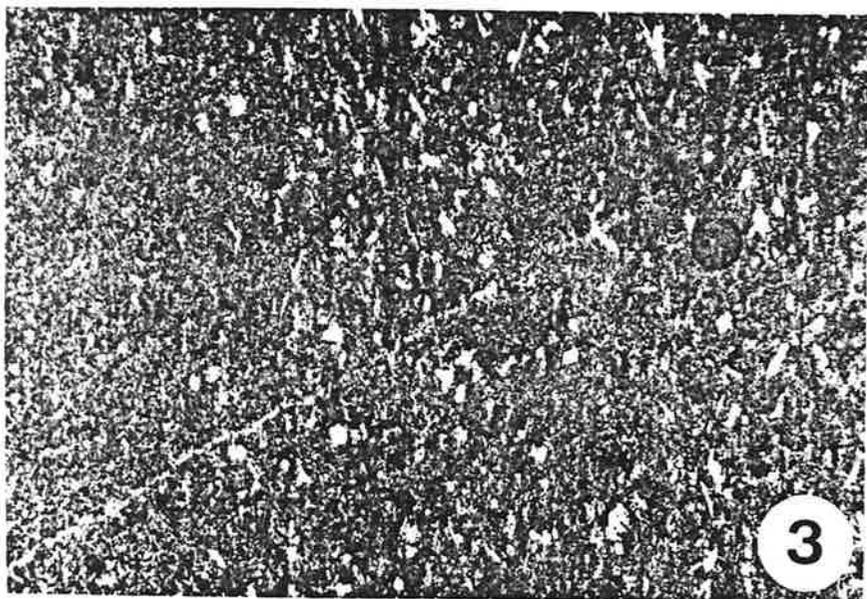
4.4.2. FACIES DEPOSICIONALES

En el Dogger y Malm de Mallorca se han diferenciado seis facies deposicionales:

a) Hemipelagitas. Corresponden a facies pelágicas con influencias detríticas (Jenkyns, 1978). Consisten en una alternancia monótona de capas de 30 a 50 cm de wackestone bioclástico marrón claro y arcillas grises de 30 cm a 1 m. de potencia. Los componentes principales son filamentos (Posidonia), que en ocasiones forman lumaquelas (fig. 11) y Ammonites. Son frecuentes los nódulos silicificados de formas arriñonadas.

Durante el Cretácico Inferior se depositaron mudstones blancos y arcillas blancas en facies Maiolica.

Figura 11. Litofacies hemipelágicas y pelágicas.
(1) Capas de Posidonia, Dogger, Puig de la Victo-
ria. (2) Calizas nodulosas con Chert, Malm, Es
Porrassa. (3) Mudstones negros del Malm con ra-
diolarios, Saccocoma, Cutri. (4) Facies Ammoniti-
co Rosso con Slumps, Malm, Sa Caleta.



b) Facies pelágicas. Corresponden a depósitos de sedimentación marina abierta sin influencia detrítica (Cook, 1983). Se han diferenciado dos tipos: b.1) Mudstones negros fétidos, en capas de 20 a 40 cm sin interbancos arcillosos. La estratificación puede estar muy bien marcada, o bien ser irregular. Los componentes dominantes son radiolarios, espículas de esponjas, Saccocoma, etc (fig. 11); b.2) Calizas nodulosas grises con abundante silificación en nódulos y capas (fig. 11). Los nódulos, fluidales o bien subsféricos, son más frecuentes en el techo de las capas. Son comunes los fragmentos esqueléticos y belemnites. La matriz puede estar dolomitizada. Presentan intercalaciones de turbiditas.

En el Malm son frecuentes mudstones negros con cherts en bandas de 2 a 10 cm, que en ocasiones ocupan toda la capa.

c) Facies condensadas. Son capas poco potentes en comparación con otras de igual edad que han sido producidas por baja tasa de sedimentación (Jenkyns, 1971). Corresponden a una subida brusca del nivel del mar y marcan el máximo de lámina de agua (Vail et al. en prensa).

En el sector norte de la Sierra de Levante durante el Dogger la sedimentación es nula o casi nula, con potencias de 2-3 m, en comparación con otras áreas de la Isla (200 m). Los sedimentos en esta zona son arcillas rojas, o bien capas de mudstones con niveles discontinuos de Fe. En el primer caso, corresponden a las facies Ammonítico Rosso que se describen posteriormente. El segundo caso sugiere una etapa de "winnowed" (siguiendo el esquema de Read, 1981; Mullins and Neumann 1979) o una sedimentación y litificación.

Los Ammonítico Rosso son las facies condensadas más extendidas en toda la Isla. No siempre su color es rosado, ni los Ammonites son muy abundantes. Para nosotros son todas las facies nodulosas que presentan una situación estratigráfica clara y extensión regional. La proporción de arcilla es variable (80 a 10%) tanto en vertical como en horizontal. Cuando la proporción de arcilla es elevada hay laminación horizontal, cuando es intermedia el aspecto es fluidal, y si es dominante la caliza los nódulos son subesféricos con contactos irregulares y tamaños desiguales (mm a cm). El contacto entre la matriz y los cantos puede ser neto o bien gradual rápido. Se observan cicatrices de slump (fig. 11).

Por encima de las capas oolíticas de la Sierra de Levante (Formación Cutri) se encuentra un nivel de - margas radiolaríticas y calizas silíceas, en capas de 2-5 cm con bioturbación. No han podido ser datadas pero su posición estratigráfica sugiere que es equivalente lateral - de un Ammonítico Rosso (fig. 6). Esta facies aparece en todo el Mediterráneo Occidental (Forzazo Formación Alpes del Sur, Bosellini et al 1981 a y b), Fm. Margas radiolaríticas de la Era de la Mesa, Unidades Intermedias Béticas, - Ruiz Ortiz, P.A. 1980, etc).

d) Sedimentos transportados en masa. Nadir et al 1979 diferencian en estos sedimentos: coladas de bloques, deslizamientos, y flujos de gravedad. En estos últimos definen un espectro que va desde debris flow hasta corrientes turbidíticas.

En Mallorca los procesos dominantes durante el Dogger son las corrientes turbidíticas y flujos de - desfluidificación, y durante el Malm el espectro se amplia

desde slumps a turbiditas (fig. 12).

Las causas que originan estos sedimentos - son: a) episódicas tal como fracturación, tormentas, terremotos o tsunamis, y b) normales debido a la inestabilidad gravitacional (Mullins, 1983 b,c).

Los cambios relativos del nivel del mar - ejercen un fuerte control en los procesos de resedimentación. En situación de subida relativa del nivel del mar - puede ocurrir que la plataforma o bien se hunda, o bien sea más productiva y por tanto provoque más resedimentación. - En el caso de un descenso relativo al quedar expuesta subaereamente la plataforma quedaría litificada sin que ocurriese resedimentación (Mullins, 1983 b).

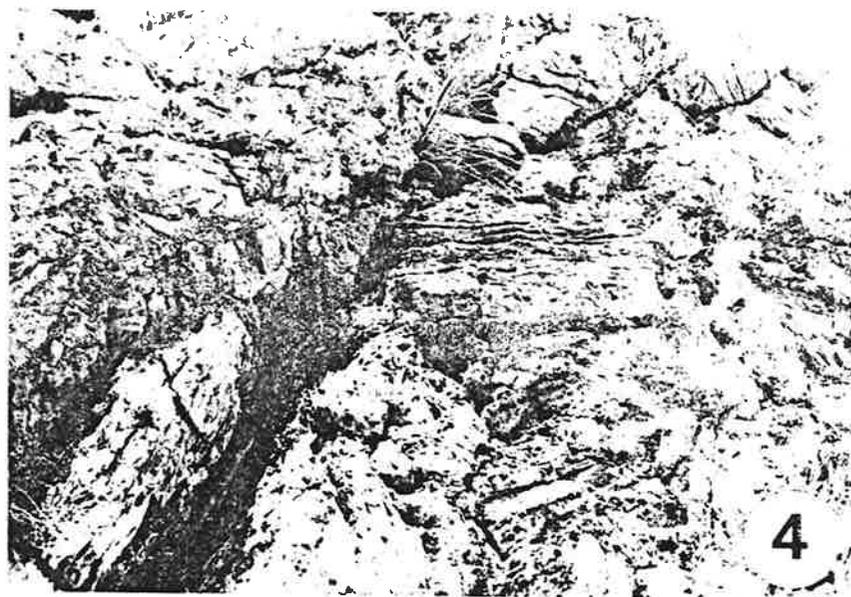
Por ser uno de los objetivos de la excursión, no se amplían los detalles de litofacies en este capítulo.

e) Contouritas: corresponden a sedimentos retrabajados por corrientes de contorno (Stow, 1979). Presentan mezcla de componentes pelágicos y pellets, están - bioturbadas y presentan estructuras tractivas. Volumétrica mente son poco importantes.

f) Fangos de borde de plataforma (Peri-platform ooze, Schlager & James, 1978). Son niveles centimétricos de packstone de peloides y cristales micríticos de - calcita magnesiana que aparecen entre niveles de mudstone de radiolarios. Son poco frecuentes y diferenciables sólo al microscopio.

g) Dolomías. Se incluyen en este capítulo por ser la facies diagenética más importante. En el Malm -

Figura 12. Litofacies resedimentadas. (1) Mudstones negros slumpizados. Estratificación marcada por interbancos arcilloso-dolomíticos, Malm, Puig d'en Borrás. (2) Conglomerados con cantos de calizas bioclásticas y hemipelagitas, en matriz pobremente clasificada, de fragmentos de roca y fragmentos esqueléticos, Malm, Es Porrassa. (3) Capas resedimentadas de calizas bioclásticas y oolíticas del Malm, Son Maciá. (4) Brechas dolomíticas, Sa Caleta.





los wackestones con sílex presentan parches irregulares - (30 x 10 m) de dolomías masivas oscuras. Las facies deposicionales juegan un papel importante en la distribución de la dolomía, puesto que se dolomitizan preferentemente brechas (fig. 12) y las dolomías están situadas en altos estructurales que actuaron durante el Dogger.

La no evidencia de emersión durante el Malm y el Cretácico y el control de las facies deposicionales en la dolomitización, sugieren un modelo de dolomitización profunda.

Diferentes autores han tratado este tema, siendo de destacar el trabajo de Mattes & Mountjoy (1980). La compactación de los mudstones negros produciría cierto volumen de agua que se enriquecería en Mg^{2+} durante la transformación de la arcilla. En profundidad se aceleran los procesos de nucleación y crecimiento cristalino, por lo que se incrementa la posibilidad de dolomitización (según Mattes & Mountjoy, 1980). Con el incremento de la temperatura en profundidad, y la presencia de ácidos orgánicos, se reduce la hidratación del magnesio (según Kitano & Hood, 1965, en Mattes & Mountjoy, 1980). La mezcla de aguas profundas cargadas de cationes con aguas meteóricas incorporadas por fracturas y procesos artesianos, podrían también ser en parte causantes de dolomitización profunda (Mattes & Mountjoy 1980), y la presencia de las facies de brechas, (porosas), permite eliminar el problema de la permeabilidad. El movimiento del fluido dolomitizante sería horizontal, a lo largo de la porosidad de las brechas, y en sentido vertical hacia el alto fondo.

Otro proceso de dolomitización que ha sido observado en los oolitos resedimentados del Dogger, esta-

ría asociado al de presión-solución. En los contactos de presión-solución entre oolitos hay romboedros de dolomía zonada.

4.4.3. ASOCIACION DE FACIES Y MODELO DEPOSICIONAL

Por encima de la disconformidad de ruptura se desarrolla una sedimentación de margen continental. Los sedimentos son pelágicos y hemipelágicos con resedimentación procedente de la plataforma y escarpe de talud. Las facies condensadas limitan las secuencias deposicionales, las cuales son el reflejo de la evolución del margen continental. Por este motivo nos vamos a referir a asociaciones de facies en cada secuencia deposicional.

DOGGER

Las facies observadas en el Dogger (entre el Ammonítico Rosso Inferior y el Intermedio o la Formación Puig de Ses Fites) son hemipelagitas y depósitos oolíticos resedimentados (Alvaro et al 1983). En la Sierra Norte y Sierra de Levante los sedimentos se sitúan sobre el hard-ground Toarciense. En Randa se disponen sobre los sedimentos de plataforma mareal del Trias superior y sobre retazos de la plataforma Liásica. Esta situación sugiere que en el Dominio de Randa (fig.5) las facies de talud y cuenca se disponen sobre un escarpe, en el que afloran sedimentos del Trias superior y del Lías (fig.6). Asimismo la potencia de sedimentos es mayor en este dominio al igual que la proporción de arcilla.

La sedimentación es hemipelágica con diferencias de potencias y cicatrices de slump, que indican una topografía irregular e inestable. Igualmente, existen

altos fondos con sedimentación nula (facies nodulosas) o -
bien hard-grounds sin costras (facies de Winnowed).

La sedimentación oolítica durante el Dogger es un hecho común en el sector occidental del Tethys (Barnolas & Simó, en prensa).

En la Sierra de Levante, canalizado sobre - sedimentos hemipelágicos, con sedimentos hemipelágicos intercalados y limitado a techo por sedimentos silíceos o un hard-ground, se desarrolla un paquete oolítico de 80 m de potencia media. La geometría del cuerpo sugiere una coalescencia de conos turbidíticos.

Las facies oolíticas están organizadas en ciclos estratodecrecientes y granodecrecientes, o bien en ciclos estratocrecientes y granocrecientes. En el primer caso la base es erosiva, con canales de hasta 40 m. de potencia, presentando un término inferior canalizado, un término intermedio con amalgamación de capas, y un término superior de lutitas grises masivas. En el caso de ciclos granodecrecientes y estratocrecientes hacia techo (fig. 13) - los canales, de 1 m. de potencia media, están situados a techo de las secuencias (3-4 m de potencia media y capas de 30 cm a 1,5 m). Estos ciclos están intercalados en el tiempo y espacio.

Entre las barras oolíticas, e independientemente de los ciclos, son frecuentes capas de conturitas, hemipelagitas y turbiditas.

Los sedimentos descritos corresponden a depósitos de pie de talud de una plataforma carbonática, la cual presentaba una barrera oolítica, que actuaba como lí-

nea de resedimentación (line source, Schlager & Chermak, - 1979). En Mallorca no ~~hay~~ ninguna plataforma carbonática de edad Dogger, pero las paleocorrientes (fig. 33) la si tuarían entre la Sierra Norte y la Sierra de Levante en - una zona próxima a la Bahía de Alcudia (fig. 5). Al ser de pósitos pelágicos y hemipelágicos tanto en la Sierra Norte como en la Sierra de Levante es factible pensar en que se trataría de una plataforma aislada, rodeada de altos fondos y una cuenca controlada por fallas. Los cuerpos oolíticos se alojan preferentemente en las zonas deprimidas de la - cuenca, acuñándose rápidamente hacia altos fondos.

El talud presentaría una parte superior - con canales por los que circularían oolitos desde la plataforma a la cuenca (ciclos granodecrecientes y estratodecrecientes), y un talud inferior con deposición de lóbulos oolíticos (ciclos granocrecientes y estratocrecientes). El - modelo de deposición sería el de bajada submarina a lo largo de un margen de plataforma con entrantes y salientes. Los procesos de resedimentación se tratan ampliamente en - la Guía. La secuencia general es profundizante hacia techo, pasando de talud superior (canales) a inferior (lóbulos) y cuenca (calizas silíceas) (Barnolas & Simó, en prensa) - (fig. 14). Las calizas silíceas indican una situación del límite de Cly próximo a la deposición de las mismas (esquema de Bosellini & Winterer, 1975).

MALM

Entre el Ammonítico Rosso Intermedio y el superior en la Sierra Norte, o bien entre las calizas silíceas de la Formación Puig de Ses Fites y los debris flows con tintínidos del Berriasiense en la Sierra de Levante, - se desarrolla un conjunto de facies diferentes a las des--critas anteriormente.

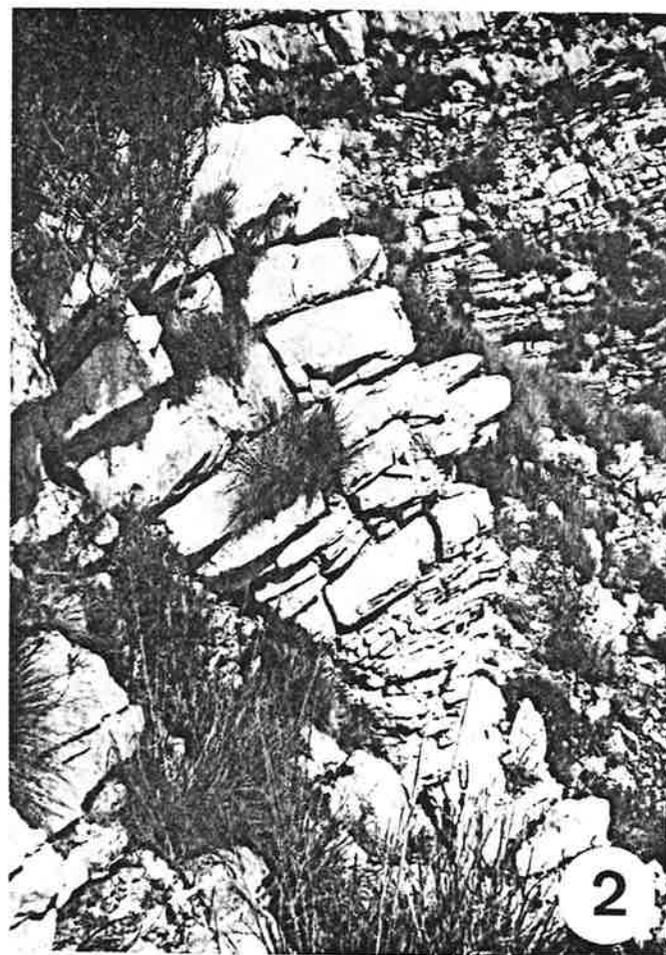
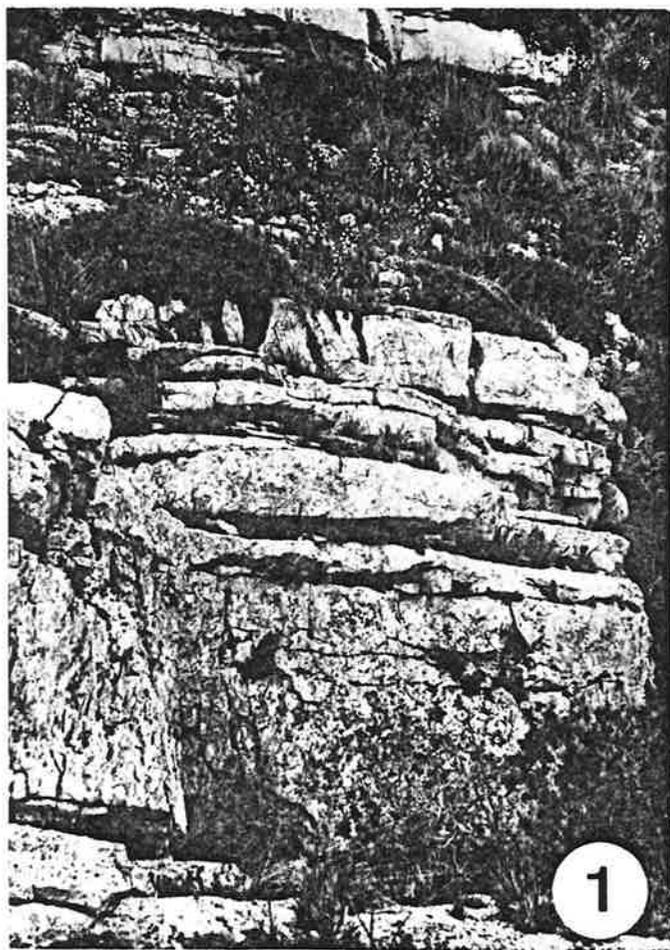
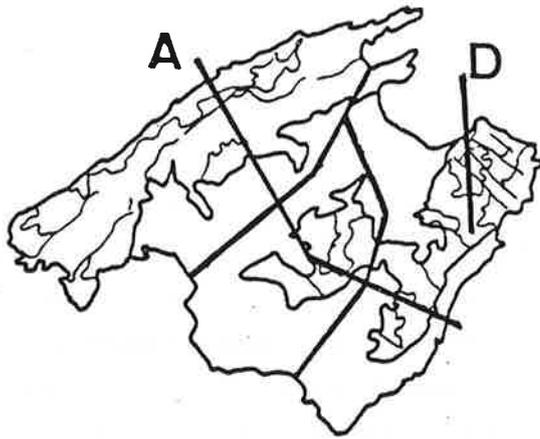


Fig. 13.- Litofacies resedimentadas. (1) Secuencia granodecreciente y estratodecreciente hacia techo, Malm, Calicant. (2) Secuencia granocresciente y estratocresciente hacia techo, Fm. Cutri, Dogger, Puig d'en Paré.



ESQUEMA INTERPRETATIVO DEL DOGGER

A/ Corte Interpretativo NW-SE. El punteado corresponde al Lias, blanco al Rhetiense y sombreado al Dogger.

D/ Modelo deposicional del talud carbonático de la S. de Llevant. Se han omitido las irregularidades del substrato, inducidas por fracturación, como altos fondos etc.

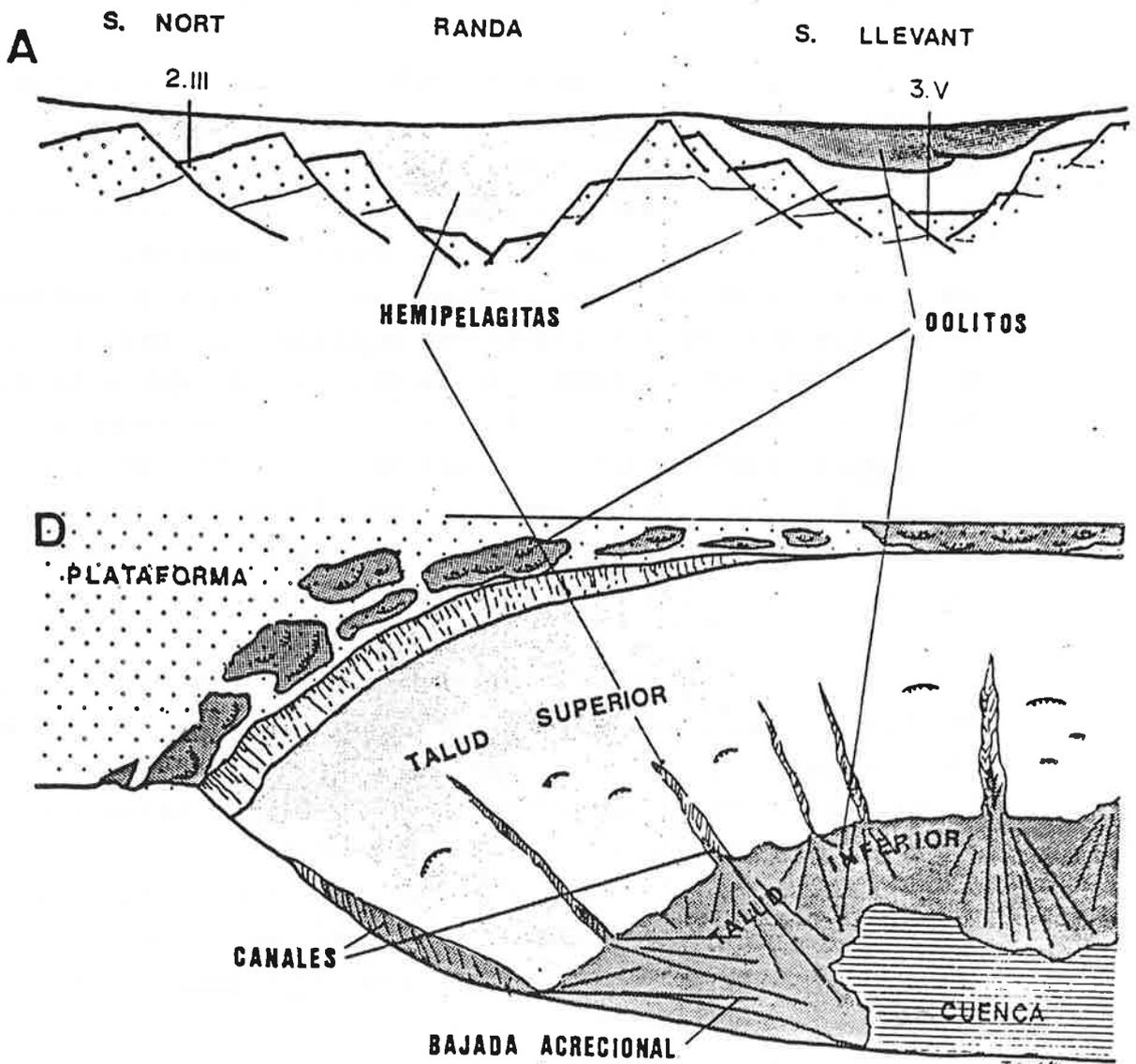
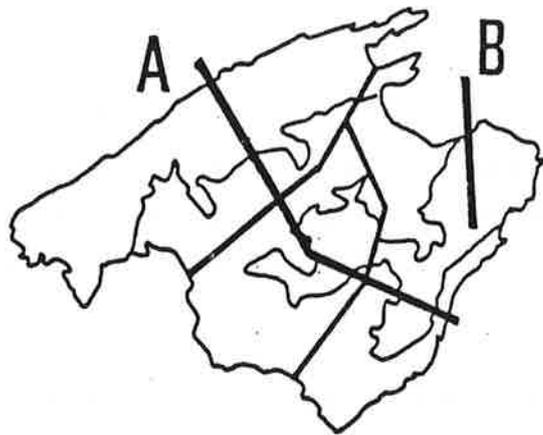


FIGURA 14

La sedimentación en la Sierra Norte se caracteriza por facies condensadas de tipo Ammonítico Rosso y niveles poco potentes de mudstones gris claro (Formación Aumedrá). En el Dominio de Randa siguen depositándose potentes series de hemipelagitas arcillosas (Formación Puig Alegre) que se ven truncadas por barras turbidíticas bioclásticas. En la Sierra de Levante alternan depósitos pelágicos y hemipelágicos con facies resedimentadas (Formación Puig d'en Borrás) con cambios bruscos de facies.

En el tránsito Dogger a Malm se producen importantes cambios paleogeográficos (figs 14 y 15): 1) la Sierra Norte evoluciona a un "plateau" con tasa de sedimentación baja; 2) en Randa sigue habiendo una cuenca subsidente; y 3) la Sierra de Levante subside bruscamente, aunque sigue siendo un talud carbonático (con tasa de sedimentación elevada) de una plataforma aislada. Los sedimentos de talud reflejan un cambio en la plataforma, que pasa de tener una barrera oolítica a tener una barrera arrecifal con shoals esqueléticos y barrera oolítica. Un cambio similar ha sido descrito en los Alpes del Sur y atribuido a un descenso relativo del nivel del mar durante el Calloviense (Bosellini et al 1981 a y b).

El talud carbonático de la Sierra de Levante (fig. 15) se subdivide en: a) talud superior con deposición de mudstones y cicatrices de slump; b) talud inferior el cual a su vez se subdivide en: b.1) pie de talud con frecuentes slumps de los materiales del talud superior y brechas; y b.2) talud inferior (s.s) con turbiditas y depósitos pelágicos; y c) cuenca, en que se depositan mudstones con sílex, algunas veces slumpizados. Se resedimentan fragmentos esqueléticos aislados así como fragmentos cementados de la plataforma. La secuencia es profundizante: los -



ESQUEMA INTERPRETATIVO DEL MALM

A/ Corte interpretativo NW-SE. El punteado corresponde al substrato (Dogger, Lias) y el sombreado al Malm.

B/ Modelo deposicional del Talud carbonático de la S. de Llevant. Se han omitido las irregularidades del substrato, inducidas por fracturación.

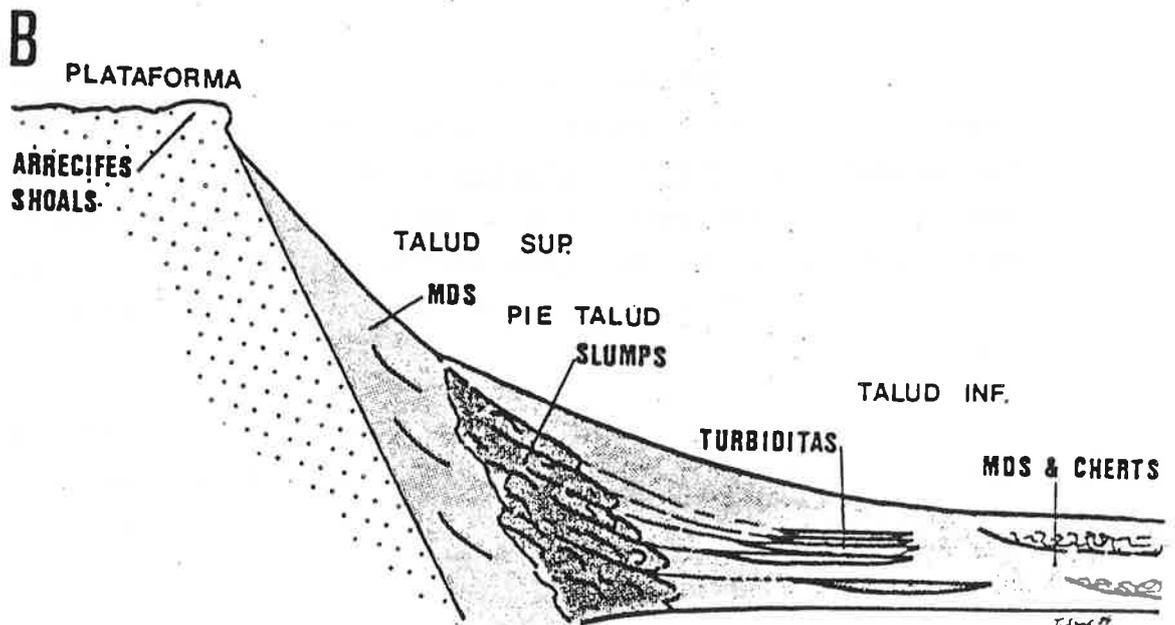
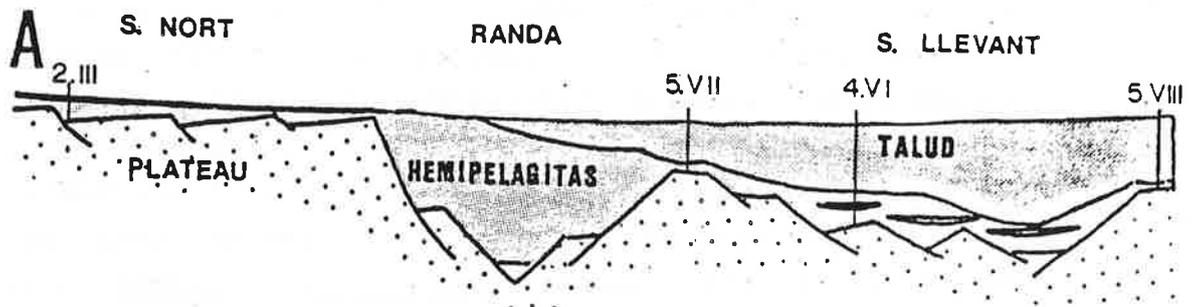


FIGURA 15

materiales resedimentados están en la base de la columna y se ven onlapados por facies de talud inferior cuenca. Este hecho sugiere un retroceso del talud y una profundización de la cuenca.

El tránsito Malm-Cretácico Inferior está - marcado por la aparición de facies de tipo Maiolica. En la base de las facies Maiolicas hay una brecha de amplia representación en la Sierra de Levante y Randa que significa el colapso de la plataforma. El inicio de la sedimentación de estas facies no es el mismo en toda la Isla; en algunos lugares comienza en el Berriasiense basal (Sierra Norte) mientras que en otro no lo hace hasta el tránsito con el - Valanginiense. En los sectores próximos a lo que había sido altos fondos en el Dogger (Dominio septentrional de la Sierra de Levante), existen debris flows y slumps hasta el Hauteriniense. No hay evidencias de sedimentos de talud - carbonático de esta edad lo que sugiere un hundimiento de la plataforma y homogenización de la cuenca.

RECAPITULACION

Por encima de la disconformidad de ruptura Toarciense, se desarrolla un margen continental pasivo caracterizado por horts y grabens asimétricos controlados - por fallas lítricas de dirección probable NE-SW. Oblicuamente a esta dirección otros accidentes disectan los altos y las cuencas, y se alinean en esta dirección nuevos altos fondos.

Los cambios secuenciales están marcados - por secuencias condensadas. Cada secuencia representa una paleogeografía característica. No se han podido establecer los cambios relativos del nivel del mar por varias razones:

cuenca son de dos tipos: sedimentos inconsolidados, que son transportados hacia cuenca, grano a grano, o bien sedimentos cementados, en cuyo caso el material resedimentado son brechas y conglomerados procedentes de la plataforma.

Es evidente que en el primer caso (Formación Cutri) el nivel del mar y el eje de plataforma han de estar en equilibrio (nivel estable o subida relativa), independientemente del mecanismo por el que los oolitos se han puesto en movimiento (eventos o normal). Para el caso de sedimentos cementados, la situación puede variar y hay que tener en cuenta la matriz, la heterogeneidad de los cantos, y si hay niveles intercalados de sedimentos inconsolidados resedimentados.

Respecto a los Ammonítico Rosso y las facies resedimentadas de Mallorca son patentes dos aspectos: a) Existe una relación entre los Ammonítico Rosso intermedio y superior y etapas de resedimentación, y b) las facies resedimentadas son básicamente del tipo inconsolidado, con mezcla de consolidados durante el Malm.

De lo expuesto en los párrafos anteriores se deduce que la resedimentación y la deposición de facies Ammonítico Rosso tiene lugar durante etapas de estabilidad o subida relativa del nivel del mar. La superficie de erosión situada en la base de la resedimentación podría estar relacionada con la inestabilidad del margen, que marcaría un brusco inicio de la actividad tectónica.

Los modelos deposicionales de los taludes carbonáticos del Dogger y Malm de Mallorca, están basados en los descritos en las Bahamas (Mullins, 1979; Schlager & Ginsburg, 1981; Mullins 1983 b y c) y en los ejemplos fósi

1) al tratarse de sedimentos de cuenca y talud, los cambios relativos, tan evidentes en la plataforma, están enmascarados; 2) desconocer la tasa de subsidencia; 3) al ser un - márgen pasivo por fracturación la subsidencia varía de un lugar a otro de las fracturas; y 4) la tectónica alpina, - modifica la paleogeografía y dificulta la interpretación. Finalmente el no disponer por el momento de unas dataciones suficientemente precisas impide la comparación con la tabla de cambios relativos del nivel del mar globales (-- Vail & Todd, 1981).

Los Ammonítico Rosso, así como las calizas Griotte, han sido interpretadas de diferentes formas y muy discutida su batimetría. No obstante, existen los siguientes puntos de acuerdo (Jenkyns, 1974; Muller & Fabricius, 1974): 1) son facies condensadas; 2) son producto de una - diagénesis temprana de arcillas ricas en magnesio; 3) la - tasa de sedimentación es baja (pocos mm/1000 años); 4) la nodulización se produce en la interfase agua/sedimento, y 5) se producen en aguas oxigenadas.

La situación de las unidades deposicionales respecto a los cambios relativos al nivel del mar es - la siguiente: Los niveles de resedimentación (Formación Cu tri y Formación Puig d'en Borrás), comienzan con una base erosiva generalizada. En una primera impresión, este hecho sugiere un descenso del nivel del mar, pero no obstante - hay que tener en cuenta varios aspectos: 1) los sedimentos inconsolidados del eje de la plataforma para ser transportados hacia la cuenca, han de poderse mover libremente; 2) si el nivel del mar desciende por debajo del eje de la pla taforma, ésta queda expuesta subaereamente carstificándose y litificándose, impidiendo el movimiento de sedimento ha- cia la cuenca; 3) los sedimentos transportados hacia la -

les (Cook et al 1972; Cook, 1982; Cook & Mullins, 1983; Cook 1983 a). El tipo de margen sería acrecional. Durante el Dogger sería del tipo bajada, con transporte a través de cañones (erosión) y acreción en el talud inferior. Los cambios paleogeográficos entre el Dogger y el Malm afectan a la geometría del talud, que pasa a ser más encajado y con sedimentación caótica a pie de talud y acreción en el talud distal. La inestabilidad es mayor, también en el Malm colapsándose parcialmente la plataforma en diferentes estadios de la evolución. La plataforma se colapsará en el tránsito al Cretácico Inferior y en el talud quedará representado por un debris flow de gran extensión.

4.5. RESUMEN

La sedimentación Liásica se inicia disconformemente sobre la llanura de marea del Triás superior. La deposición es carbonática y evoluciona de una rampa (Hettangense-Sinemuriense) a un shelf con barrera (Pliensbaquiense), con mar abierto hacia el SE, y con una cuenca arcillosa de intrashelf. En el Pliensbaquiense superior-Toarciense Inferior, se homogeniza la plataforma y se depositan cuarzoarenitas de procedencia NW.

En el Toarciense Medio-Superior la plataforma deja de funcionar. Se hunde mediante un juego de fracturas, probablemente lístricas, alineadas aproximadamente NE-SW. Quedan delimitadas tres áreas paleogeográficas: a) Sierra Norte, con cuencas asimétricas y sedimentación hemipelágica, con potencias variables; b) Randa, con sedimentación arcillosa potente sobre un escape de materiales de diferente edad, y c) Sierra de Levante, con sedimentación de talud carbonática. Se deduce una plataforma aislada al Norte de la Isla. Este cambio paleogeográfico queda represen-

tado por un hard-ground que pasa a techo a facies Ammonítico Rosso.

Durante el tránsito del Dogger al Malm, la paleogeografía varía. Las cuencas del Dogger en la Sierra Norte evolucionan a plateau, en Randa continua la sedimentación arcillosa, y en la Sierra de Levante el talud pasa a ser más encajado con sedimentos caóticos de pie de talud. La plataforma carbonática aislada también cambia, pasando de ser oolítica durante el Dogger a ser mixta (arrecifal-bioclástica-oolítica) en el Malm.

La topografía existente durante el Dogger y Malm se homogeniza en el Cretácico Inferior.

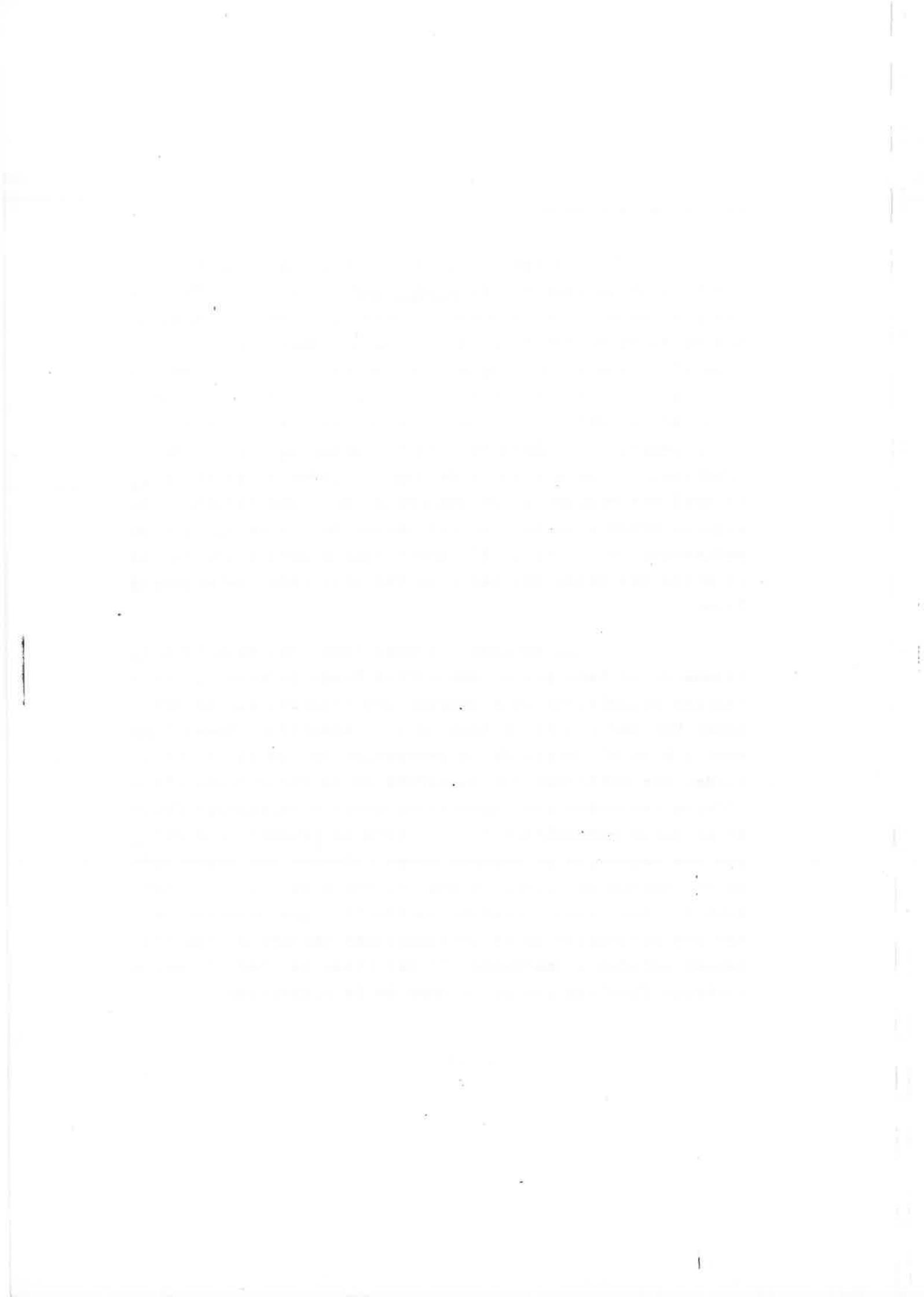
En el Jurásico de Mallorca se diferencian tres secuencias deposicionales limitadas por niveles de condensación. A) plataforma carbonática somera durante el Hettangiense al Toarciense Inferior; B) facies de cuenca y talud carbonático durante el Dogger (Bajociense-Bathoniense, Calloviense ?); y C) facies de plateau, cuenca, y talud durante el Malm (Oxfordiense Superior a Berriasiense).

La secuencia deposicional Liásica está limitada en la base por una disconformidad sobre el Triásico superior, y a techo por el hard-ground. Se subdivide en dos secuencias de segundo orden: 1) plataforma Hettangiense-Sinemuriense con secuencia profundizante hacia techo, que indicaría una subida relativa del nivel del mar constante, y 2) plataforma con barrera y cuenca intrashelf (Pliensbaquiense) debido a una subida relativa del nivel del mar rápida. Un probable descenso relativo del nivel del mar en el Pliensbaquiense superior-Toarciense inferior provocaría la entrada de cuarzós detríticos y la homogeni-

zación de la cuenca.

La secuencia deposicional del Dogger está limitada en la base por el hard-ground (límite por fractura) y a techo por el Ammonítico Rosso Intermedio. La escasez de datos paleontológicos del Calloviense pone un interrogante sobre si el límite superior es debido a un descenso relativo (sin resedimentación y deposición fraccionaria) y posterior subida relativa del nivel del mar durante el Oxfordiense, acompañada de cambios paleogeográficos. Se subdivide en una secuencia de segundo orden inferior (Bajociense) con sedimentación hemipelágica, y una secuencia de segundo orden superior con sedimentación hemipelágica y resedimentación oolítica. El cambio equivaldría a una subida relativa del nivel del mar y un reajuste local paleogeográfico.

La secuencia deposicional del Malm está limitada en la base por el Ammonítico Rosso Inferior y las calizas silexíticas (que indican una relativa subida del nivel del mar), y en el techo por el Ammonítico Rosso Superior o bien el inicio de la deposición de las facies Maiolicas, que coinciden con la parada de la resedimentación (límite tectónico con importantes cambios paleogeográficos). En el talud carbonático de la Sierra de Levante se diferencia una secuencia de segundo orden inferior con deposición de sedimentos pelágicos, y una secuencia de segundo orden superior con resedimentación carbonática que coincidiría con una activación de la inestabilidad tectónica, con probables subidas y descensos (?) del nivel del mar. El ciclo Jurásico finaliza con el colapso de la plataforma.



Segunda parte

GUIA DE EXCURSIONES

PROGRAMA

La excursión ha sido preparada para una duración de cuatro días. Para ello se han escogido una serie de localidades con el fin de reunir en ellas unas características bien definidas:

- Dar una visión sedimentológica del Jurásico de Mallorca lo más completa posible.
- Escoger la mejor calidad de afloramientos
- Facilidad de acceso

Con estas bases hemos llegado al itinerario que se ofrece.

Durante el primer día la excursión se desarrollará por la Sierra Norte. En este día se visitarán cuatro localidades que nos permitirán tener una visión bastante completa del Jurásico de la Sierra Norte y su problemática. En este día se estudiarán las facies de la Plataforma Carbonatada del Lías (Localidad 2), las facies de Cuenca Intrashelf Liásica (Localidad 4), las cuarzoarenitas - (Localidades 2, 3 y 4), el Hard-Ground (Localidades 1, 2 y 3) y las facies de margen continental (talud y plateau) del Dogger y Malm (Localidad 1 en parte y localidad 3).

El resto de los días los dedicaremos a la Sierra de Levante por ser donde existen el conjunto de facies más variado e interesante de Mallorca.

El segundo día visitaremos una única localidad, el Puig Cutri. En esta localidad es donde está mejor expuesto el conjuntooolítico resedimentado del Dogger y donde mejor pueden estudiarse sus facies y geometrías. -

Aprovecharemos también para estudiar la sección de las facies de Plataforma del Lías y su tránsito a las facies de talud del Dogger.

El tercer día lo dedicaremos asimismo a una única localidad, en este caso el Puig d'en Borrás. El afloramiento del Puig d'en Borrás es otro magnífico afloramiento que en este caso nos permite estudiar las facies y geometrías de las unidades resedimentadas del Malm.

Durante el último día estudiaremos las facies del Dogger, de alto fondo (Ammonítico Rosso, calizas nodulosas), y completaremos las observaciones sobre el talud carbonático del Malm.

La sedimentación en la Sierra de Levante, corresponde durante el Dogger y Malm, a un talud carbonático, fuertemente controlado por fallas, que limitan altos fondos y depresiones. Los cambios de potencia y los acuña-mientos de secuencias deposicionales son el resultado de este control.

El hecho de que la facies del talud del Dogger y Malm se estudien únicamente en el NE de la Isla, es debido a la calidad y accesibilidad de los afloramientos. El resto de la Sierra de Levante presenta unas características similares, y sus afloramientos han sido descritos en el capítulo de Sedimentología.

DIA 2 DE OCTUBRE : ITINERARIO

8.00 Salida en autobús del Hotel Nàcar, Palma de Mallorca.
9.00 Llegada a Lloseta, localidad próxima a Inca.
9.00-9.30 Localidad I
9.30 Salida de Lloseta en autobús.
10.00 Llegada a Es Barraca.
10.00-11.00 Localidad II
11.00 Salida en autobús desde Es Barraca.
11.15 Llegada al Coll de Sa Batalla.
11.15-12.00 Refrigerio.
12.00 Salida del Coll de Sa Batalla.
12.30 Llegada al Pantano de Cúber
12.30-15.00 Localidad III
15.00 Salida del Pantano de Cúber en autobús, hacia Sóller.
15.20 Llegada al Mirador de Ses Barques.
15.20-17.00 Comida en el Restaurante del Mirador de Ses Barques.
17.00 Salida del Mirador en autobús, en dirección a Palma
18.00-18.30 Llegada a Palma de Mallorca.

=====

LOCALIDAD I. CANtera DE LLOSETA

DISCONFORMIDAD DE RUPTURA HARD-GROUND-TOARCIENSE MEDIO

INTRODUCCION

La cantera de Lloseta está situada entre Lloseta y Binimar. Se accede a ella por la carretera de Lloseta a Binimar, y se encuentra a la izquierda de la carretera antes de llegar a esta última población (fig. 1). Está localizada al pie de la sierra Norte en contacto con el Llano de Inca. Corresponde al dominio paleogeográfico de la Sierra Norte (fig. 5).

El tránsito entre la sedimentación de plataforma carbonática somera (Lías), y los sedimentos de cuenca y talud (Dogger) está marcado por una etapa de fracturación y cambios paleogeográficos. Esta etapa está representada por un hard ground extendido a toda la Isla y corresponde a la disconformidad de fractura, dentro de la evolución del margen pasivo (en el sentido de Falvey, 1974 y Bally - 1981) del Tethys. El objetivo de la pasada es estudiar esta superficie y observar los procesos que la formaron.

HARD-GROUND

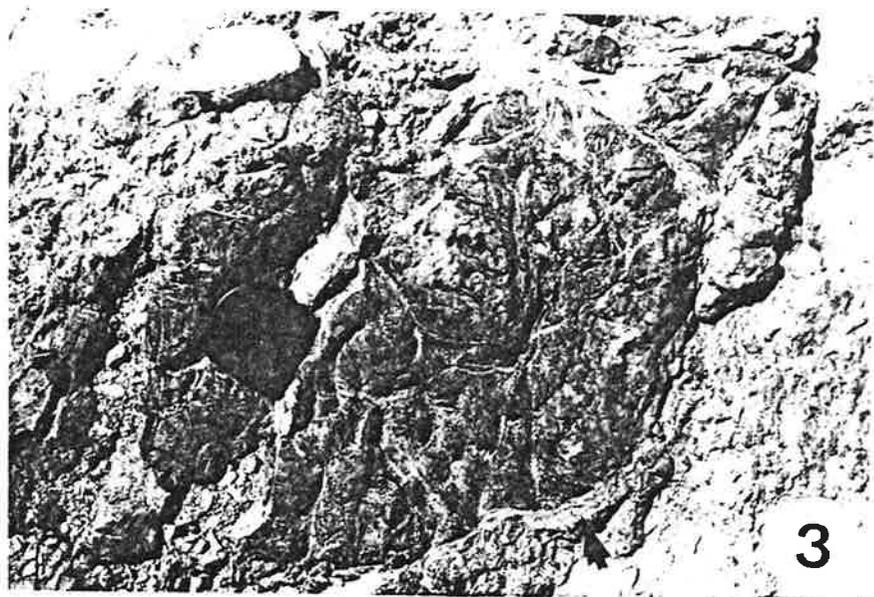
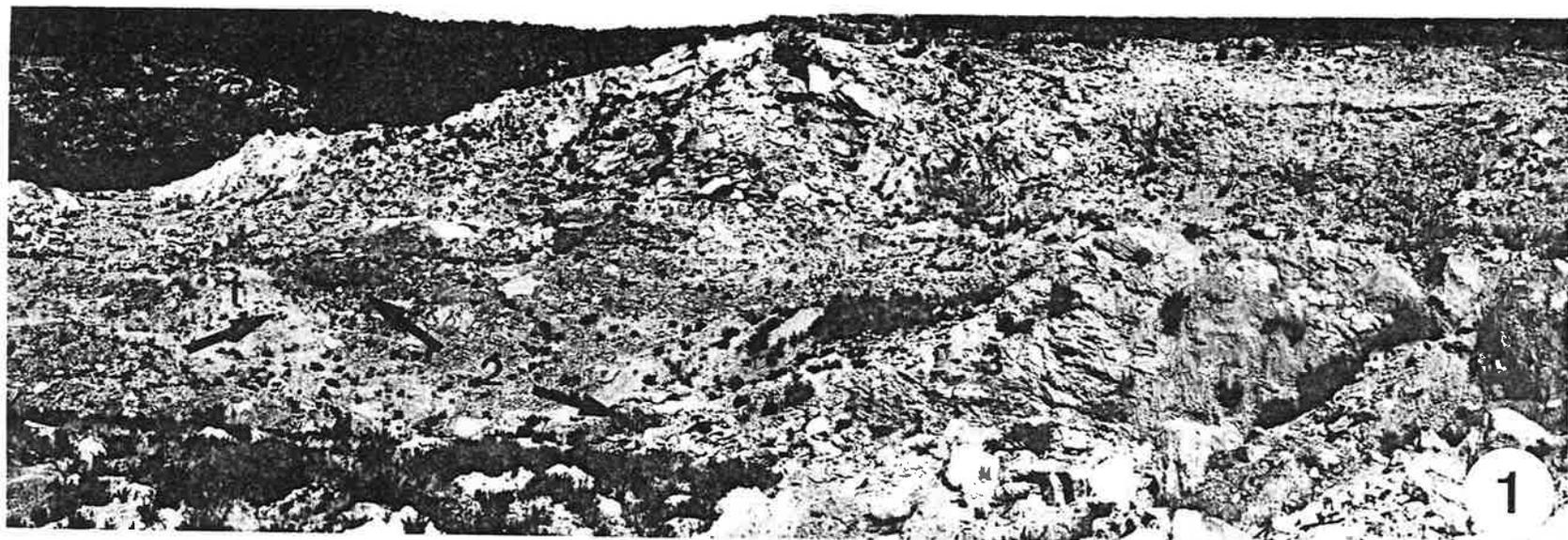
En el capítulo de sedimentología se han descrito varias litofacies que forman el hard-ground. En esta localidad se estudiarán las siguientes: b) pisolitos ferruginosos; c) costra ferruginosa superior; y e) fisuras rellenas por facies Ammonítico Rosso.

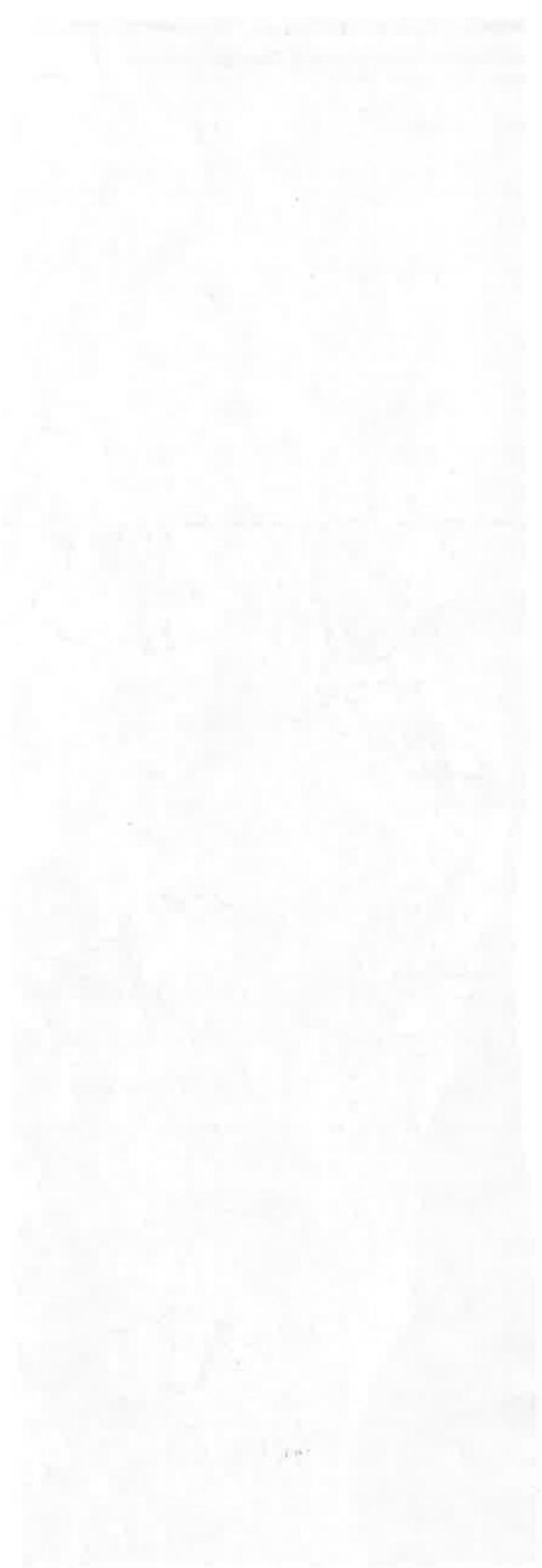
En la fig. 16 (1) puede verse a la superficie endureada objeto de estudio (señalada con el nº 1). Presenta el siguiente corte estratigráfico (fig. 17):

a) substrato afectado por fisuras y venificaciones rellenas por hierro. En lámina delgada se observa que los componentes esqueléticos presentan envueltas ferruginosas y nucleaciones de hierro (fig. 17, A).

b) costra endurecida de 20 cm de potencia media. Base irregular y techo marcado por una costra de hierro botroidal (fig. 17, 2 y 3, y fig 17 b). está formada por pisolitos ferruginosos marrones (fig 16, 2 y fig 18, 1) con gradación inversa, así como Ammonites y laminaciones de hierro. Los pisolitos tienen un núcleo de wackestone bioclástico, el cual está afectado por nucleaciones de hierro. Los componentes que mantienen su estructura esquelética no se ven afectados, y los que han sido disueltos y su porosidad moldica cementada son los más afectados (fig 17 C). Estos materiales presentan una envuelta de corrosión, limitada por una patina de hierro de carácter centripeto-destructivo (fig 17 C). Por encima se desarrollan una serie de envueltas acrecionales de hierro de 20 a 30 micras, que se adaptan a la morfología y atrapan sedimento pelágico.

Figura 16.- Cantera de Lloseta. Hard-ground Toarciense. (1) Vista de la cantera desde su entrada. El nº 1 indica la superficie en que aflora la costra endurecida, el nº 2 indica las facies Ammonítico Rosso, el nº 3 las hemipelagitas Bajocienses. (2) Perfil del suelo endurecido. La línea discontinua indica la base irregular del mismo. En la parte superior derecha la costra ferruginosa. (3) Vista de la costra ferruginosa superior, de carácter botroidal, atravesada por fisuras rellenas por facies Ammonítico Rosso (flechas)





c) La costra endurecida, está fisurada - (fig. 16, 3; fig. 17 b; fig. 18,1). Las fracturas son de pequeñas dimensiones (2 cm de media) y están rellenas por facies Ammonítico Rosso. Estas facies son rosadas de textura wackestone bioclástico, alternando con horizontes arcillo--sos de color ojo intenso. Es muy abundante la bioturbación (fig. 18, 2).

Figura 18.- Facies deposicionales. (1) Pisolitos ferruginosos marrones (flechas pequeñas) cortados por venas (flechas grandes) rellenas de facies Ammonítico Rosso. (2) Facies Ammonítico Rosso situada por encima del Hard-Ground. Observese la bioturbación.

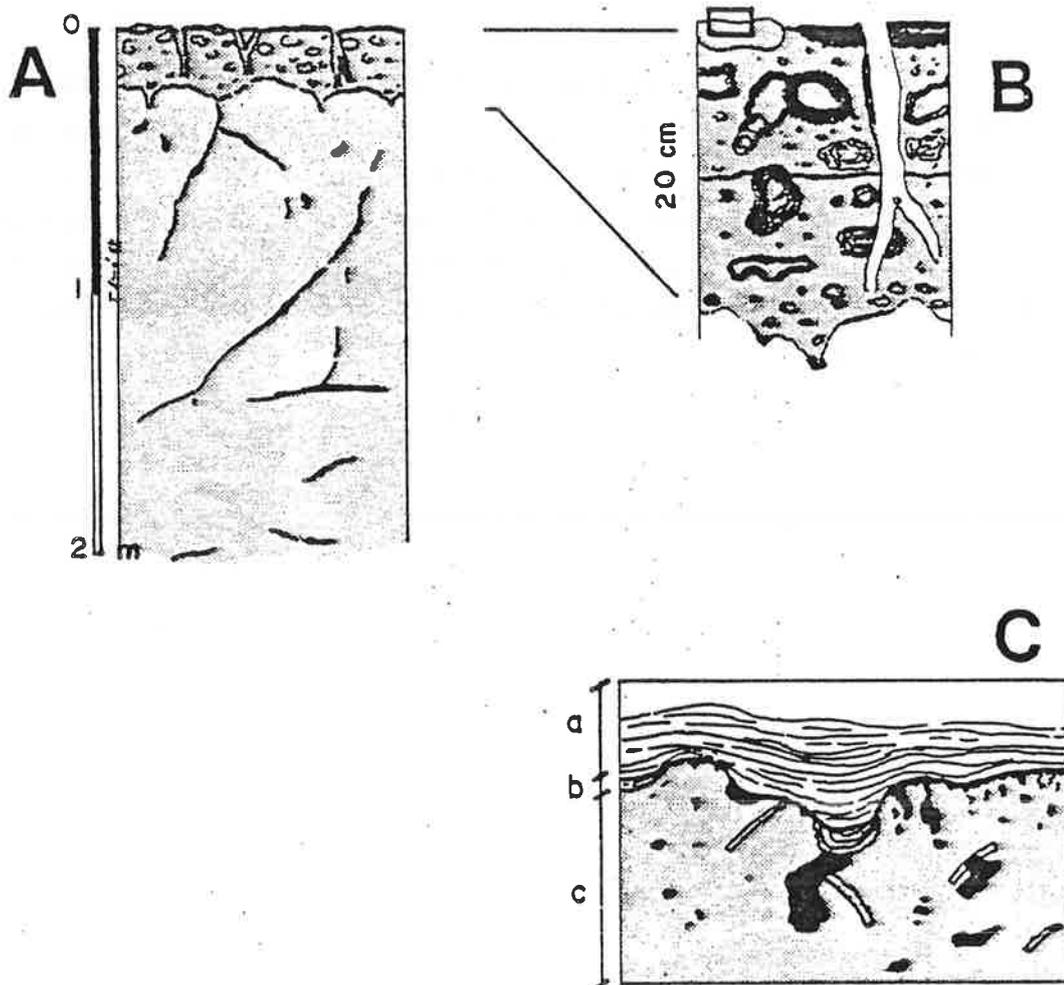
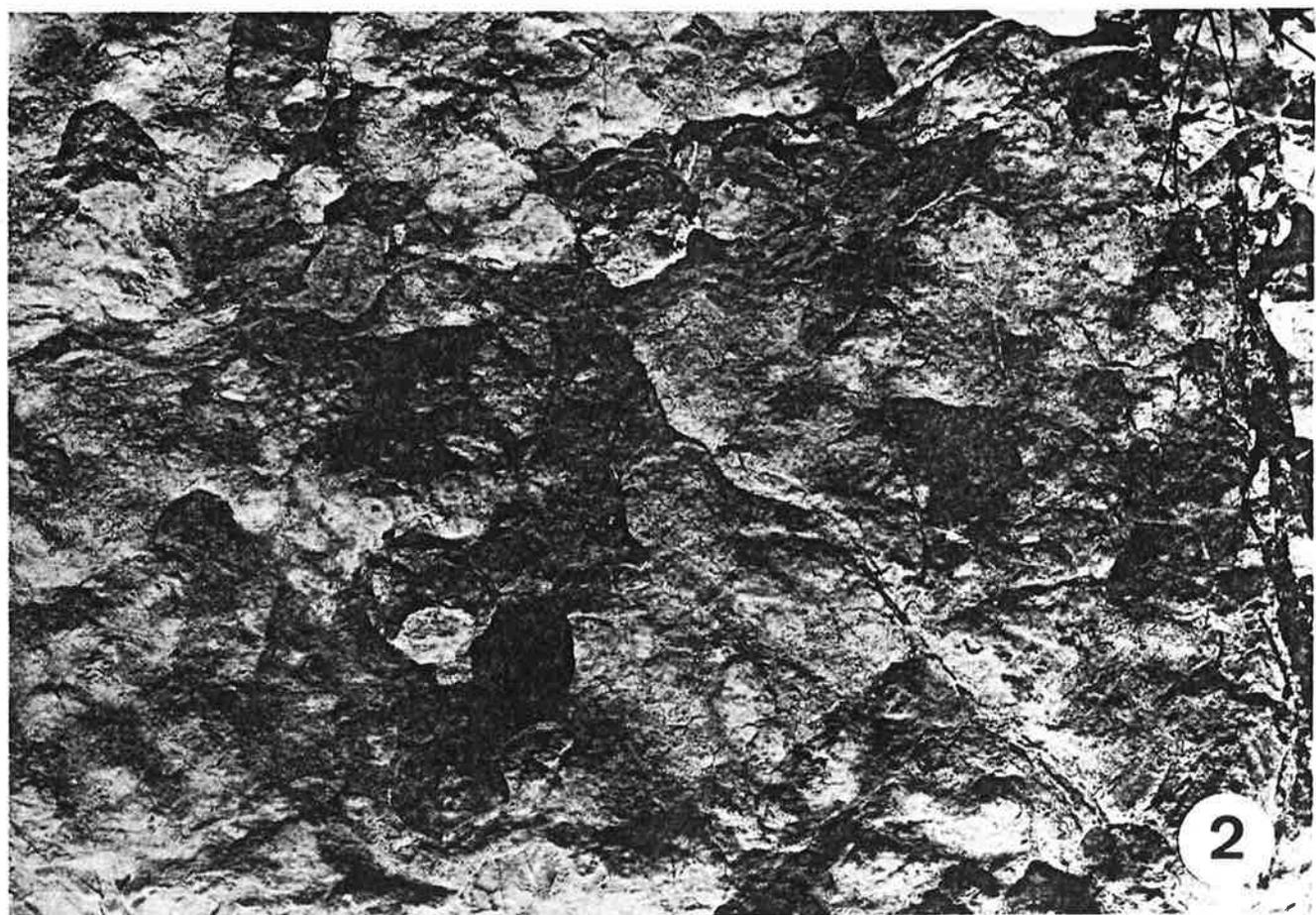


Fig. 17.- PERFIL ESTRATIGRAFICO DEL HARD GROUND: A) Corte general, tramo inferior afectado por fisuración, y costra superior; B) detalle de la costra, límite inferior irregular, pisolitos con gradación inversa, costra de hierro superior, y fisuras que afectan sólo a la costra; C) detalle a microscopio de un pisolito: presenta un núcleo (c) de textura wackestone afectado por ferruginización, una superficie de corrosión (b) y unas envoltas acrecionales (a).



LOCALIDAD II. ES BARRACA

FACIES DE PLATAFORMA (LIAS)

INTRODUCCION

El objetivo de esta parada es reconocer - las facies deposicionales de la Plataforma Carbonatada Liásica. En esta parada estudiaremos el corte de Es Barraca, - correspondiente a la unidad Formación Es Barraca definida - en el capítulo de Estratigrafía. Al techo de este corte podremos ver el nivel de cuarzoarenitas y también, aunque en el otro labio de una falla existente, el Hard-Ground.

El corte se realiza a lo largo de la carretera y su situación viene señalada en el mapa de la fig. 19.

CORTE DE ES BARRACA

El corte se inicia en la base de la Formación Es Barraca. Ha sido representado en la fig. 20, y para su identificación se ha numerado. Los numeros se corresponden con los observables en el campo.

La sección está formada por una sucesión - de secuencias somerizantes ("Sallowing upwards sequence") - que poseen, por lo general dos o tres términos litológicos.

El término inferior de arenas carbonáticas, cuando existe, está formado por grainstones oolíticos (n^os 4, 15, 29, 33, 43, 48, 49, 76, 77, 79) o bien por grainstones-packstones bioclásticos muy ricos en artejos de crinoides (67, 72, 73, 74) localizados, estos últimos, en el tercio superior de la sección. Los materiales de este término

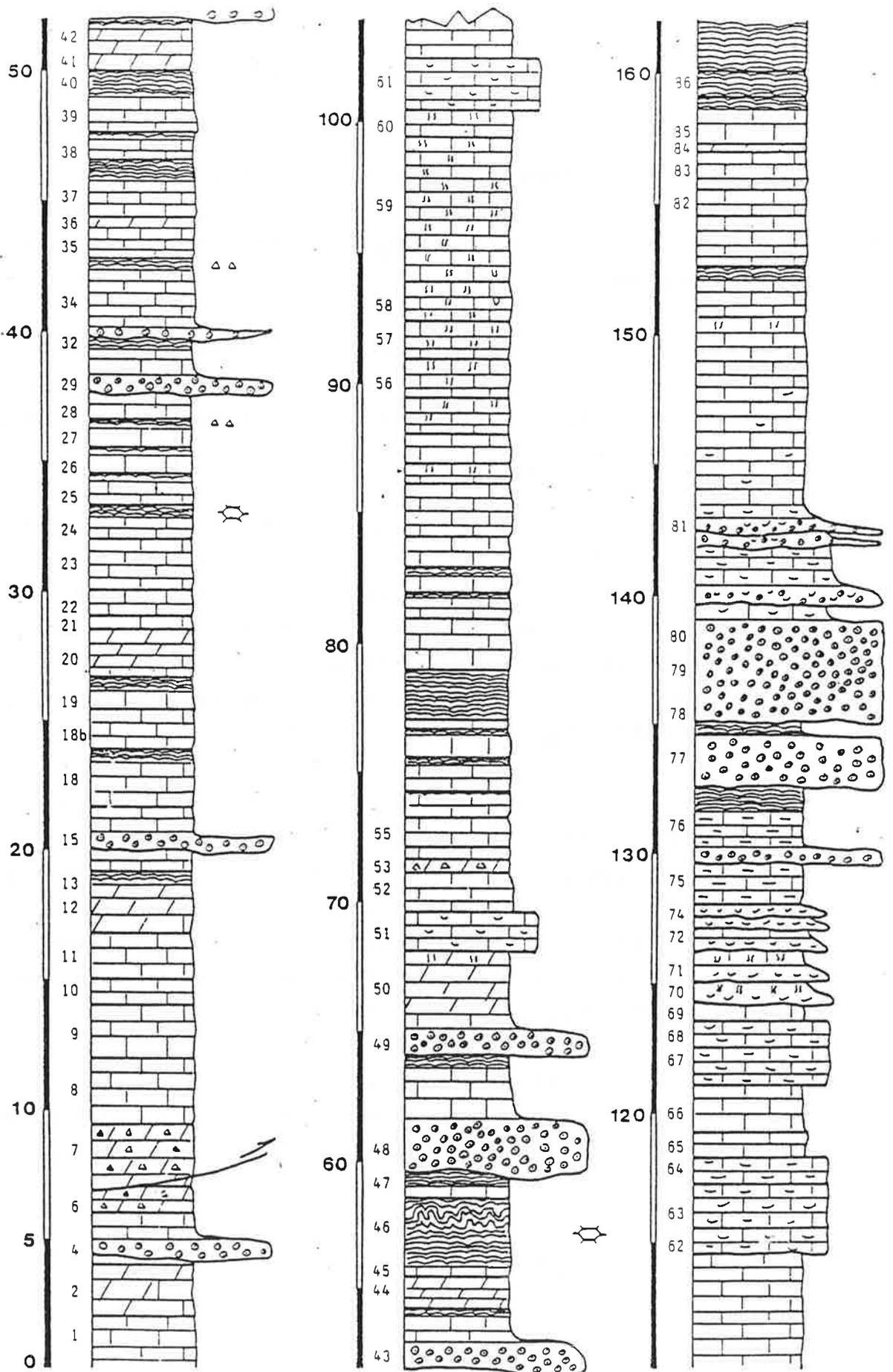


Fig. 20 Columna Estratigrafica. Es Barraca

presentan frecuentemente base erosiva (Ejem. nº 74) y también estructuras tractivas (Ejem. nº 77) aunque estas últimas, por la naturaleza litológica, generalmente son difíciles de observar.

El término intermedio está formado por mudstones peletoidales y wackestones de moluscos en los que abundan los gasterópodos, artejos de crinoideos, ostrácodos y foraminíferos.

El Término superior se caracteriza generalmente por la presencia de laminación algal. Esta es muy abundante en todo el perfil presentando signos evidentes de exposición aérea (teepees, grietas de desecación, brechificación). En la base de la serie pueden observarse algunas secuencias cuyo término superior corresponde a brechas con algunos cantos negros.

En la parte media de la serie, donde existe un tramo formado casi exclusivamente por el término intermedio, puede observarse la presencia de bioturbación con dolomitización selectiva de los burrows (56, 57, 58). Aunque esta bioturbación está presente en casi la totalidad de la capa, se hace más intensa en el techo de la misma, marcando de este modo una cierta ciclicidad.

Estos términos se corresponden con los términos A, B, C y D de la secuencia ideal ("Ideal Carbonate - shallowing-upward sequence") de James (1979) de la siguiente forma:

El término inferior corresponde al término A de James (1979) y representa a barras de arenas carbonáticas ("lime sand shoals") que migrarían en la zona submareal.

El término intermedio representa al término B de James (1979) y corresponde a fango carbonatado depositado en ambiente submareal.

El término superior correspondería a los términos C (algal mats) y D (Teepees, mud craks, brechas de estromatolitos) de James (1979) que se habrían depositado respectivamente en un ambiente intermareal de baja energía y en un ambiente supramareal. El modelo corresponde a un tidal flat de clima húmedo.

La presencia de abundantes gasterópodos en algunos tramos del término intermedio viene motivada por su actividad browsing (pacer) sobre los estromatolitos controlando su extensión por debajo de la zona intermareal baja.

CUARZOARENITAS

El corte representado en la fig. 20 se termina al pie de la carreta cuando su continuación, por el monte, se hace incómoda. A partir de este punto la serie está formada predominantemente por mudstones con una potencia de 55 m. (aprox.) hasta el nivel de cuarzoarenitas.

Para situar la presencia del nivel de cuarzoarenitas y estudiarlo por primera vez en esta excursión, nos desplazaremos unos metros por un camino que sale junto a la casa situada al pie de la carretera. Después de saltar la barrera de alambre por la rústica escalera, subiremos -aproximadamente 50 m. por el camino hasta el afloramiento -de cuarzoarenitas.

Es importante observar en este punto la relación existente entre el nivel de cuarzoarenitas y la For-

mación Es Barraca, para compararlo con la posición que ocupa en la localidad de Sa Moleta.

LOCALIDAD III. PANTANO DE CUBER

CUARZOARENITAS. HARD-GROUND. HEMIPELAGITAS (DOGGER). FACIES DE PLATEAU (MALM)

INTRODUCCION

En esta Localidad, situada en la Sierra de Alfabia, estudiaremos el tránsito de los materiales de la - Plataforma Liásica a las hemipelagitas del Dogger y facies de Plateau del Malm en la Sierra Norte.

El Pantano de Cuber está situado en el sin clinal vergente de la Sierra de Alfabia. Esta estructura - viene complicada por la presencia de repliegues importantes como el existente a lo largo del flanco suroriental, y cuyo núcleo podemos observar en la cantera situada junto a la ce rrada de la presa. Además, fallas como la situada entre el Lías y el Dogger en el flanco NW, o como la situada en el - núcleo del sinclinal, nos producen importantes distorsiones y laminaciones en la serie lo que dificulta especialmente, el obtener un buen perfil de la ritmita del Dogger.

Por razones prácticas el itinerario se rea lizará según el señalado en la fig. 21. Por este motivo las cuarzoarenitas, con las que en buena lógica debería empezar el itinerario, se verán en último lugar.

En primer lugar se visitará el afloramien- to marcado con el número 1, donde podrá verse el contacto - entre los carbonatos de plataforma del Lías y las hemipela- gitas del Dogger. El tránsito entre ambas, se realiza a tra- vés del Hard-Ground.

Seguidamente se realizará el corte, marcado con el número 2 en la fig. 21 que viene representado en la fig. 23,a. En este corte se estudiará la sucesión hasta el Ammonítico Rosso Intermedio.

A continuación, en el punto 3 de la fig. - 21, podrá estudiarse con detalle un tramo de las hemipelagitas del Dogger. La sucesión a estudiar se ha representado - en la fig. 23,b.

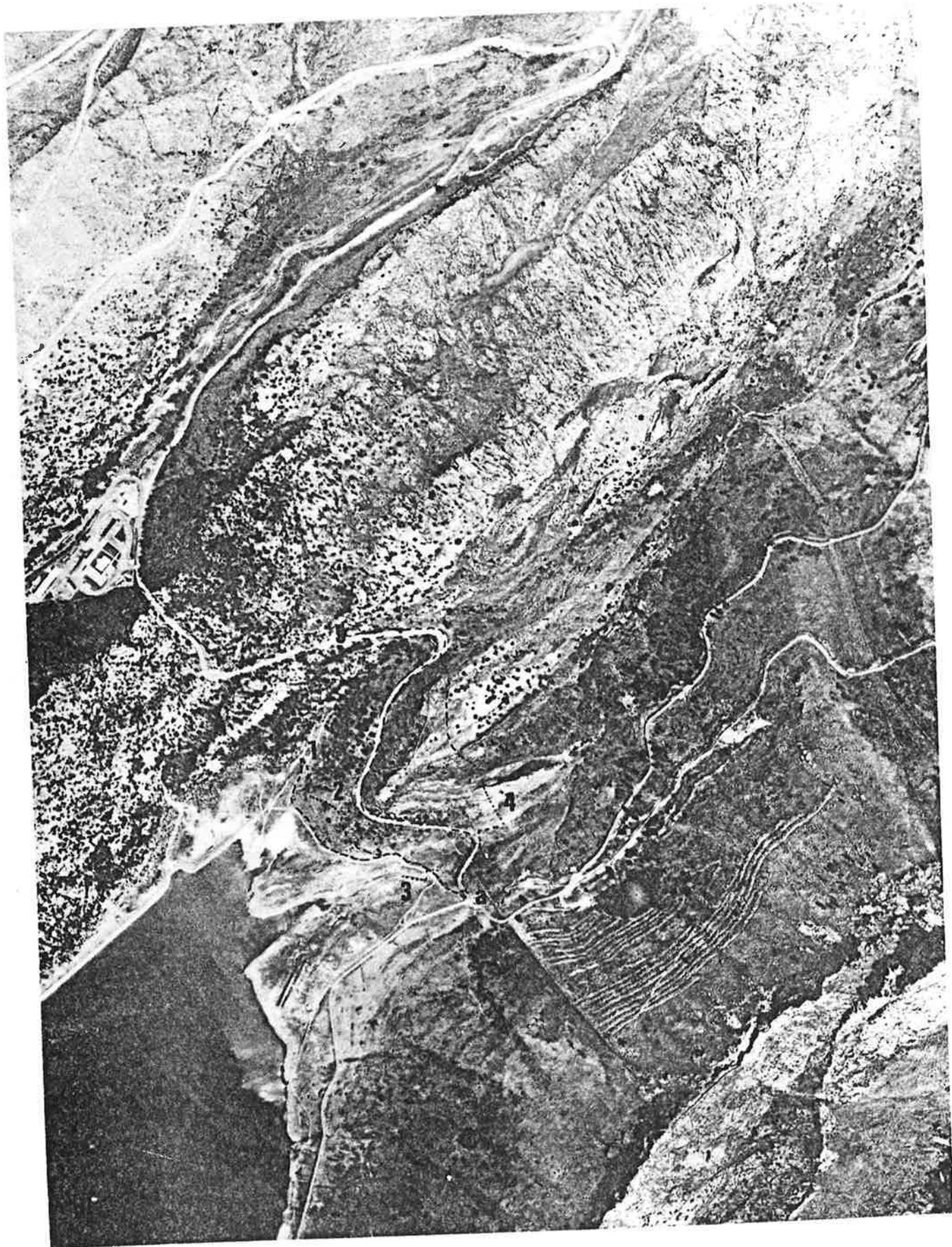
El corte situado en la fig. 21 con el número 4 nos permitirá estudiar las facies de Plateau de la Sierra Norte, en su totalidad. Así veremos el Ammonítico Rosso Intermedio, a la Formación Aumedrá y al Ammonítico Rosso Superior. El corte termina con las margocalizas blancas (facies maiolica) del Cretácico inferior.

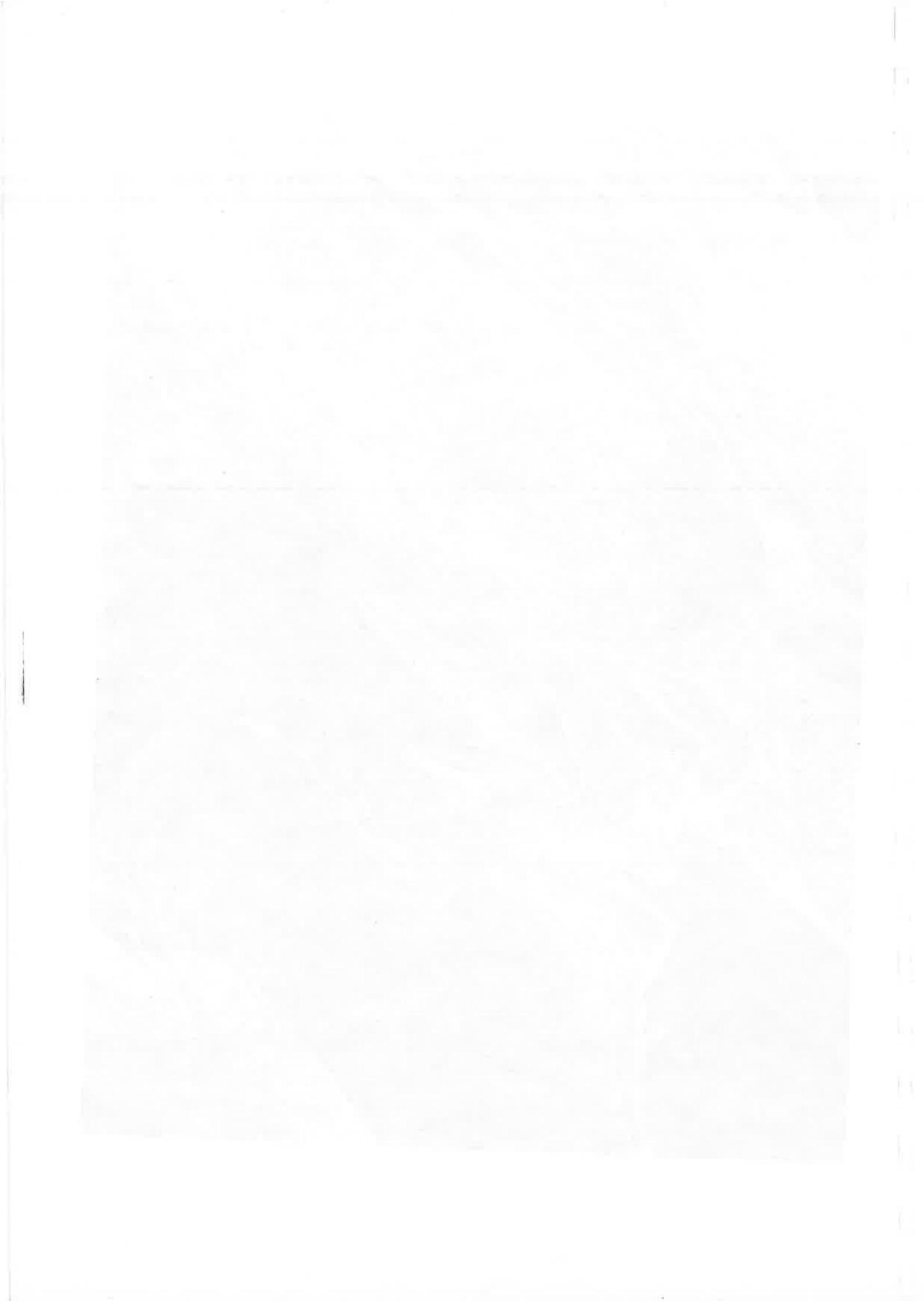
En el punto 5 podremos observar con mejor calidad del afloramiento que en Es Barraca, a las cuarzoarenitas de la parte alta de la secuencia liásica.

PARADA 1

Junto a la casa del predio de Cúber, estudiaremos el contacto entre los carbonatos de la plataforma liásica y la ritmita (hemipelagitas) del Dogger.

Figura 21.- Fotografía aérea de la localidad III. (a) Parada del autocar. Los números indican las paradas a realizar y la línea discontinua el itinerario a seguir.





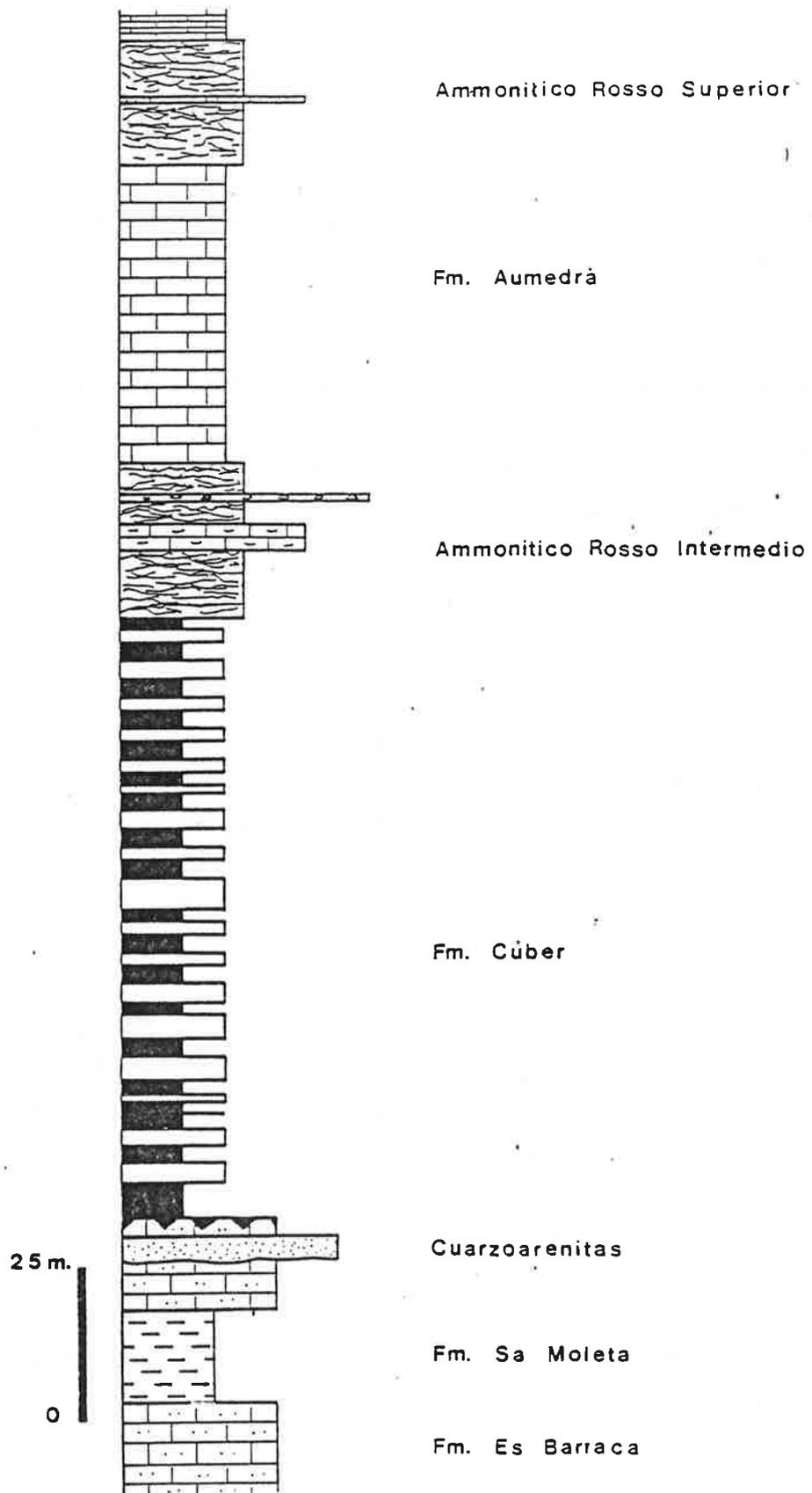


Fig.22 Columna Estratigráfica Sintética. Cúber

En este contacto podemos observar la presencia del Hard-Ground. Aquí, está poco desarrollado que en la Cantera de Lloseta y se presenta en malas condiciones de afloramiento.

A pesar de ello podremos reconocer que, sobre un sustrato corroído, se desarrolla una costra ferruginosa con óxido de hierro botroidal y más frecuentemente laminaciones de óxido de hierro que impregnan toda la superficie. Este Hard-Ground, como se ha explicado en la Memoria, localmente afecta a un sustrato formado por un packestone rico en artejos de crinoideos.

PARADA 2

Desde la parada 1, seguiremos el itinerario marcado a puntos con el número 2, hasta llegar a las facies nodulosas del Ammonítico Rosso Intermedio.

Este itinerario nos permitirá en primer lugar, familiarizarnos con la ritmita del Dogger a pesar de que en este trayecto, situado en el flanco NW del pliegue de Alfabia, está muy reducida de potencia por laminaciones tectónicas, y en segundo lugar, estudiar las facies nodulosas del Ammonítico Rosso Intermedio que poseen interesantes intercalaciones bioclásticas.

Sobre la ritmita margocalcárea, de la que estudiaremos un detalle en buenas condiciones de afloramiento en la Parada 3, se desarrolla el primer tramo de calizas nodulosas de colores grises y rojizos predominantes que hemos denominado Ammonítico Rosso Intermedio.

En estas calizas nodulosas alternan los

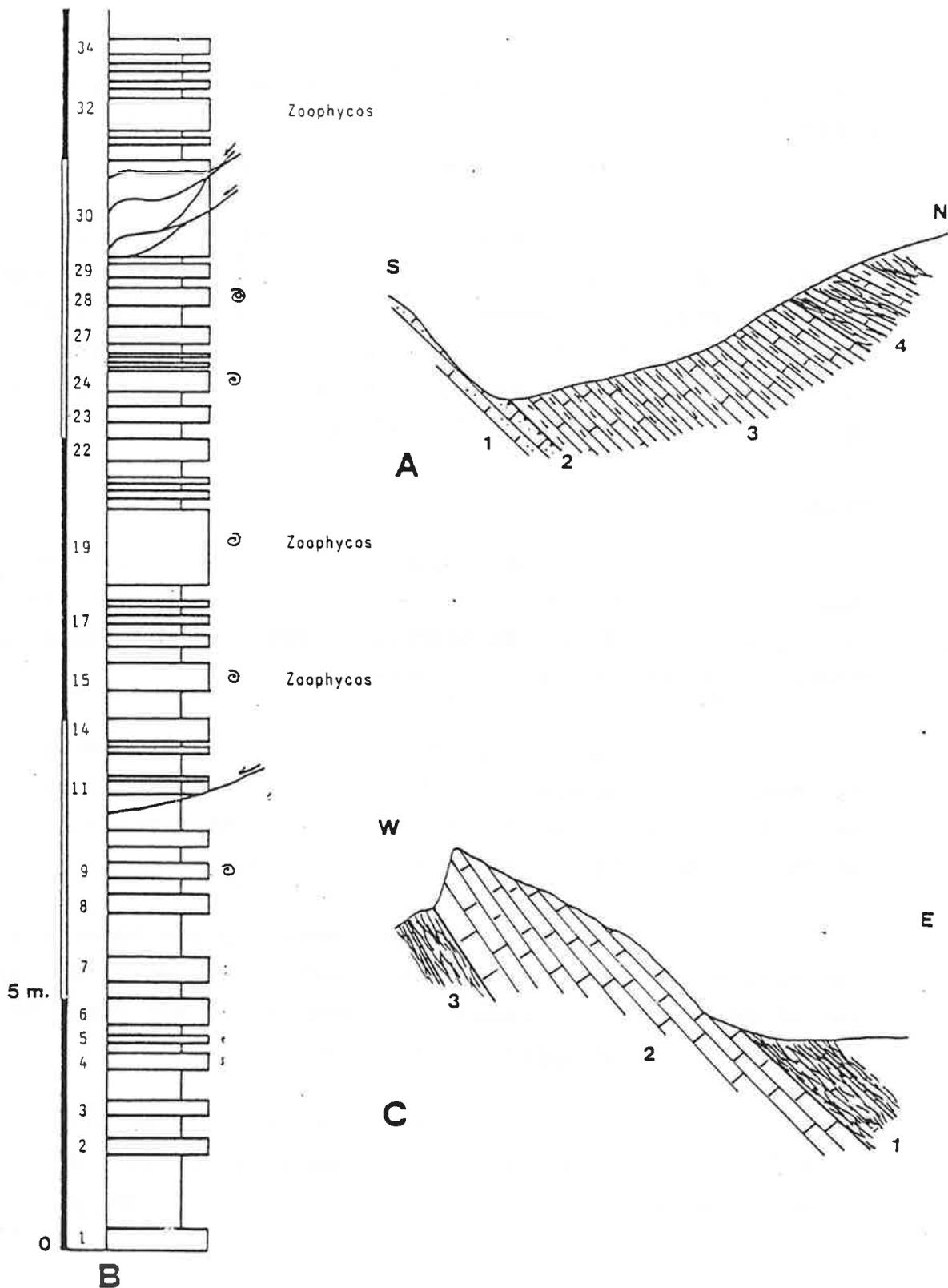


Fig.23. Pantano de Cúber. A, Corte parada 2. (1) Lias, (2) Hard ground, (3) Fm. Cúber, (4) Ammonítico Rosso Intermedio. B. Columna parcial Fm. Cúber (Parada 3) C. Corte parada 4. (1) Ammonítico Rosso Intermedio, (2) Fm. Aumedrá, (3) Ammonítico Rosso Superior.

tramos pobres en matriz, en los que la roca adquiere un aspecto conglomerático, con otros más arcillosos. Los contactos entre la matriz y los nódulos son bruscos.

Intercalados entre las facies de calizas nodulosas podemos observar la presencia de abundantes tramos de packstones de filamentos, en general muy neomorfizados. Hacia la parte alta del corte (fig. 23,a) los interbancos arcillosos entre estas facies bioclásticas y también, facies de calizas nodulosas, se hacen más abundantes.

PARADA 3

En esta parada, aprovecharemos el desmonte realizado para la conducción de agua entre el Pantano del Gorg Blau y el Pantano de Cúber para observar en detalle un tramo de la ritmita margocalcárea.

En la fig. 23,b se representa la sección a estudiar. Esta empieza en la boca de salida de la conducción de agua y se continua en dirección al pantano por la trinchera. La serie está ligeramente invertida.

El perfil se ha numerado y los números se corresponden con los que pueden observarse en el campo. En la columna vienen indicadas las capas en las que puede verse la presencia de Zoophycos y de Ammonites.

Podemos observar que se trata de una ritmita en la que alternan margas con mudstones-wackestones, finamente bioturbados con escasos filamentos (Posidonia). Un dato importante a resaltar es la práctica ausencia de sílex en este corte.

PARADA 4

En la parada 4 se realiza en el corte indicado con éste número en el fig. 21. El corte se inicia en el collado contiguo a la carretera, dirigiéndonos hacia el NW hasta alcanzar el núcleo del sinclinal (fig. 23 c).

El corte se inicia en las facies del Ammonítico Rosso Intermedio.

Podemos observar, al igual que en la parada 2, la presencia de packstones bioclásticos formados por lumaquelas de Eothrix alpina, muy neomorfizados, intercalados entre las facies de calizas nodulosas.

Además de estas facies bioclásticas, puede observarse la presencia de una intercalación conglomerática de 15 cm de potencia.

Las facies de Eothrix alpina se interpretan como procedentes de la propia sedimentación pelágica. Podrían representar el "Gap" paleontológico del Calloviense hecho que actualmente está en estudio. El nivel conglomerático no ofrece dudas sobre su carácter resedimentado.

La presencia de facies bioclásticas resedimentadas intercaladas entre las facies de calizas nodulosas es conocida desde antiguo. Carozzi (1952) ya las interpretó como facies resedimentadas por corrientes de turbidez. Generalmente se identifican fácilmente por incluir abundante fauna de plataforma con escasa mezcla de fósiles pelágicos.

Sobre el Ammonítico Rosso Intermedio, podemos observar la presencia de un potente tramo de mudstones de color marrón (café con leche) de unos 65 m de potencia.

Se trata de la formación Aumedrá, definida en el capítulo - de Estratigrafía y que, después del corte típico, presenta en este afloramiento una de sus mejores secciones. Se trata de mudstones bien estratificados, en bancos métricos a decimétricos, con algunos nódulos de sílex.

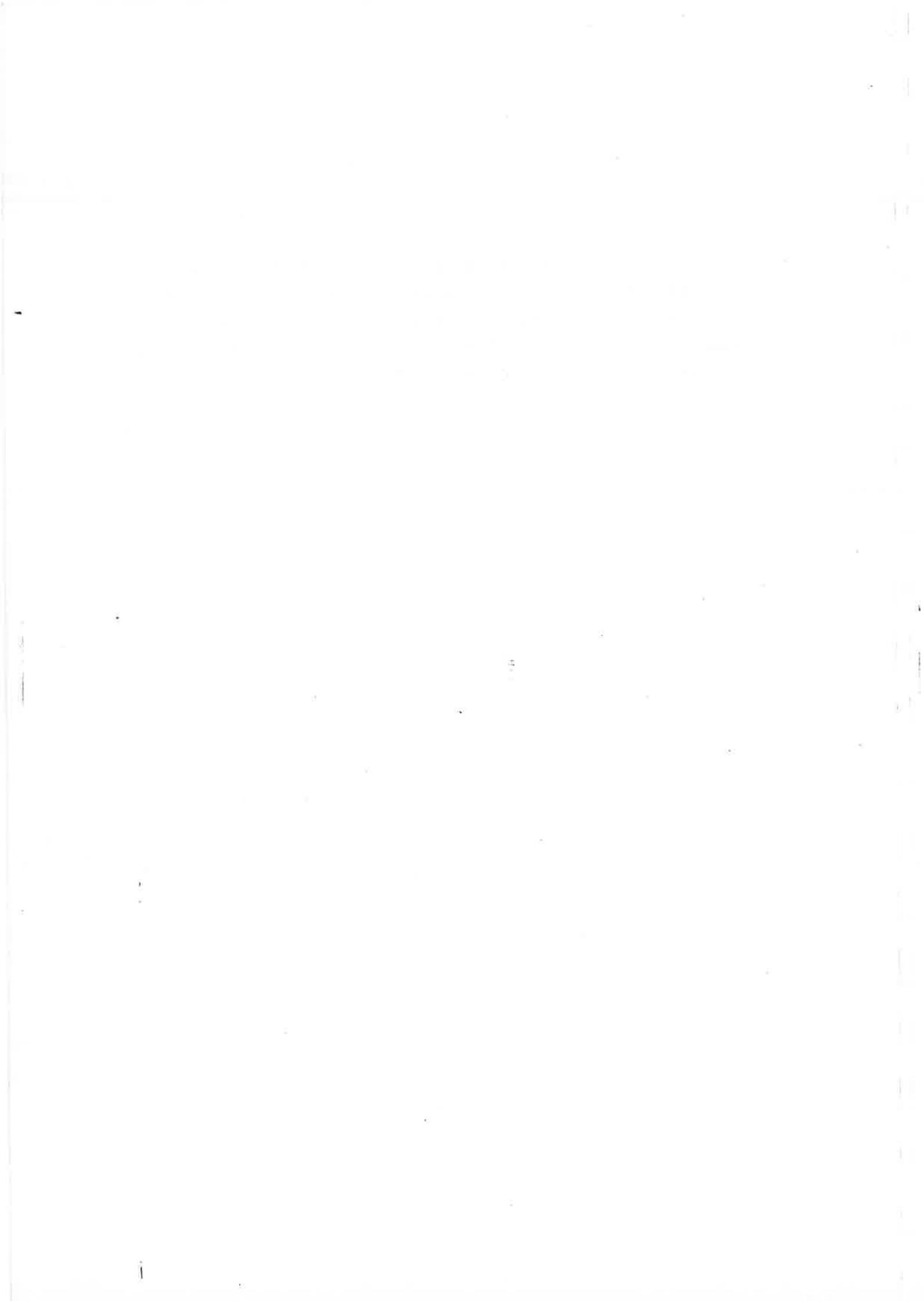
Sobre la Formación Aumedrá, nos encontramos con la presencia de un tramo de calizas nodulosas de colores rojos, verdes y grises, con abundantes ammonites. La estratificación está bien definida, tanto por la presencia de interbancos arcillosos como por las superficies de corrosión existentes en las calizas nodulosas. Se trata del Ammonítico Rosso Superior o Ammonítico Rosso Tithónico.

en este punto podremos estudiar las facies de calizas nodulosas, los procesos de nodulización, la relación entre nódulos y matriz, la preservación diferencial de la fauna y asimismo podremos ver la presencia de una intercalación bioclástica formada por un grainstone-packestone - de oolitos y foraminíferos. Este nivel, cuya presencia en las facies nodulosas del Tithónico de Cúber ya que fue observada por Fallot (1922) y por Colom (1947), se trata de una intercalación de material resedimentado procedente de la plataforma.

Sobre las facies nodulosas del Tithónico - puede observarse, en el núcleo fallado del sinclinal, la presencia de las facies de margocalizas blancas del Berriasiense (Facies maiolica).

PARADA 5

Junto a la carretera podemos observar el nivel de cuarzoarenitas de la parte alta de los materiales de plataforma del Lías. Se trata de un tramo de microconglomerados de cuarzo y cuarzoarenitas con abundantes estructuras tractivas que presentan bimodalidades.



LOCALIDAD IV. SA MOLETA

SEDIMENTOS DE PLATAFORMA, CUENCA INTRASHELF Y CUARZOARENITAS (LIAS)

INTRODUCCION

El yacimiento fosilífero de Sa Moleta de Ca S'Hereu, es un yacimiento clásico dentro de la literatura geológica de Mallorca. Está situado en las proximidades de Soller y pertenece al Subdominio occidental de la Sierra Norte.

Este yacimiento corresponde a las calcilimolitas y limolitas con fauna nerítica y ammonites, que se sitúan entre la Formación Es Barraca y las cuarzoarenitas, y que hemos denominado como Fm. Sa Moleta (ver capítulo de Estratigrafía). Junto a la Formación Es Cosconar, cuyos afloramientos son de difícil acceso para un grupo numeroso, aflora únicamente en el subdominio antes mencionado.

DESCRIPCION DE LA PARADA

La situación de la parada y el corte a estudiar viene en la fig. 25. El objeto de la parada consiste en reconocer las facies de la unidad, su contenido faunístico y su situación entre las calizas con secuencias somerizantes de la Formación Es Barraca y las cuarzoarenitas. El contacto con ambas formaciones es brusco y su contenido faunístico nos indica que la unidad ha sido depositada en una plataforma a mayor profundidad que la Formación de calizas somerizantes y con influencia detrítica. Corresponderían a sedimentos depositados en una cuenca intrashelf (fig. 9).

La unidad de cuarzoarenitas es mucho más potente en ésta localidad que en las que ha sido estudiada anteriormente. Su tamaño de grano llega a ser conglomerático y su cementación es, en algunos casos muy débil. Se corresponde con el modelo propuesto para esta unidad, con geometría en forma de cuña debida a una entrada de material siliciclástico (cuarzo y cuarcitas) de procedencia fluvial desde el NW.

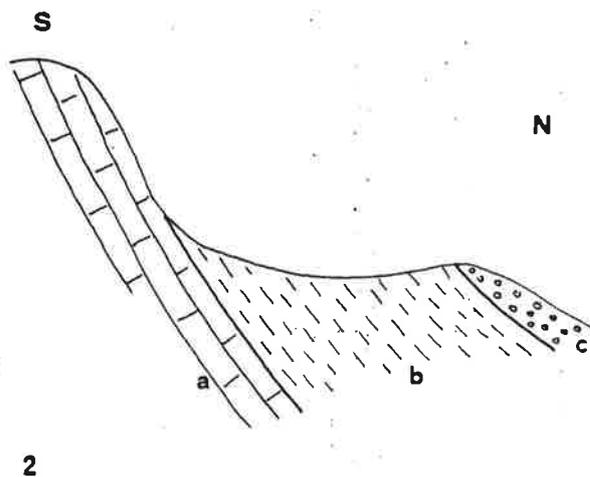
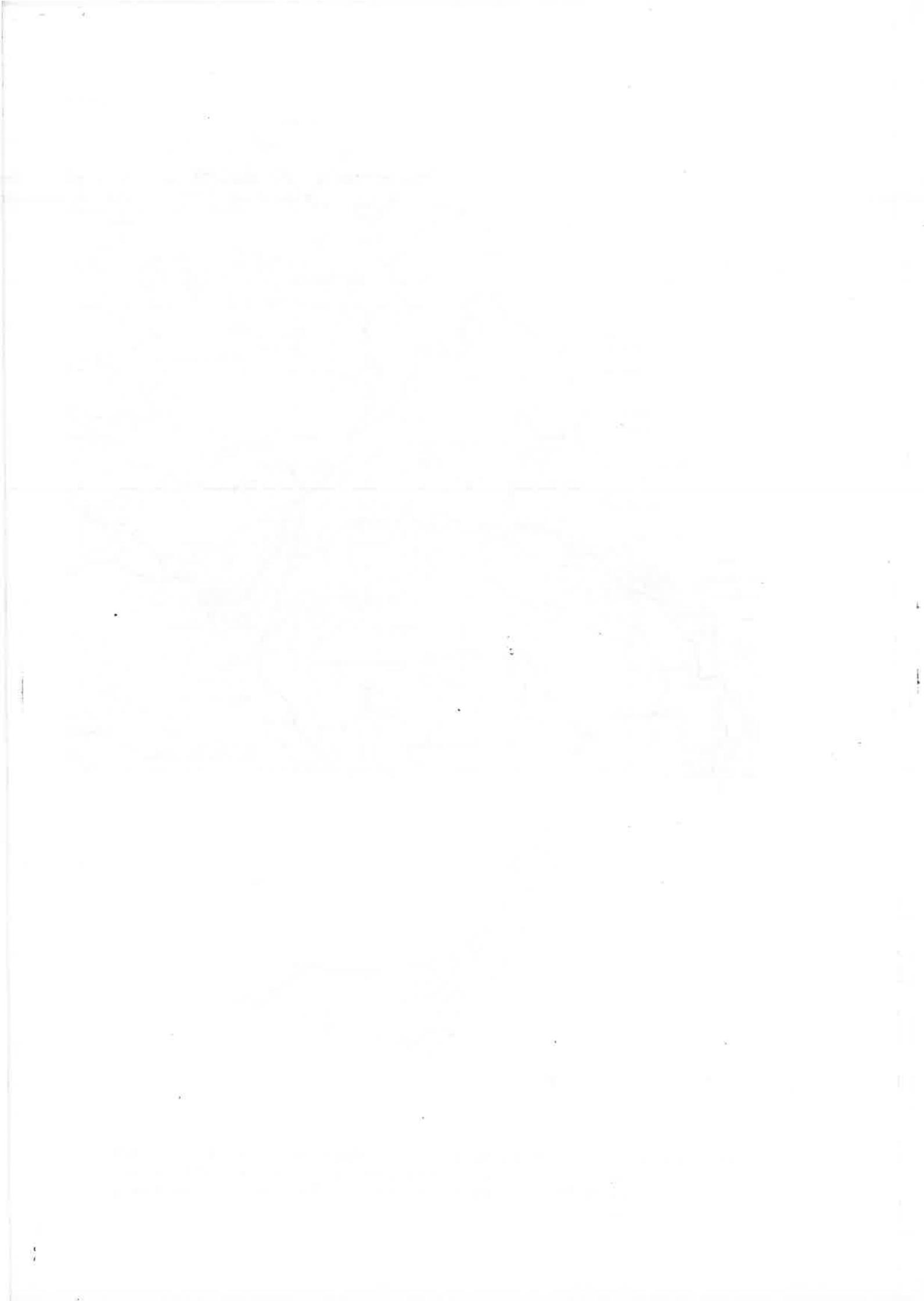


Fig. 24.- Localidad Sa Moleta (1). Mapa de localización del corte (IV). (2) Corte geológico de la localidad: a: Fm. Es Barraca; b: Fm. Sa Moleta; c: Cuarzoarenitas.



DIA 3 DE OCTUBRE: ITINERARIO

8.00 Salida en autobús del Hotel Nácar, Palma de Mallorca.

9.45 Llegada al Puig Cutri, en las proximidades de Artá.
Refrigerio.

10.00-15.00 Localidad V

15.00 Salida del Puig Cutri en dirección a Artá.

15.15 Llegada a Artá.

15.30-17.00 Comida en el Restauranté Can Faro.

17.00 Salida de Artá en dirección a Palma.

18.00-18.30 Llegada a Palma de Mallorca.

=====

LOCALIDAD V. CUTRI

FACIES DE PLATAFORMA (LIAS) Y TALUD CARBONATICO (DOGGER). SIERRA DE LEVANTE.

Está situada en las proximidades de Artá - (NE de la Isla) en la Sierra de Levante. Se accede a ella - desde Palma por la carretera comarcal 715 (Palma, Manacor, Arta, Capdepera) hasta el km 72,5 al norte del cual se encuentra el Puig Cutri (fig. 1). El itinerario se realizará a pie según se indica en la fig. 26.

La columna estratigráfica a estudiar (fig. 28) presenta notables diferencias con la estudiada del día anterior. La plataforma Liásica, está formada por una potente serie (\approx 500 m) con dolomías en la base y calizas bioclásticas a techo, de la cual estudiaremos la parte superior. - Los cuerpos están bien representados y el Hard-Ground es de calizas nodulosas ferruginosas. A techo del Hard-Ground se desarrolla un tramo en facies Ammonítico Rosso. La secuencia hemipelágica monótona del Bajociense se ve truncada por la entrada de canales y turbiditas de oolitos.

PARADA 1

El objeto de la parada es conocer visualmente la localidad. En las figuras 25, 26, 27 y 29 se observan los diferentes materiales y unidades a estudiar. Los números señalados en las figuras indican paradas, y las letras indican los diferentes materiales.

El afloramiento está alineado N-S y tiene una extensión lateral de 1 km aproximadamente. En el se pueden observar las unidades y sus relaciones laterales, sien-

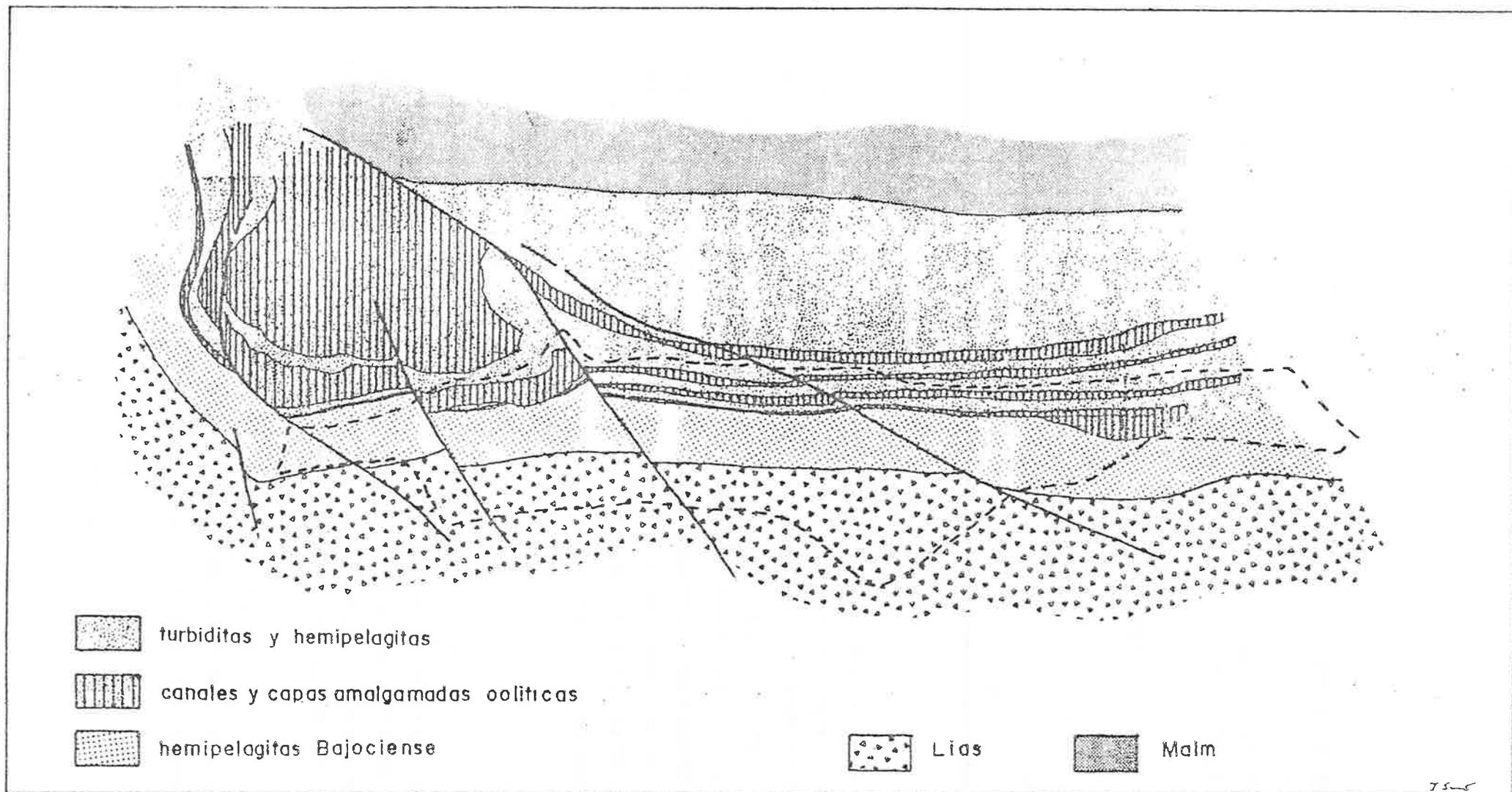


Fig. 25.- Cartografía del Puig Cutri. Corresponde a la fotografía aérea de la figura 26.
El trazado en líneas discontinuas, corresponde al itinerario.

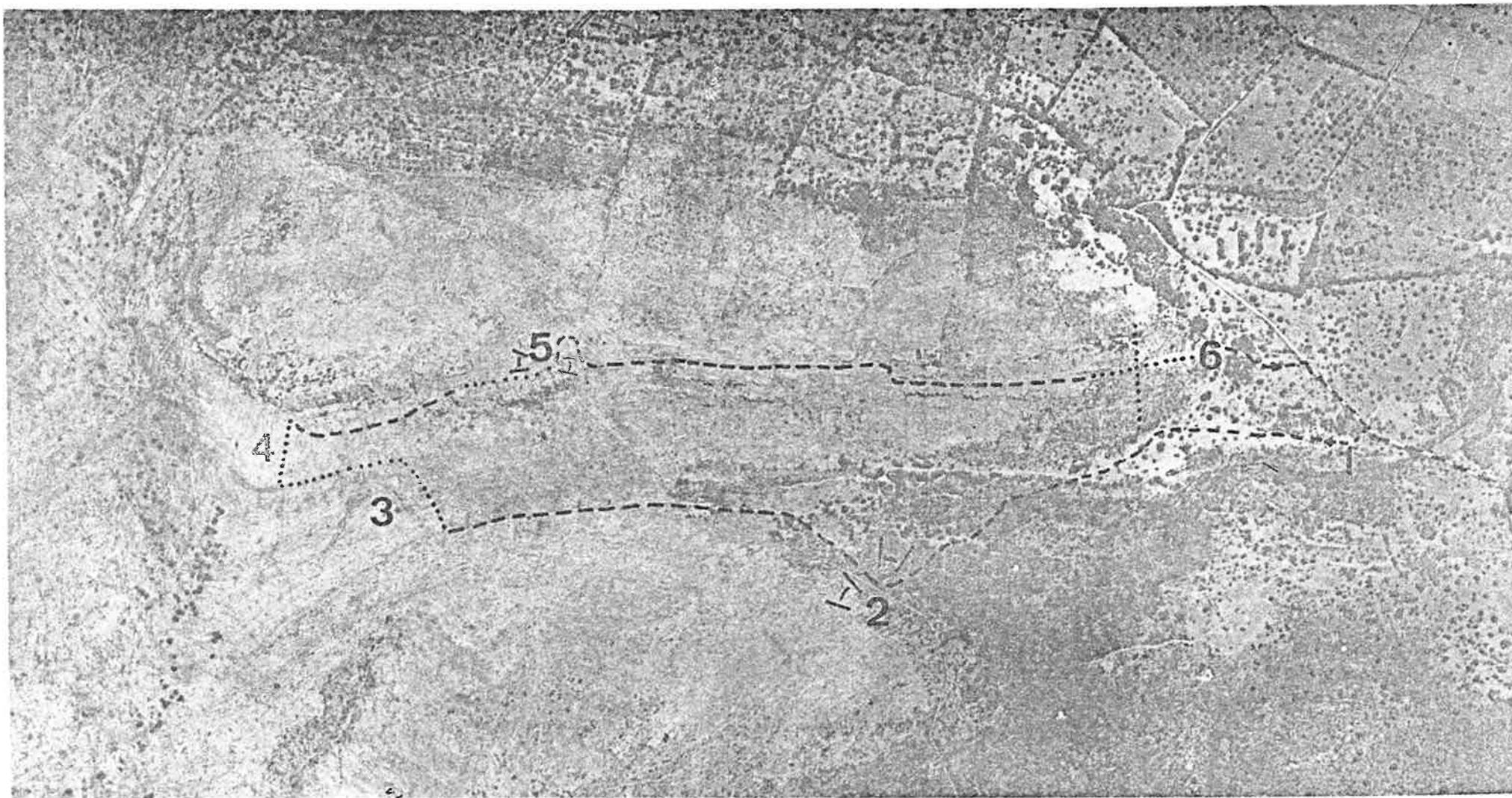
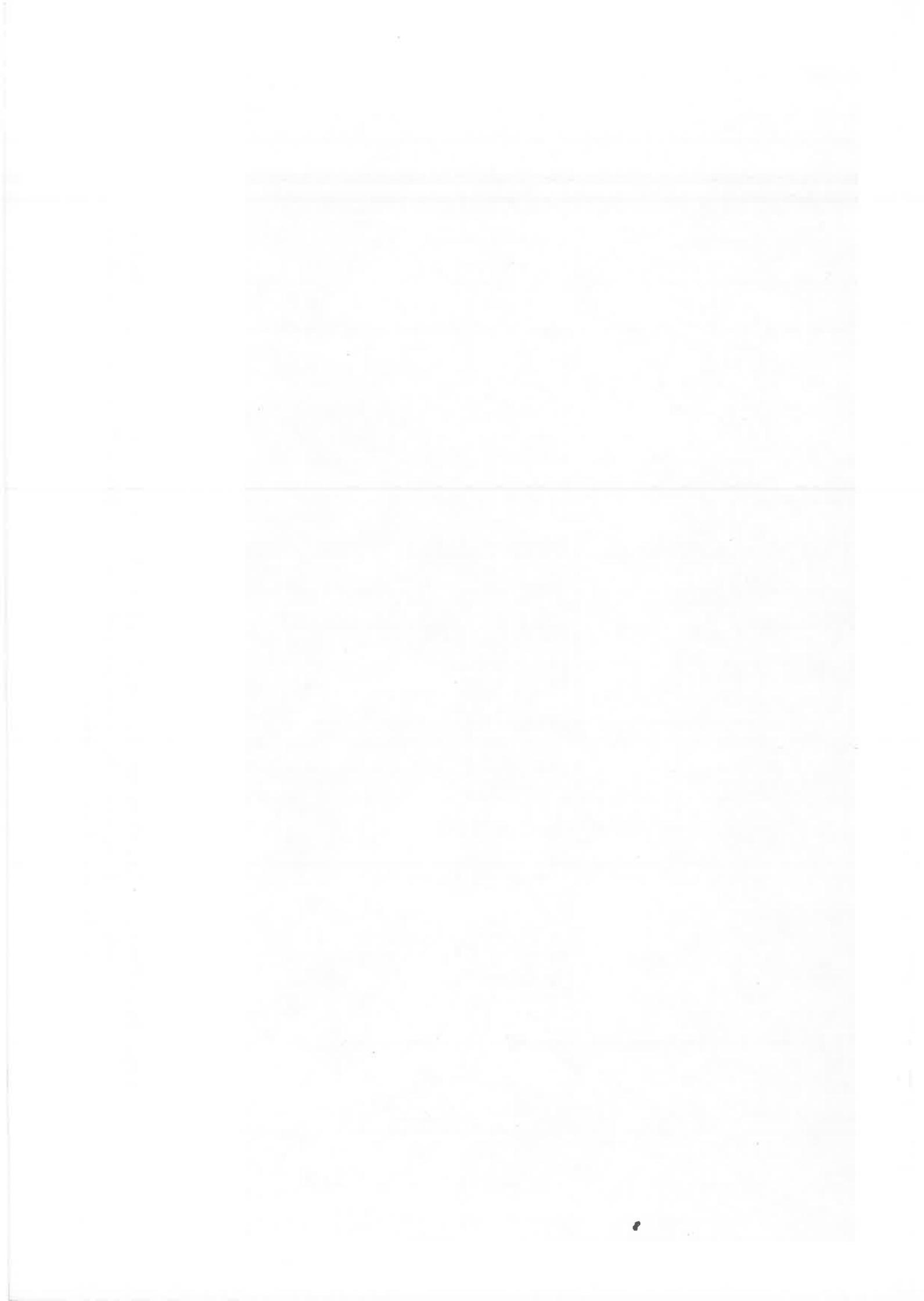


Fig. 26.- Fotografía aérea de la localidad V. El trazado en línea discontinua indica el recorrido, y en puntos, las series a realizar. Los números indican las paradas.



do muy importante la visualización de las geometrías.

PARADA 2

Desde esta parada podemos observar la suc
sión estratigráfica del Puig Cutri. En ella se diferencian
tres unidades litológicas (fig. 27, 28):

a) Una unidad inferior de calizas en estra
tos de 1 m de potencia media, de color gris claro a oscuro,
que corresponde a materiales de la plataforma Liásica (For-
mación Es Barraca).

b) Una unidad intermedia más arcillosa en
contacto brusco con la unidad inferior y superior. Corres-
ponde a la alternancia de mudstones y arcillas grises de -
edad Bajociense (Formación Cúber).

c) Una unidad superior calcárea, en la que
hay una parte masiva y otra estratificada. Corresponden a -
las calizas oolíticas del Dogger (Formación Cutri).

Las unidades inferior e intermedia se estu
diarán en detalle en las paradas 3 y 4. La unidad oolítica
superior presenta las siguientes características:

a) Está encajada en materiales hemipelági-
cos, presenta intercalaciones de materiales hemipelágicos y
está limitada a techo por un nivel de silexitas. La superfi
cie erosiva basal puede estar encajada por encima de un Am-
monítico Rosso (límite Bajociense-Bathoniese ?) o bien cor
tar este horizonte como ocurre en este caso.

b) Tiene 80 m de potencia media y se ex-

tiende a lo largo de la Sierra de Levante (60 km de largo - aproximadamente).

c) Las paleocorrientes indican un área -- fuente situada al NNW.

d) La secuencia general es granodecreciente y estratodecreciente hacia techo.

Esta unidad está formada por diferentes facies deposicionales:

a) Canales con márgenes erosivos escarpados y rellenos por grainstones oolíticos mal clasificados y - con estratificación cruzada de gran escala (fig. 29,1 y 2).

b) Capas oolíticas amalgamadas que comúnmente se depositaron por encima de las anteriores. Tienen - textura grainstone oolítico, con cantos en la base de material pelágico y hemipelágico y gradación normal (fig. 29 y 34). Localmente presentan estratificación cruzada.

c) Lutitas masivas, con gran extensión lateral, cubren las irregularidades topográficas por encima - de las anteriores facies.

Figura 27.- Fotografía realizada desde el punto de reunión 1 con el objeto de situarnos en la Localidad V.



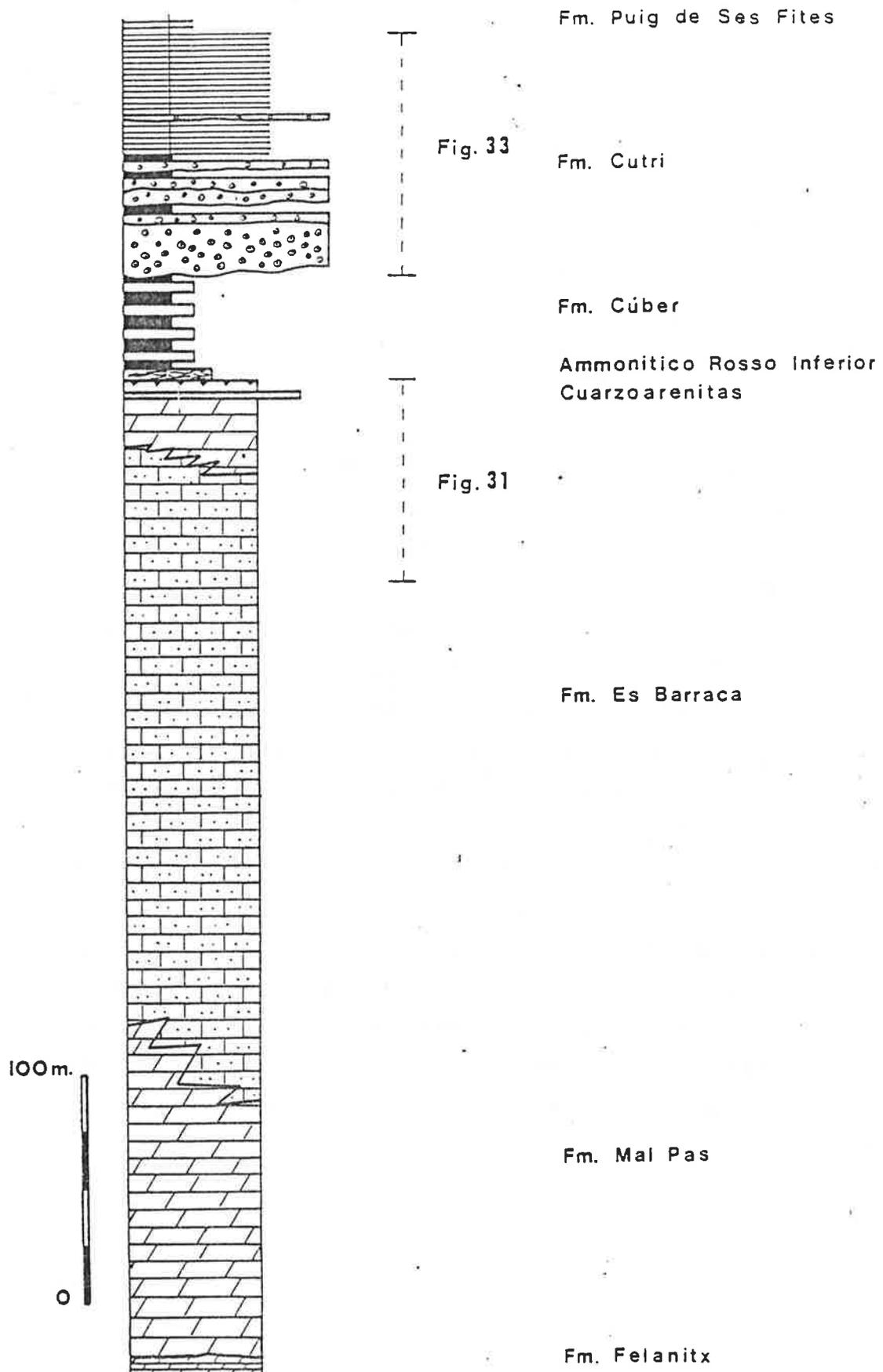
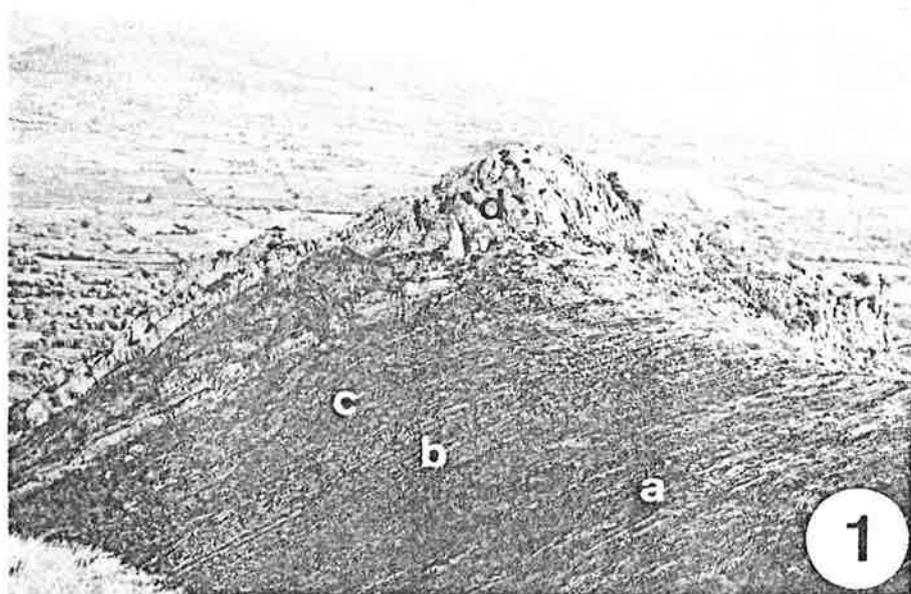


Fig. 28 Columna Estratigráfica Sintética. Jurásico Cutri.

Estas facies forman ciclos deposicionales, que están asociados a turbiditas, conturitas y hemipelagitas, que se estudiarán en la parada 6. La figura 30 representa la relación lateral de facies y ha sido extraída de la cartografía (fig. 25 y 26).

Los ciclos descritos se interpretan como producto de la puesta en movimiento de una masa de oolitos desde eje de la plataforma hacia cuenca. En un principio, la corriente sería de baja densidad y turbulenta, canalizada en cañones previos de "bypass". La densidad de la corriente aumentaría por la mezcla de arcillas de cuenca y daría como resultado la amalgamación de capas turbidíticas. La entrada de una masa oolítica en el mar habría puesto en suspensión arcillas del talud, que una vez finalizada la sedimentación se decantarían dando lugar a extensas capas de lutita masiva (Barnolas y Simó, en prensa). En ocasiones los canales son de 33 m (fig. 29,1 y 2) y están rellenos por un único conjunto de sets (fig. 29,2). Canales de conos submarinos detríticos rellenos por un único set de estratificación cruzada han sido descritos en la bibliografía (Piper - 1970, Winn y Dott 1977, Lowe 1982, y otros), no obstante la potencia del set es mucho mayor en este caso. Barnolas y Simó (en prensa) sugieren que el mecanismo de deposición sería el mismo (corriente de baja densidad y alta turbulencia), y que la diferencia de tamaño sería debido a la diferencia del material (conglomerados en conos detríticos, y oolitos en este caso).

Figura 29.- Geometría de los cuerpos oolíticos de la Fm. Cutri. (1) Puig Cutri visto desde el Norte: a. Lias, b. Hard-Ground y Ammonítico Rosso, c. hemipelagitas Bajocienses y d. calizas oolíticas, fijarse en el contacto erosivo del canal de la foto 2. (2) Estratificación cruzada de gran escala en el canal de la foto 1. Fijarse en la persona a techo para la escala. Vista desde la parada 2 hacia el NNE. (3) Capas amalgamadas. Las flechas indican las superficies de erosión y amalgamación. Vista desde la parada 2 hacia el E.



Han sido descritos diferentes mecanismos - para explicar la dispersión de los sedimentos de plataforma a cuenca: Tsunamis (Mountjoy et al 1972; Hubert, Suchck & Callahan 1977), terremotos (Mountjoy et al. 1972, Hubert - Suchck & Callahan 1977 y Johns 1978), tormentas (Davis 1977, Moore, Graham and Land, 1976; Hine et al. 1981, Hine, Wilber and Neumann 1981) corrientes de marea (Hine, Wilber and Neumann 1981), cementación submarina (Hopkins, 1977), progradación del eje de plataforma (Davis, 1977), y fluctuación del nivel del mar (Hine et al, 1981).

Del estudio comparativo que realizaremos - en las paradas 2, 5 y 6 se observan por una parte capas turbidíticas y conturitas, y por otra los ciclos granodecrecientes (fig. 30). Esto nos sugiere al menos dos mecanismos de dispersión. En el primer caso corresponden a corrientes de contorno y resedimentación "normal" (mareas, progradación de barras, pulsaciones del nivel del mar, tormentas ..) En el segundo caso, corresponden a etapas de erosión en el talud superior y acreción en el talud inferior, con puesta en movimiento de gran cantidad de oolitos, posiblemente producidos por terremotos o causas esporádicas.

La secuencia general, sería profundizante hacia el techo, pasando del talud superior a cuenca en vertical. El nivel radiolarítico de techo indicaría una proximidad al límite de CLY como resultado de la subsidencia (siguiendo el esquema de Bosellini and Winterer, 1975).

Desde este punto de observación y mirando al NNE (Puig Cutri), observamos una pared masiva, de aproximadamente 38 m de altura, con estratificación cruzada de gran escala en dirección hacia SE. Complicado por algunas fallas, se puede seguir el esquema de la fig. 30 y ver la -

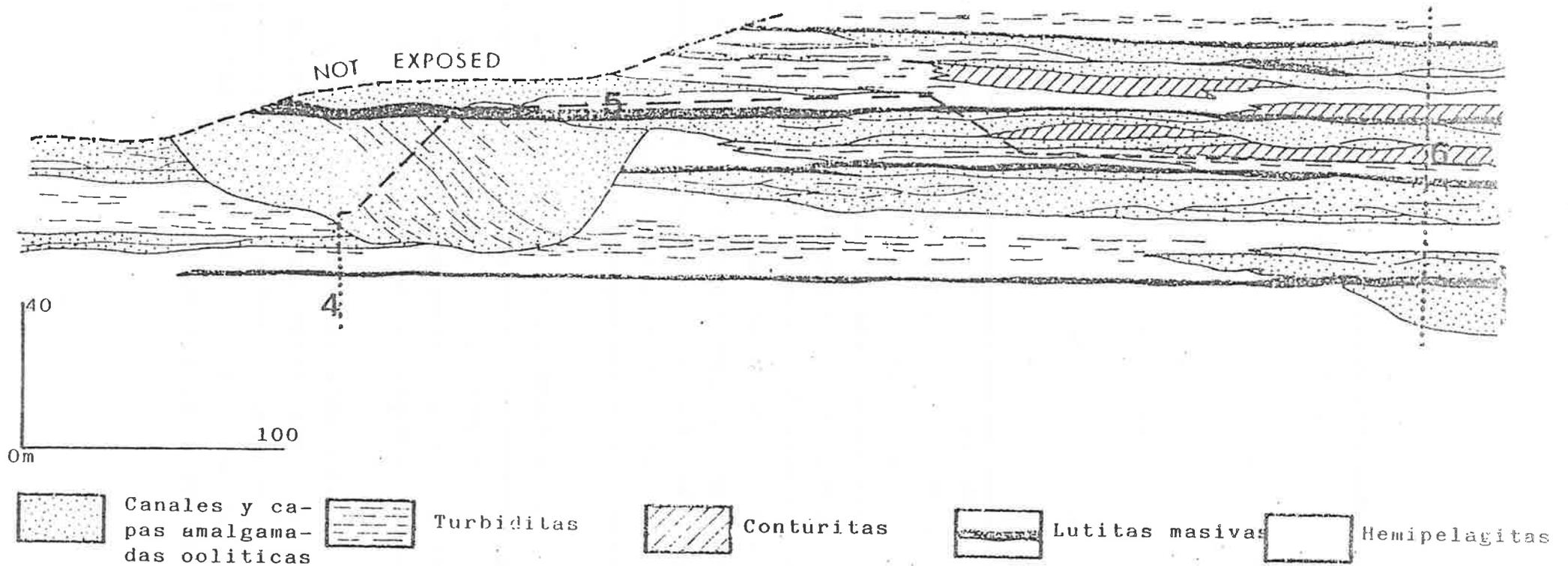


Fig. 30.- Relación geométrica de los cuerpos de calizas oolíticas. El trazado en rayas y puntos y la numeración, es la misma que en las figs. 27, 28 y 29.

relación existente con las capas situadas enfrente nuestro hacia el E. En ellas es de destacar la base erosiva y la amalgamación de capas (fig. 29 c).

PARADA 3

Desde la parada 2 nos dirigimos por el camino situado junto al barranco hasta que este cambia de dirección. Cuando llegemos a este punto nos encontraremos en la base del Puig Cutri y ascenderemos en dirección al collado reconociendo la parte alta de las calizas de plataforma del Lías. Para ello se ha levantado una columna parcial (fig. 31) que se ha numerado para su fácil localización. Esta columna corresponde al tercio superior de la Formación Es Barraca que en esta localidad tiene una potencia próxima a los 300 m.

En la serie parcial que vamos a realizar podemos distinguir la existencia de dos tramos bien definidos. Un tramo inferior, de secuencias somerizantes y un tramo superior totalmente dolomitizado.

En el tramo inferior con secuencias somerizantes preservadas, podemos estudiar la naturaleza de las mismas. Al igual que en la Localidad II (Es Barraca) estas poseen tres términos fundamentales:

Un término inferior formado por grainstones de oolitos (38, 39, 40, 44, 47), oncolitos (45) o packstones de bioclastos (17, 18, 19).

Un término intermedio formado por mudstones o wackestones de bioclastos.

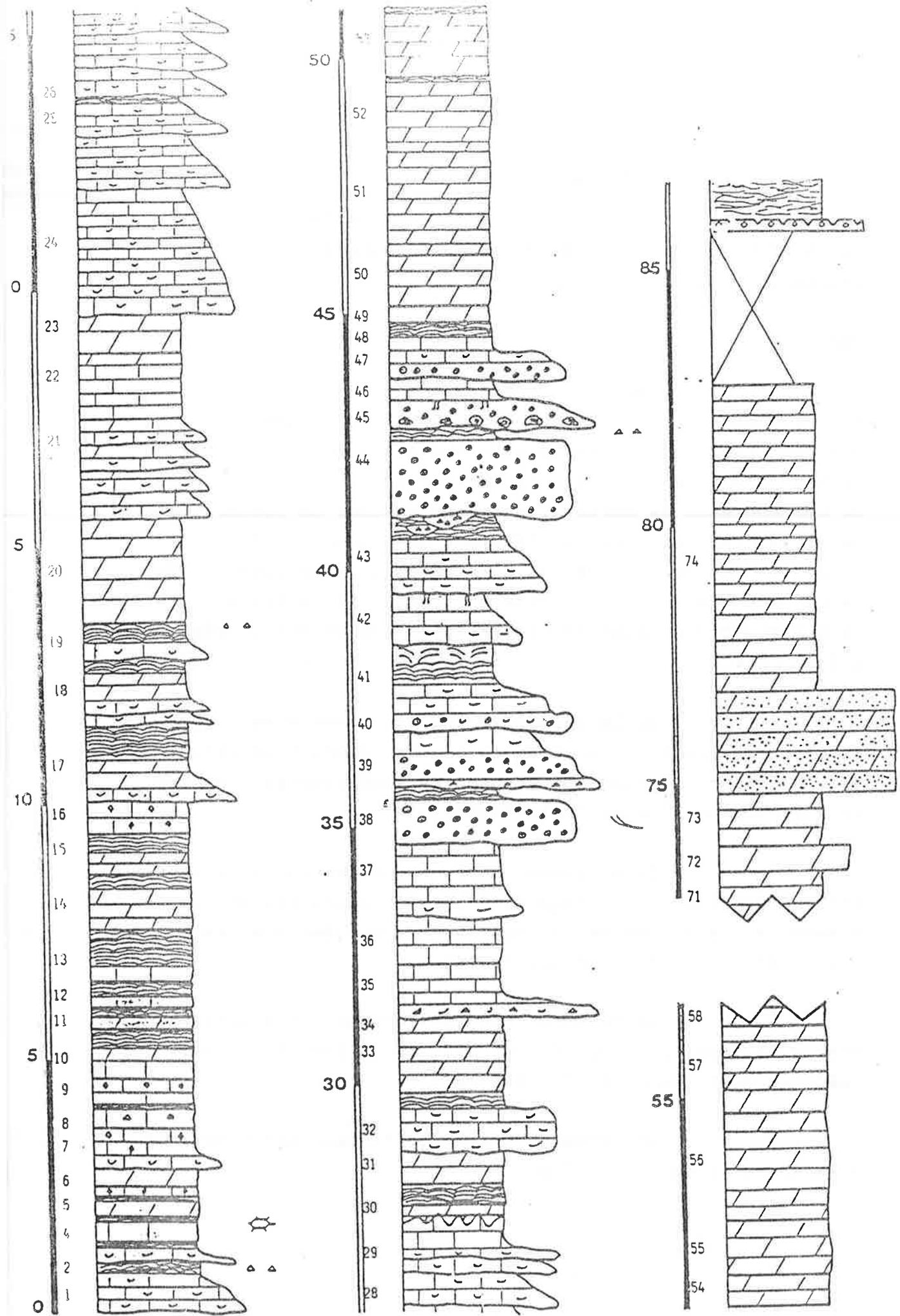


Fig. 31 Columna Estratigráfica del techo del Lias. CUTRI

Un término superior formado mayoritariamente por estromatolitos, o bien, por mudstones laminados, con costras de dolomía terrosa, que en algunos casos contienen moldes de evaporitas (5, 7, 9, 16).

Tanto el término superior como el inferior pueden faltar. En el término inferior a menudo pueden observarse estructuras tractivas y bases canalizadas. En el término superior son frecuentes la presencia de láminas rotas, grietas de desecación, pequeños canales de brechas estromatolíticas.

El tramo superior, dolomítico está formado por dolomías de textura esparítica que sustituyen y neomorfizan completamente a la roca original. En algunos puntos, puede observarse la presencia de restos de moluscos recristalizados que han quedado preservados.

En esta parada hemos podido observar dos tipos de dolomitización que afectan de forma desigual a la unidad.

Por una parte, existe una dolomía terrosa, asociada a los términos superiores de las secuencias somerizantes. A menudo se presenta asociada a moldes de evaporitas. Estas dolomías corresponderían a dolomías formadas en una etapa diagenética muy temprana, contemporánea con la sedimentación, por evaporación y concentración de agua hipersalina en la interfase sedimento-aire, en la zona supramareal. No llegan a formarse evaporitas (solo ocasionalmente algunos moldes de cristales aislados) debido a que el clima era húmedo o, por lo menos periódicamente húmedo.

El otro tipo de dolomitización existente -

son las dolomias del techo de la unidad que sustituyen completamente a la roca original. Su geometría es en forma de cuña, pudiendo verse algunas intercalaciones de dolomia de textura esparítica en el tramo de secuencias somerizantes - preservadas. Corresponde a una dolomitización más tardía, - asociada a la formación de la barrera que afectaría a la parte interna de la misma. La dolomitización se produciría por la infiltración de aguas meteóricas, en la zona de mezcla - de agua salada-agua dulce (ver capítulo de sedimentología).

En la parte alta del tramo dolomítico (74) podemos observar la presencia del nivel de cuarzoarenitas. Estas se presentan dispersas en un tramo carbonático totalmente dolomitizadas.

A pocos metros por encima del nivel del - cuarzo encontraremos el Hard-Ground que afecta a packstone bioclástico con abundantes restos de crinoides. Nos desplazaremos lateralmente en dirección al collado e iremos observando el Hard-Ground que, en esta localidad está magnificamente expuesto. Este Hard-Ground se desarrolla sobre una superficie corroída, en forma de envueltas ferruginosas. Afecta también a múltiples fragmentos del sustrato que se hallan aislados en las calizas pelágicas que rellenan el sustrato corroído. Entre estos fragmentos de sustrato abundan los - restos de ammonites ferruginizados que nos han permitido datarlo.

PARADA 4

Desde el collado nos dirigiremos a la base de la pared superior del Cutri. En el recorrido estudiaremos la serie existente.

Sobre el Hard-Ground se desarrolla un tra-

mo de calizas nodulosas, de colores grises, verde y rojo que corresponde al Ammonítico Rosso Inferior descrito en la Memoria. La potencia de este tramo es de 4 m.

Sobre el se desarrolla un tramo de unos 40 cm de potencia hasta la base del Canal de Cutri formado por una alternancia de mudstones y wackestones de Posidonia y radiolarios, con abundantes nódulos de sílex que alternan con interbancos margosos. En este tramo abundan los Ammonites que han permitido su datación. Corresponde a la Formación Cúber. Hacia la parte superior el tramo se hace más arcilloso.

Al llegar a la base del Canal nos desplazaremos hacia el Norte (el afloramiento de la Fm. Cutri es aproximadamente N-S) para observar la base del mismo. De esta forma podremos ver que lateralmente este afecta a niveles oolíticos de la misma unidad (Figura 29), siendo su base erosiva y estando fuertemente encajada (figuras 29 y 30).

A continuación ascenderemos, en dirección sur, sobre el canal del Cutri. Al atravesarlo podemos observar que se trata de un grainstone oolítico pobremente clasificado (bimodal) con grandes oolitos totalmente micritizados y otros más pequeños con 5-6 envueltas oolíticas.

PARADA 5

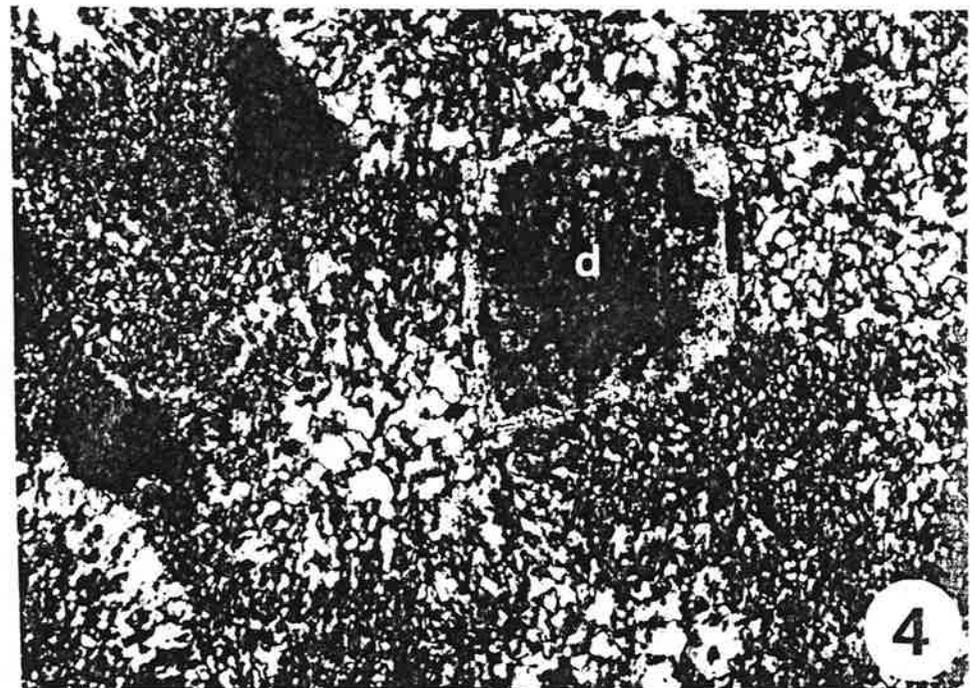
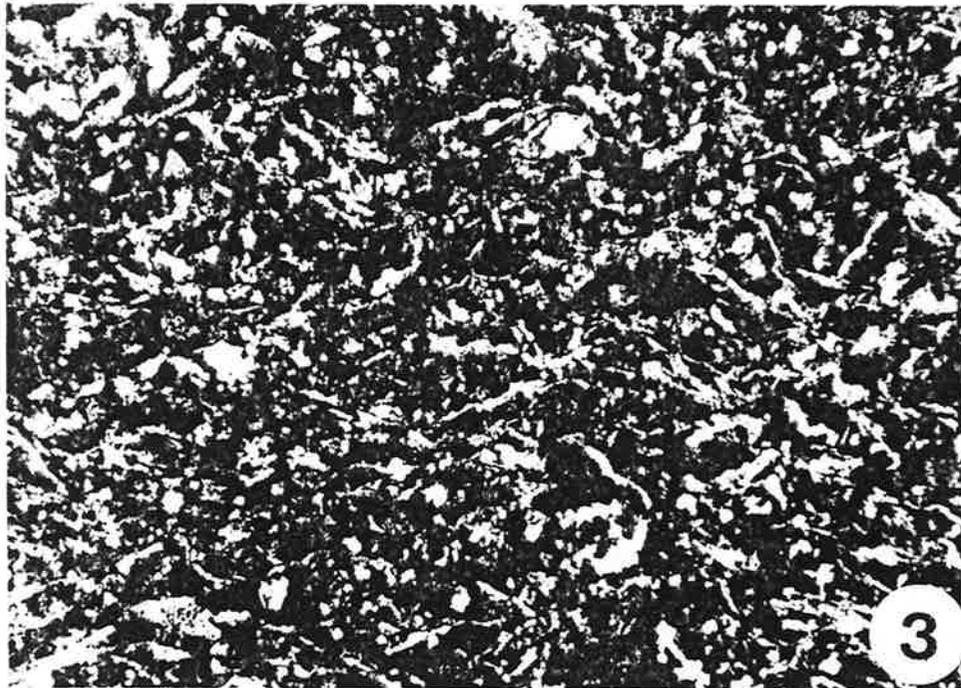
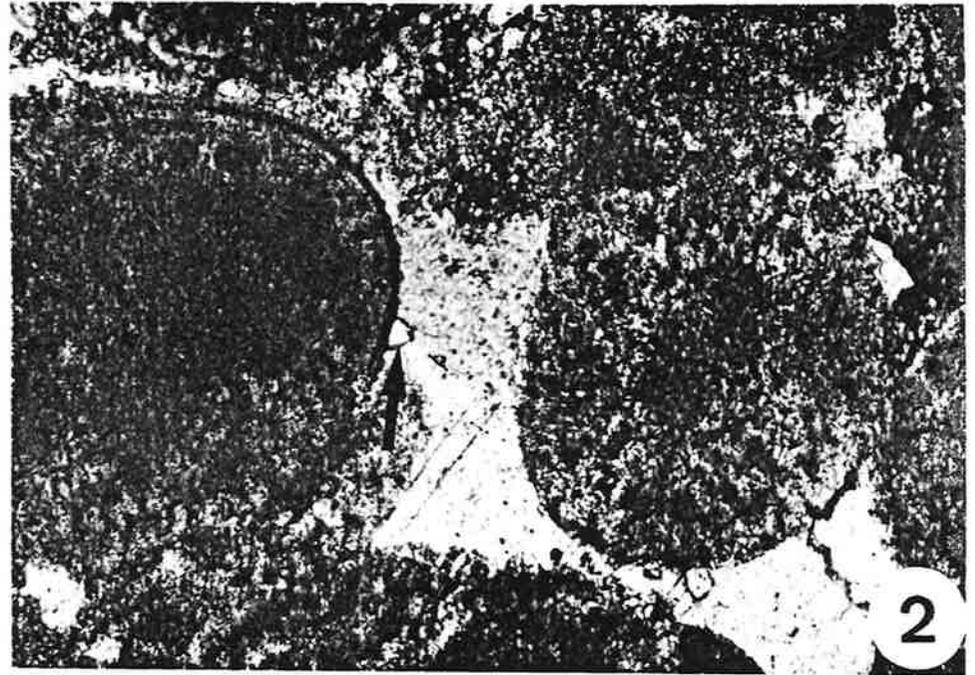
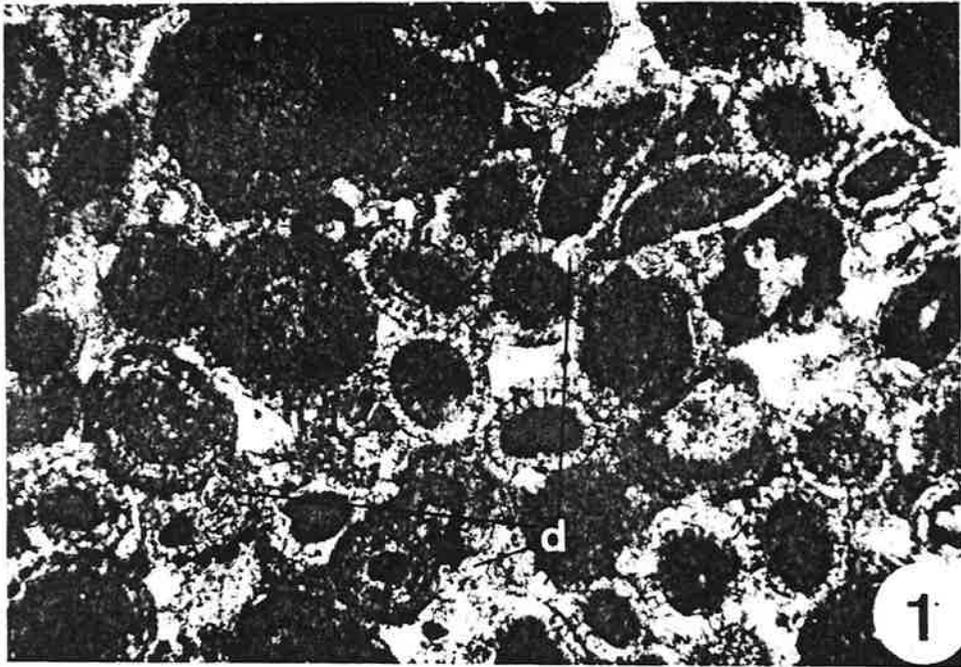
En la parada 2 se ha visualizado la geometría del cuerpo de calizas oolíticas. En la discursión de la misma se ha señalado que diferenciábamos unos ciclos deposicionales (canal inferior, capas amalgamadas, y lutitas masivas a techo) interpretados como eventos de sedimentación, causados posiblemente por terremotos. Estos ciclos están separados por capas turbidíticas, conturitas y hemipelagitas.

A techo de la columna realizada en la para da 4, se ha estudiado de cerca el canal con estratificación cruzada de gran escala observado desde la parada 2. A techo del mismo, hemos observado lutitas masivas, por las que nos hemos desplazado hasta el punto de reunión o parada 5 (fig. 25, 26 y 30).

Mirando hacia el Norte, tenemos una pers-- pectiva del recorrido realizado. Encajado sobre las lutitas en las que estamos situados hay un canal más pequeño con es tratificación cruzada de gran escala, y que corresponde a - otro evento (fig. 30). Hacia el Sur el paisaje cambia. Se - observan tres conjuntos de capas oolíticas bien definidas, y separadas por materiales blandos. La relación directa entre la serie situada al Norte y la situada al Sur está en-- mascarada por una pequeña falla, no obstante la cartogra-- fía, la potencia de las series medidas desde el hardground Toarciense y la correlación entre las mismas, permite inter-- pretar una relación como la de la figura 30.

En el trayecto hasta la parada 6, cortare-- mos diferentes niveles de capas oolíticas, niveles de hemi-- pelagitas, turbiditas y conturitas. Su relación secuencial se tratará en la parada 6.

Figura 32.- Fotografías al microscopio petrográfico. (1) Grainstone oolítico peletoidal. Fábrica compacta con presión-solución con romboedros de dolomía (d). (2) Idem. Se observa una primera envuelta de cemento esparítico discontinua (flecha) y cemento esparítico tipo mosaico. (3) Packstone de radiolarios y filamentos. (4) Grainstone oolítico silici-- ficado con romboedros de dolomía posteriores a la silicificación.



Las calizas oolíticas tienen textura grains tone, localmente packstones de peloides y oolitos. La clasificación es pobre a buena y el tamaño del grano, de arena - media a muy gruesa. Comunmente los oolitos están perforados y el núcleo es peleitodal. Son radiales, con un número de - envueltas que oscila de 1 a 5, con un diámetro medio de 7 - micras (fig. 32,1). La porosidad interpartícula está cemen- tada por una primera generación discontinua de cristales de 2 a 4 micras. Una segunda generación de cemento mosaico (14 a 17 micras de tamaño) bloquea la porosidad (fig. 32,2). Co munmente asociado a todas las facies deposicionales hay - cherts, en nódulos o en bandas. La silicificación sería por disolución y/o calcificación de radiolarios en un estadio - diagenético temprano (modelo de Wisc & Weaver, 1974). Poste- riores a la silicificación y situados en zonas de presión- solución, es frecuente observar romboedros de dolomía marro- nes, de 49 micras de tamaño (fig. 32, 4). Las facies hemipa- lágicas entre los bancos de caliza oolítica, corresponden a calizas de filamentos y radiolarios bioturbadas.

PARADA 6

En las fig. 25 y 26 se indica, en trazo - punteado con el nº 6, la situación de la columna estratigrá- fica de la Fm. Cutri (fig. 33).

Esta columna, al igual que las que han si- do estudiadas previamente ha sido numerada (unicamente en - el tramo basal hasta una pequeña cantera) para facilitar la localización de los tramos.

Sobre la Fm. Cúber, en la base de la sec- ción, se pueden observar algunas capas de grainstones oolí- ticos con oolitos de pequeño tamaño (1, 2) sobre los que en

contramos un potente canal oolítico (21 m). A este canal oolítico, cuya textura es idéntica a la del canal del Cutrí - (grandes oolitos mal clasificados) se le superponen una serie de capas (4,5,6,7) que lateralmente se amalgaman y cuya textura corresponde a un grainstone de pequeños oolitos y filamentos. Sobre ellas tenemos un tramo de lutitas masivas. La sucesión que hemos observado: Canal, capas amalgamadas, lutitas masivas, corresponde a la que se ha descrito al iniciar el Itinerario (Pasada 2) atribuyéndola a un ciclo deposicional producido en un evento de resedimentación.

Posteriormente, observaremos un conjunto - de cuerpos oolíticos, amalgamados entre sí (13 a 20). Corresponde a la amalgamación de por lo menos dos ciclos deposicionales como el observado anteriormente. Uno de ellos es puesto de manifiesto por las lutitas masivas que recubren el tramo (22). El otro, anterior puede observarse desplazándonos lateralmente hasta observar las lutitas masivas preservadas de la erosión del ciclo superior (19,20,21,22).

Sobre las lutitas masivas del nivel 22 nos encontramos en una pequeña cantera donde observaremos otras facies deposicionales.

Asociado a los ciclos deposicionales, descritos con anterioridad hay hemipelagitas, turbiditas carbonáticas y conturitas. Las conturitas corresponden a turbiditas carbonáticas de tamaño de grano fino (en el sentido de Stow 1979, Stow & Bowen 1980, Stow & Shanmugan 1980). Los componentes son fragmentos del bivalvo pelágico. Posidonia, peloides, radiolarios y escasos oolitos. Forman secuencias de Bouma Tc-e de 7 cm de potencia. La base es erosiva, con marcas de base, presentan estratificación cruzada "ripple-

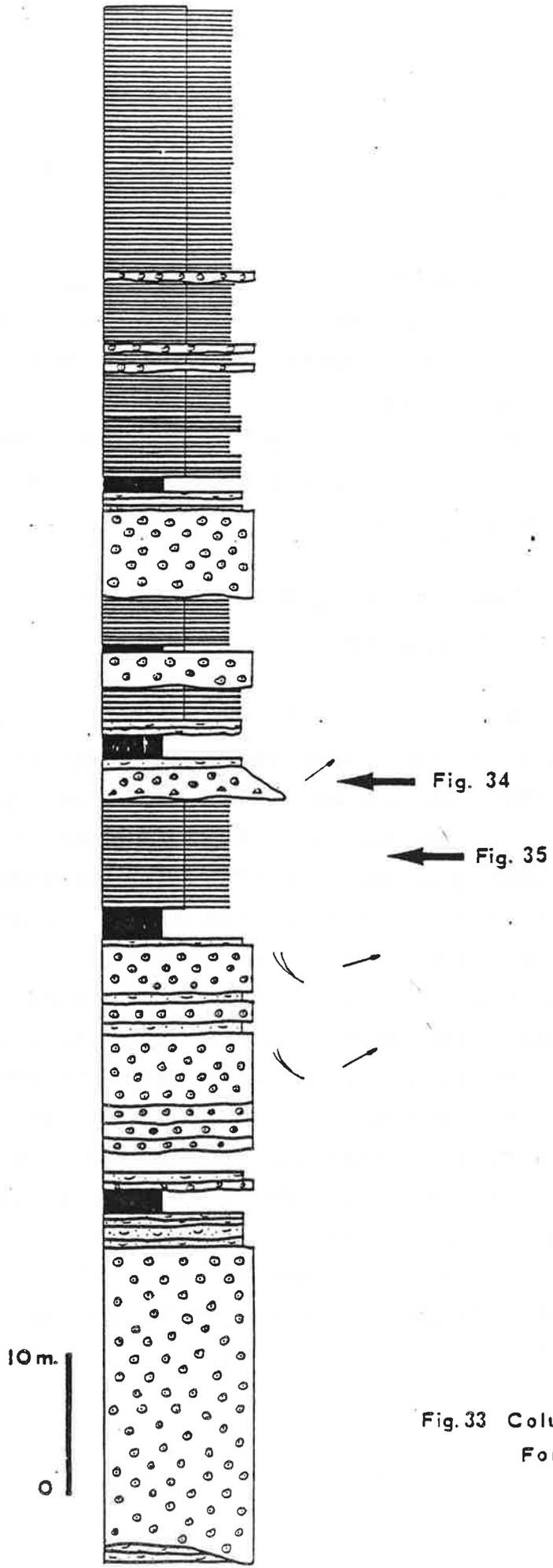


Fig.33 Columna Estratigráfica
Formación Cutri

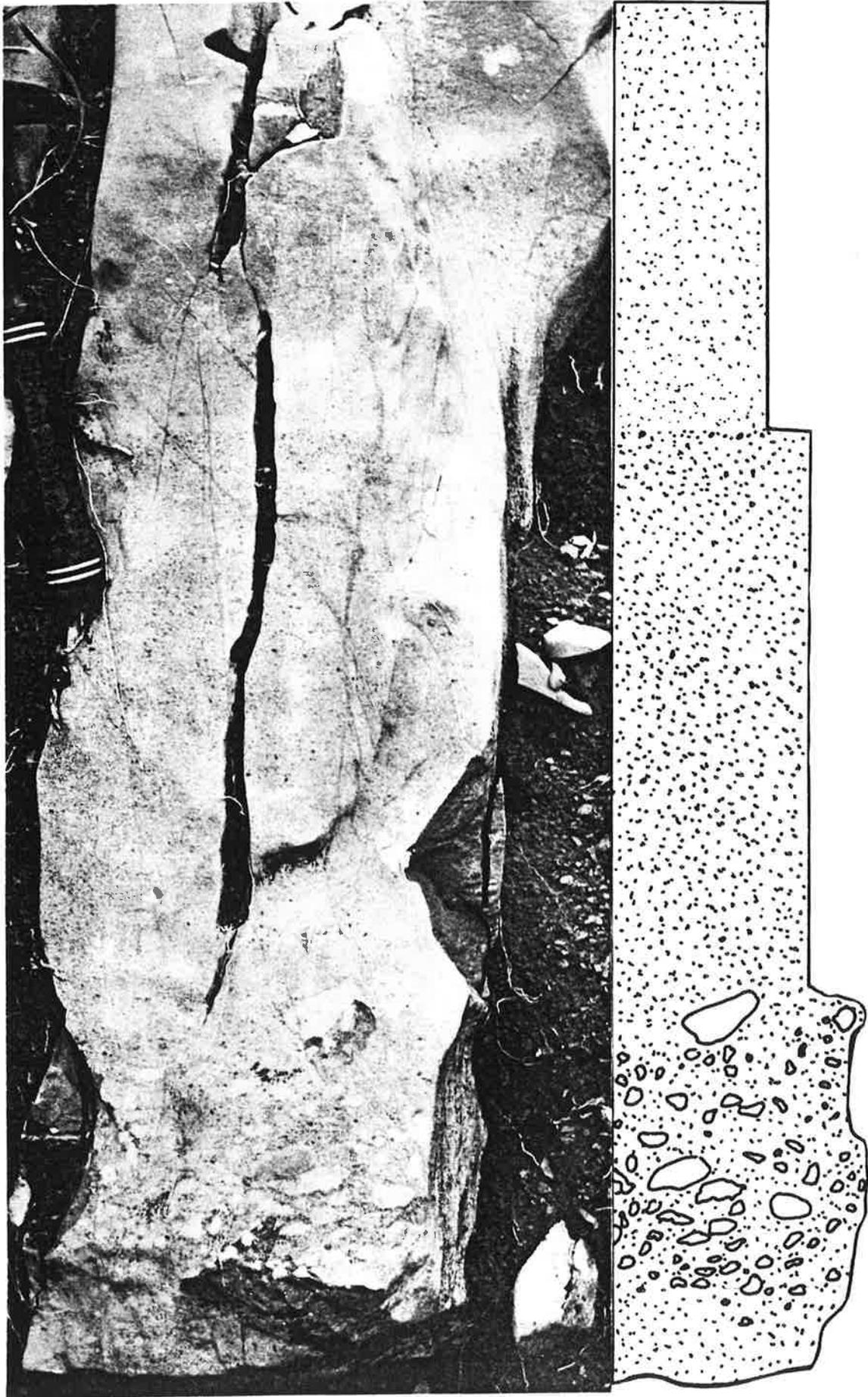
drift" (Jopling & Walker, 1968) y el techo es gradacional, bioturbado (fig. 35, 1).

Las turbiditas calcáreas (fig. 35,2) tienen de 5 a 10 cm de potencia, con gradación normal y estratificación cruzada. Comúnmente presentan la siguiente sucesión: (a) en la base, grainstone o wackestone oolítico con mezcla de fragmentos pelágicos incorporados; (b) una zona intermedia con laminación plana y textura packestone peletoidal; y (c) a techo limos laminados.

Las hemipelagitas corresponden a wackestones-packestones de Posidonia.

Sobre la cantera que explotaba las facies descritas como conturitas encontramos una capa turbidítica de base erosiva de unos dos metros de potencia cuyo estudio resulta muy interesante. La base (30-40 cm) es conglomerática inicialmente con gradación inversa y posteriormente con gradación normal observándose que los cantos están imbricados. El tamaño de los cantos varía desde los (5-6 cm a los oolitos) y están muy mal clasificados. Los cantos son de hemipelagitas. Sobre este tramo y en un tránsito brusco hay otro tramo de 40-50 cm de potencia formado por grandes oolitos micritizados y pequeños cantos hemipelágicos (de 4-5 mm de tamaño) sobre el y en tránsito neto hay un tramo mucho más pequeño que forma el resto de la capa turbidítica. Este se inicia por una zona con gradación inversa (1-2 cm) pasando posteriormente a gradación normal hasta el techo. Estos tránsitos se han interpretado como producidos por la progresiva pérdida de densidad de la corriente de turbidez.

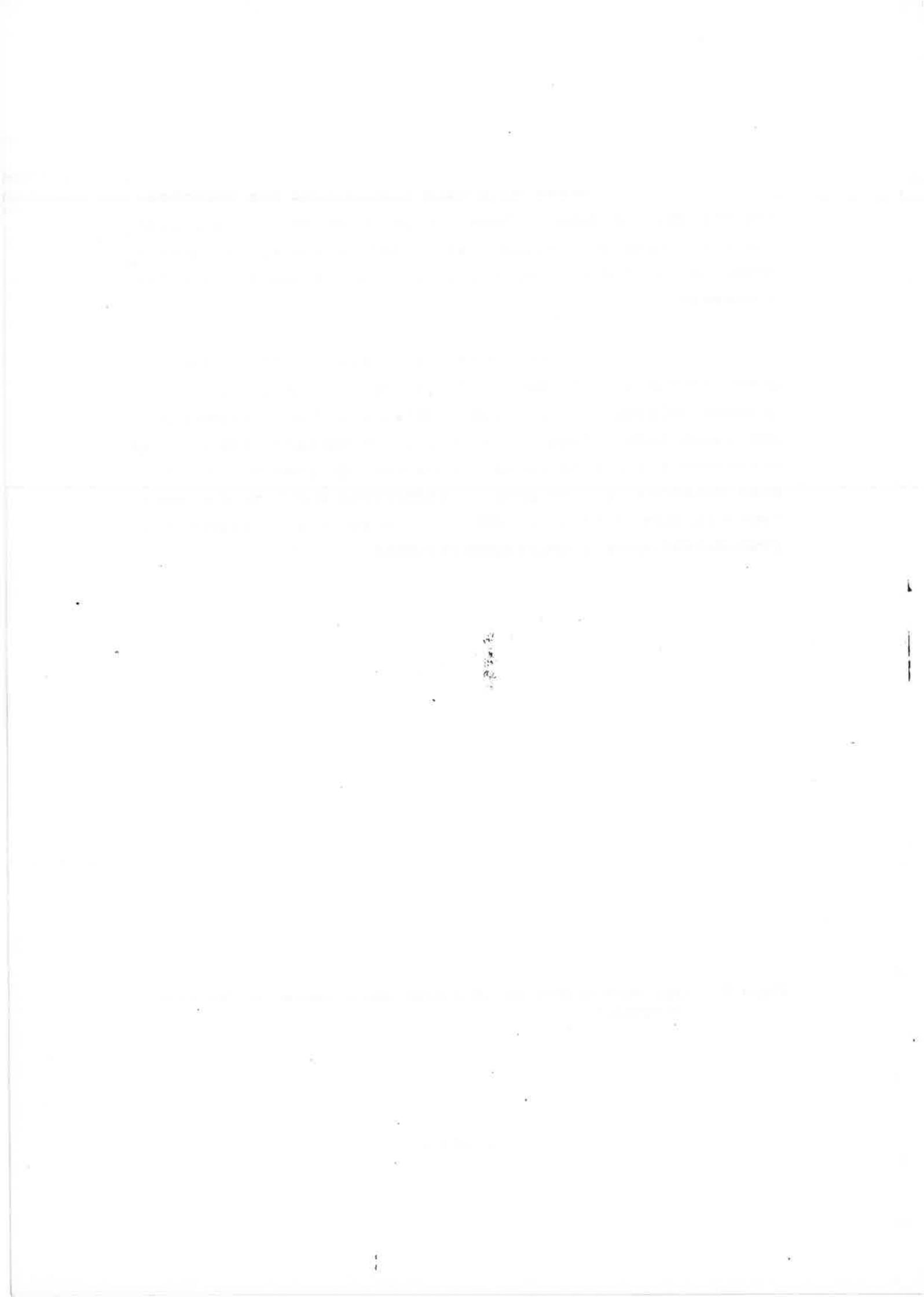
Figura 34.- Capa turbidítica de la parada 6. Los cantos de la base poseen inicialmente gradación inversa y luego gradación normal. El cambio de un tamaño de grano a otro es brusco.

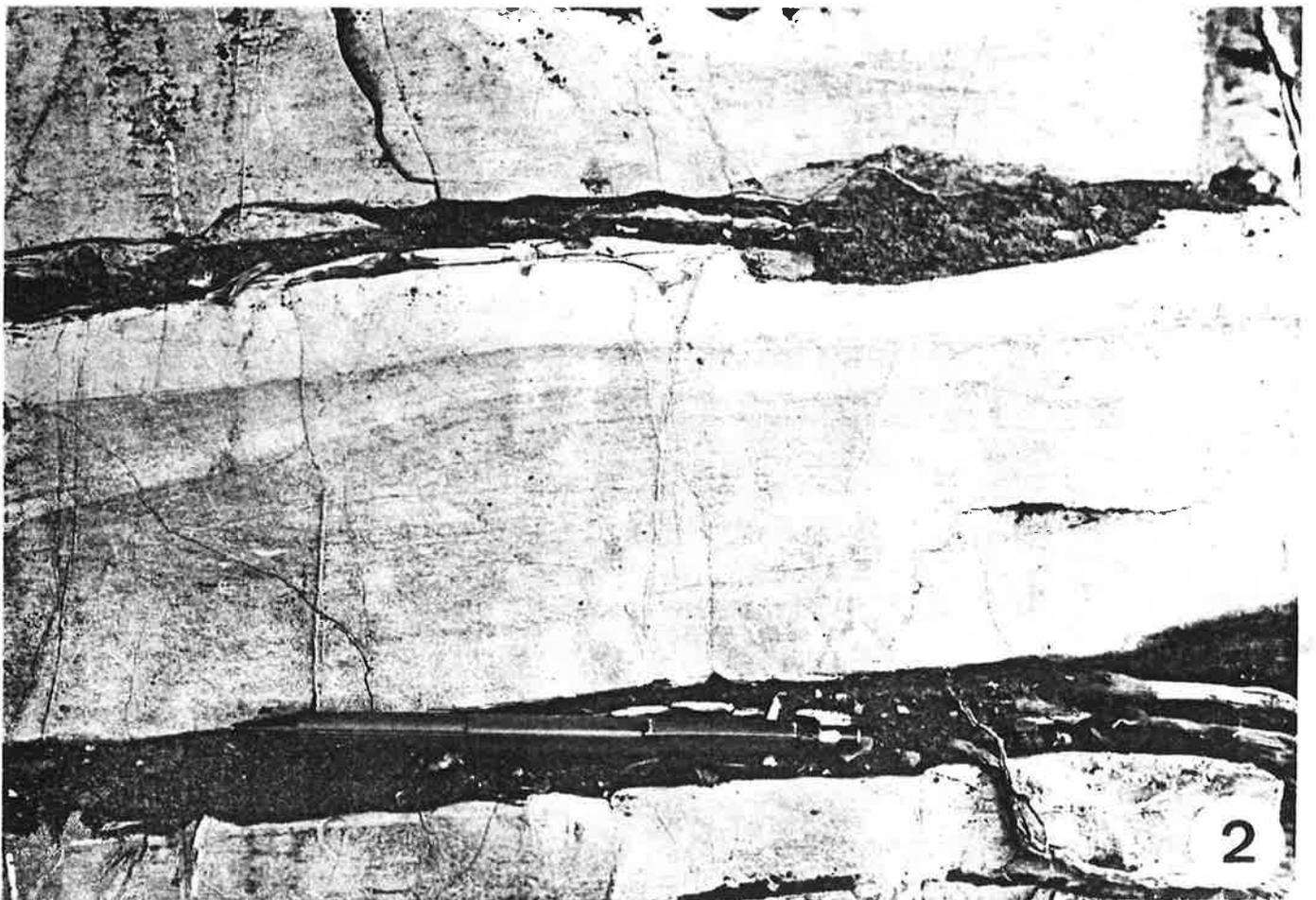
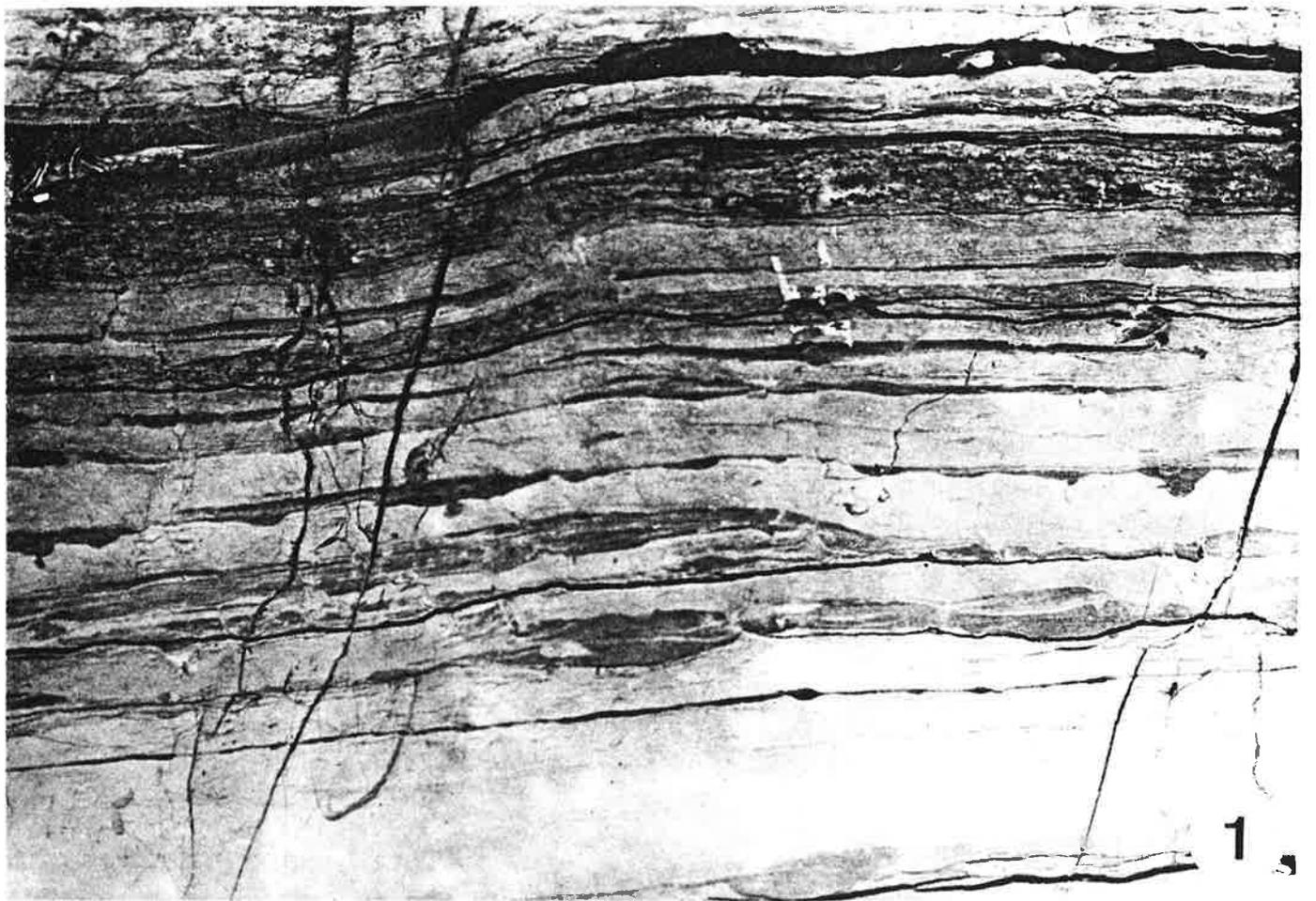


Sobre esta capa turbidítica nos encontramos una pequeña capa formada por pequeños oolitos y filamentos y un tramo de lutitas masivas por lo que el conjunto corresponde a un ciclo deposicional como los descritos anteriormente.

Si continuamos el perfil, veremos que progresivamente se van espaciando las capas canalizadas con grandes oolitos mientras que abundan los tramos formados por capas turbidíticas Tc-e de pequeño espesor. Entre ellas encontramos ocasionalmente alguna capa de grandes oolitos, poco potentes (por lo general inferiores a 0,5 m) con estructura turbidítica. En conjunto la serie es claramente granodecreciente y estratodecreciente.

Figura 35.- Capas tractivas entre los ciclos deposicionales erosivos. (1) Conturitas.
(2) Turbiditas.





DIA 4 DE OCTUBRE: ITINERARIO.

8.00 Salida en autobús del Hotel Nácar, Palma de Mallorca.

9.45 Llegada al Puig d'en Borrás, entre Artá y la Colonia de San Pedro. Refrigerio.

10.00-14.00 Localidad VI

14.30 Salida del Puig d'en Borrás con dirección a Campos del Puerto.

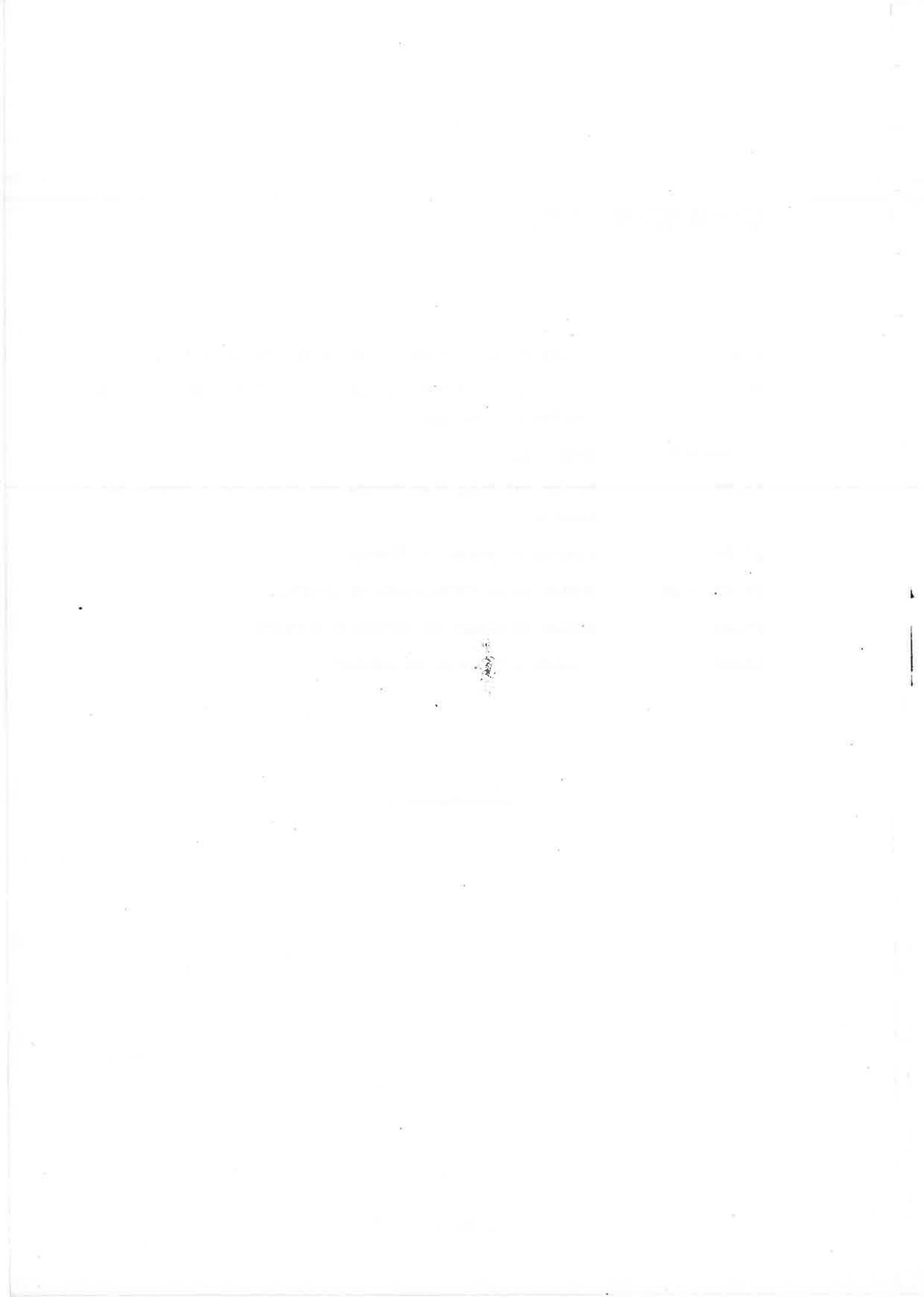
15.30 Llegada a Campos del Puerto.

15.30-17.00 Comida en el Restaurante Sa Canova.

17.00 Salida de Campos en dirección a Palma.

18.00 Llegada a Palma de Mallorca.

=====



LOCALIDAD VI. PUIG D'EN BORRAS

FACIES DE TALUD ACRECIONAL (MALM). SIERRA DE LEVANTE

Esta localidad está situada en el margen - NW de la Sierra de Levante, en contacto con el llano Central. Se realizará el itinerario en la vertiente W del Puig d'en Borrás, siendo el objetivo estudiar las facies de pie de Talud del Malm y los procesos observados en él.

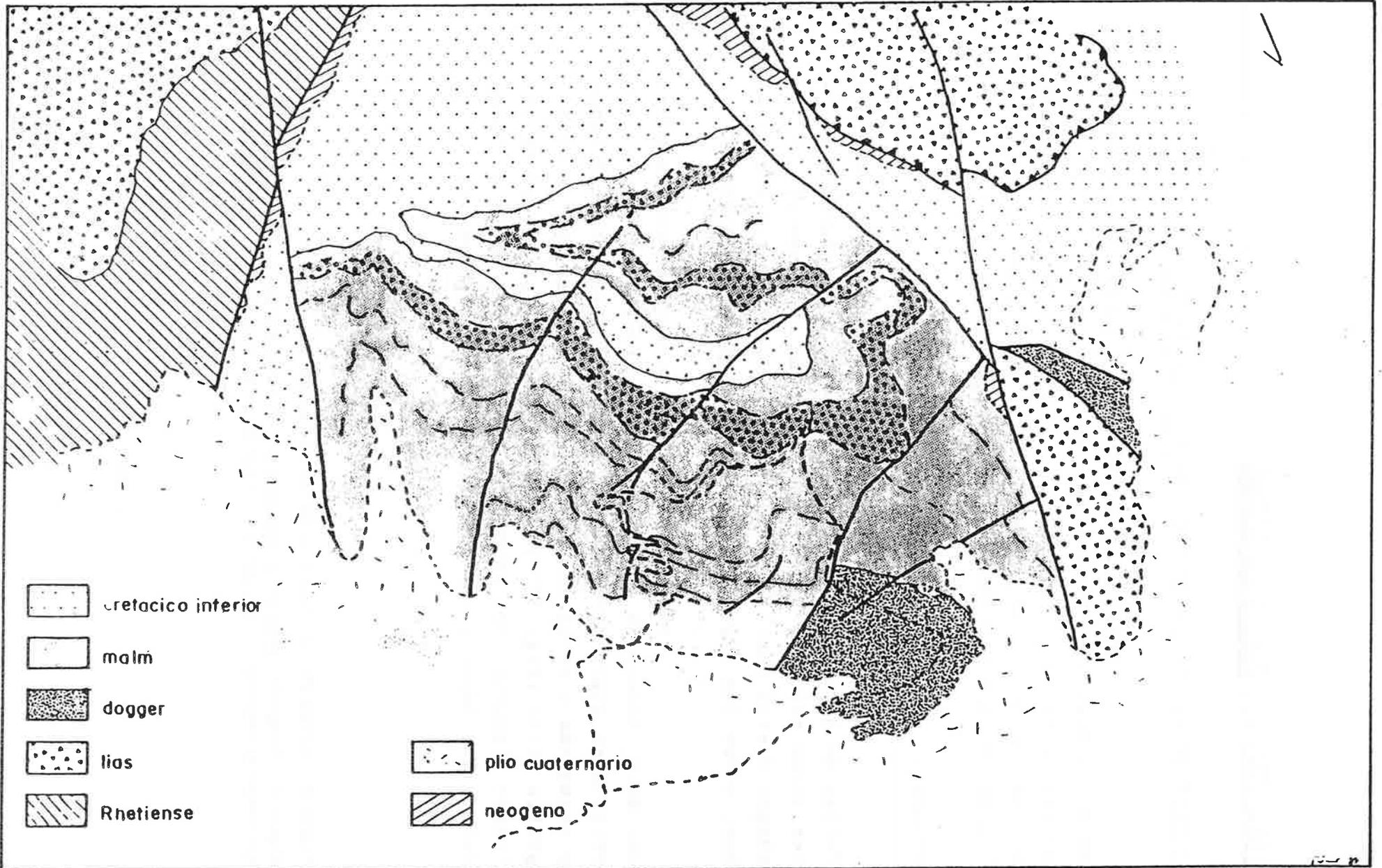
PARADA 1

El Puig d'en Borrás está situado entre dos fallas de dirección WNW-ESE importantes, presentando a su vez otras pequeñas fallas que complican la geometría. Su margen W está fosilizado por dunas eólicas plio-pleistocenas, sobre las que nos desplazaremos hasta la parada 1.

Los materiales que forman la montaña son del Malm, coronados a techo por el Cretácico inferior. El relieve es suave diferenciándose tramos bien estratificados y capas más o menos continuas de calizas masivas. La fotografía aérea (fig. 37) y la cartografía (fig. 36, línea de trazos discontinuos) permiten tener una idea de la continuidad de las capas y las facies que iremos observando.

Figura 36.- Cartografía del Puig d'en Borrás a la escala de la fig. 37

Figura 37.- Fotografía aérea de la localidad VI, Puig d'en Borrás. El trazado discontinuo indica el recorrido y los números corresponden a la localización de las paradas.





COLUMNA ESTRATIGRAFICA SINTETICA
EN PUIG D'EN BORRAS

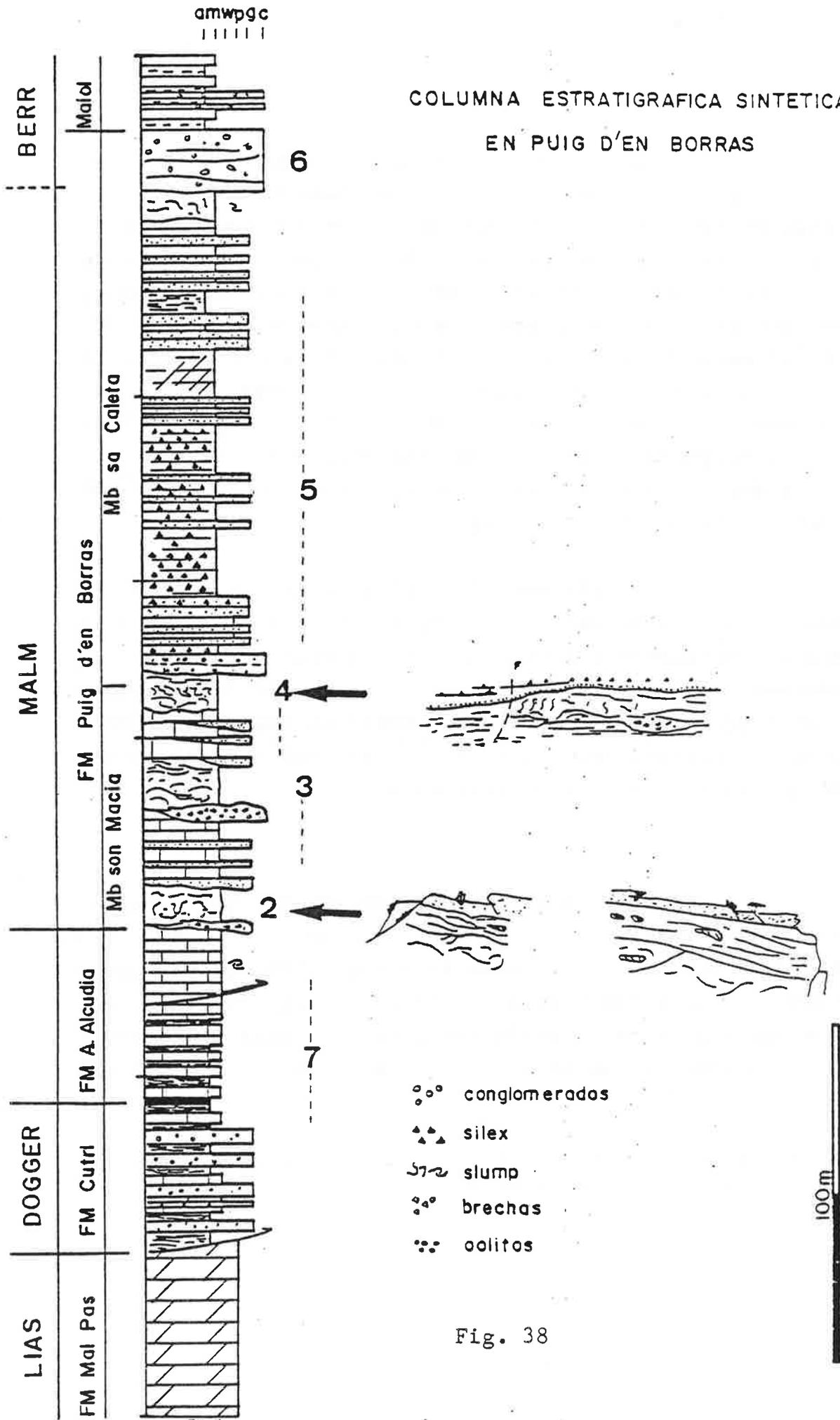


Fig. 38

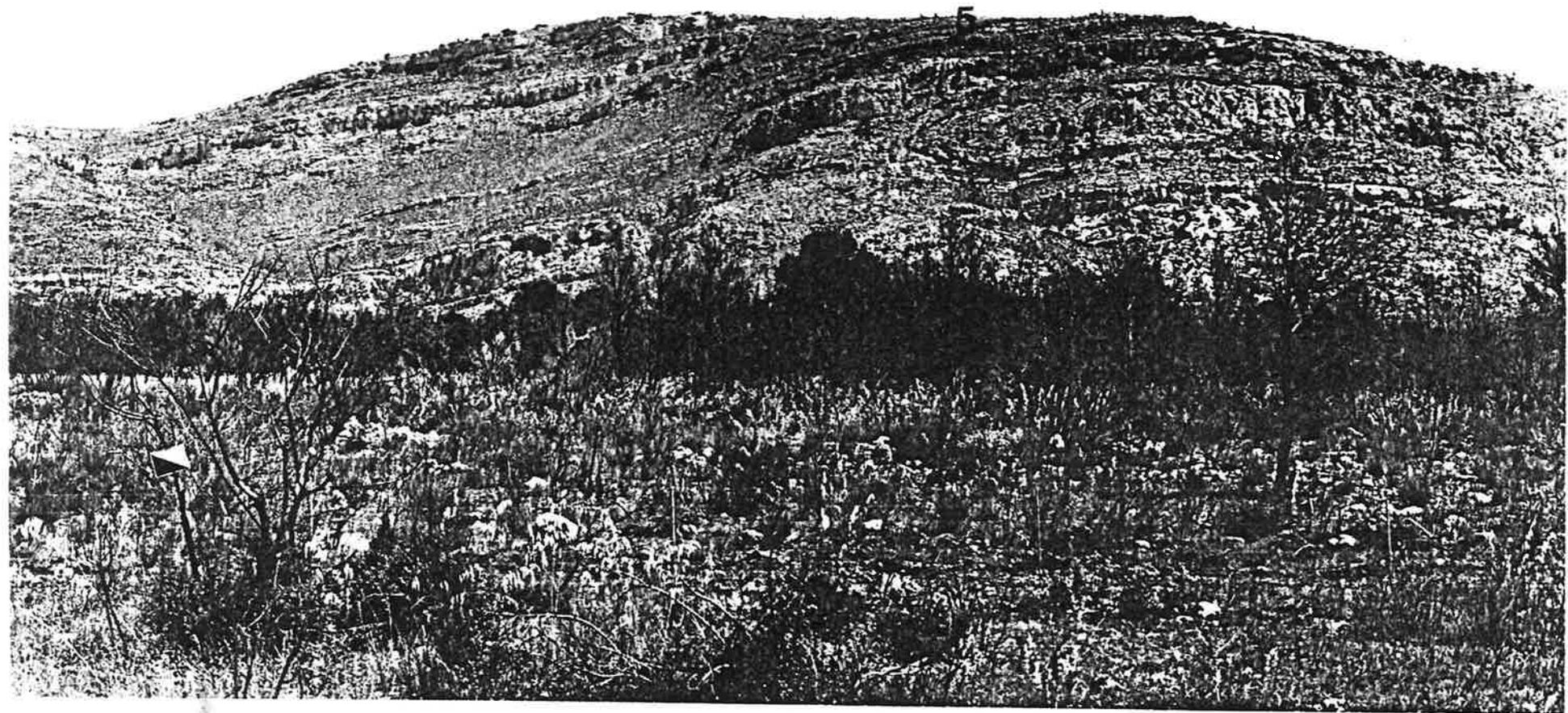
La columna estratigráfica del sector a estudiar (fig. 38) presenta una dolomías basales del Lías, - puestas en contacto con un tramo parcialmente cubierto de - hemipelagitas y calizas oolíticas del Dogger. Por encima de las facies Ammonítico Rosso intermedio se desarrolla una al ternancia de mudstones y arcillas con capas slumpizadas. El carácter carbonático aumenta y se desarrolla una potente se rie de mudstones masivos slumpizados, tubiditas, y a techo mudstones y cherts con Turbiditas. La serie está coronada - por un conglomerado, de carácter regional que limita la se cuencia deposicional del Malm (Berriasiense incluido ?) con la del Cretácico inferior (fig. 38).

Iniciaremos la excursión en las facies car bonáticas del Malm, (paradas 2, 3, 4 y 5) a continuación ve remos los conglomerados de cambio secuencial (parada 6), de jando para el final, ya de regreso, el estudio del contacto con el Dogger (parada 7, fig. 39) muestras los niveles de - slumps, su continuidad y discontinuidad, así como la situa ción de las paradas que se realizarán.

PARADA 2

Las facies deposicionales del Talud supe-- rior, corresponden a mudstones en capas de 30 a 45 cm. Es- tas, se encuentran slumpizadas al pie del Talud. Los slumps presentan tres zonas bien diferenciadas (fig. 40): a) base del slump o zona de fricción con brechas, capas contorsiona das y pequeñas fallas sinsedimentarias (fig. 41,3 y fig 42)

Figura 39.- Vertiente NW del Puig d'en Borrás. El trazado discontinuo y los números co rresponden al recorrido y paradas respectivamente.



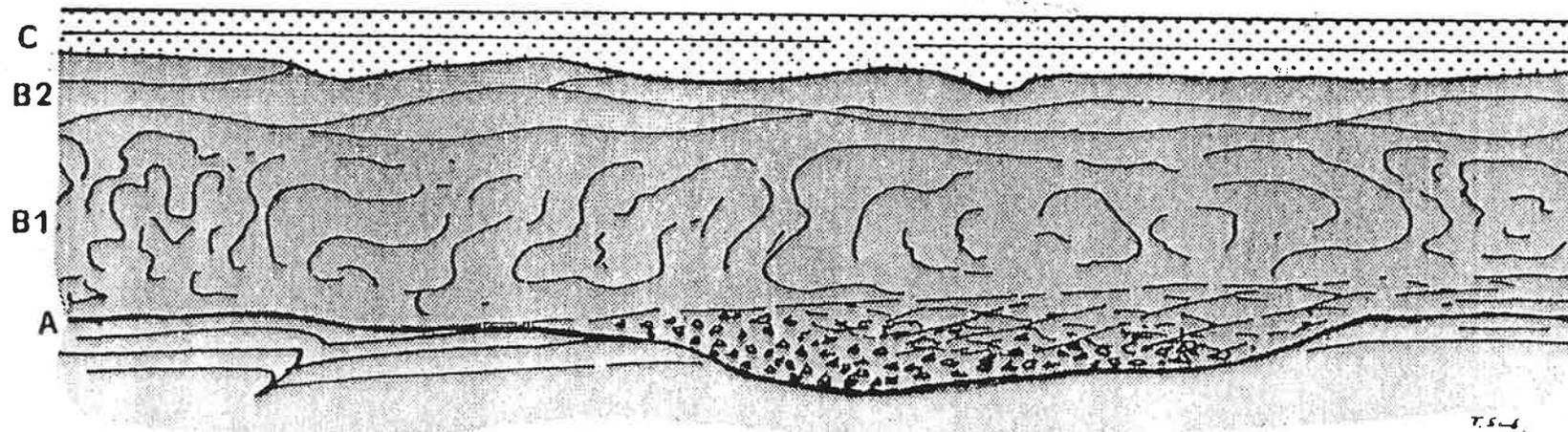


Fig. 40.- Esquema de un slump. Presenta los siguientes elementos: (a) zona de fricción, con brechas y fallas sinsedimentarias, (b) zona caótica con b.1. zona de pliegues y b.2. zona de morfología "hummock" y (c) zona superior, de turbiditas y conglomerados.

b) zona intermedia de mudstones masivos en la que se dife--
rencia una parte inferior caótica y una parte superior con
estratificación ondulada tipo "Hummoky" (fig 41,2); y e) un
techo erosivo de conglomerados y calizas bioclásticas (fig.
41,1), en ocasiones también deformadas.

Las zonas del slump, sugieren un modelo de
posicional en el que la inestabilidad del Talud involucraría
la resedimentación de materiales de la plataforma carbonáti
ca somera. Una inestabilidad probablemente debida a terremo
tos provocaría un deslizamiento de mudstones del Talud ha
cia la cuenca. La inestabilidad retrocedería hasta el margen
de la plataforma y provocaría la resedimentación de grains
tones bioclásticos cementados o inconsolidados. Estos mate
riales, erosionarían materiales del Talud, incorporando -
mudstones en forma de cantos. A su vez erosionarían a los -
materiales del slump y desarrollarían en el talud inferior,
capas turbidíticas extensivas. La presencia de un mayor nú
mero de capas turbidíticas en el talud inferior sugiere que
ha habido "by-pass" de material bioclástico al pie del Ta
lud.

La zona de fricción basal se observa en -
las paradas 2, 3 y 4.

El objetivo de esta parada consiste en re
conocer los tramos intermedio y superior de los slumps por
lo que nos desplazaremos lateralmente al pie del escarpe.

PARADA 3

A techo del slump de la parada precedente,
se desarrolla una serie de mudstones, con alguna capa turbi
dítica, y conglomerados. El escarpe superior corresponde a
un slump en el que se diferencia una base brechificada, una
zona caótica, y al techo calizas bioclásticas. La zona de -

contacto basal o de fricción, corresponde a brechas irregulares de mudstones con matriz arcillosa-dolomítica (fig. 42). La fuerza de fricción en la base de los materiales slumpizados, fractura los materiales del substrato y slump. La litología fracturada corresponde a capas de mudstones de 10 a 5 cm con interbancos de arcillas.

Las brechas basales se forman por la fracturación del substrato inconsolidado debido al paso de materiales slumpizados.

PARADA 4

En esta parada observaremos dos aspectos - de los slumps: (a) evolución de la brechificación en la zona de fricción, y (b) la terminación lateral de un slump.

En la base de un slump podemos estudiar el primer aspecto. El estadio menos evolucionado de la brechificación basal consiste en capas con fuerte inclinación e inicio de nodulización (fig. 42,1). Un estadio más evolucionado corresponde a capas truncadas de aspecto noduloso (fig. 42,2), que pasan a las brechas ya observadas (fig. 42,3). Igualmente, la zona basal presenta fallas sinsedimentarias (fig. 41,3). Por encima, el tramo masivo caótico y a techo las calizas bioclásticas.

Lateralmente, hacia el Norte, el slump se pierde. Encima del slump de la parada anterior, enfrente - nuestro hacia el Norte, hay una potente serie de mudstones con cherts y turbiditas (fig. 39,1). La continuación lateral del slump en esta dirección está truncada por una pequeña falla. No obstante, próximo al límite del slump con la falla, el nivel de materiales caóticos está más convolucionado con pliegues en cascada de bajo ángulo. Las capas tur-

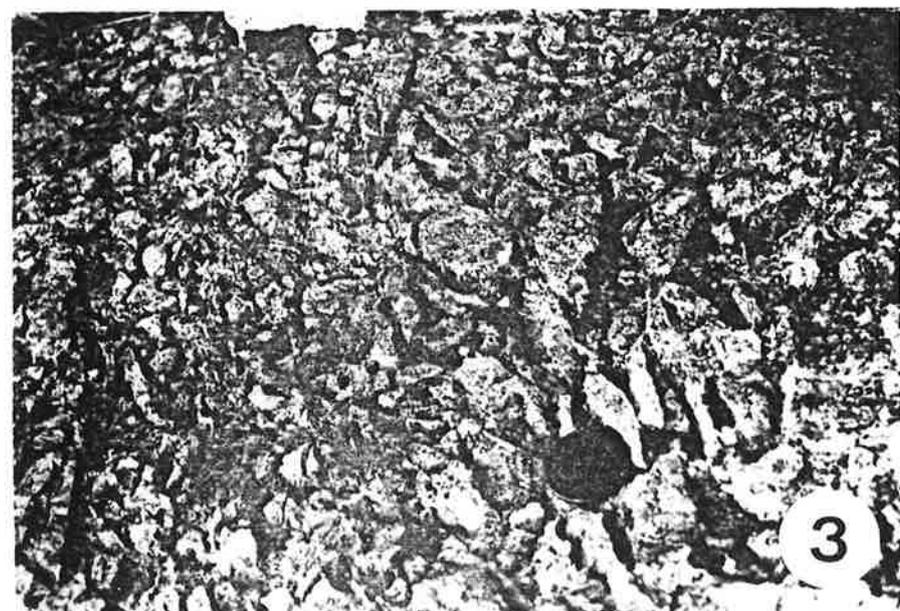
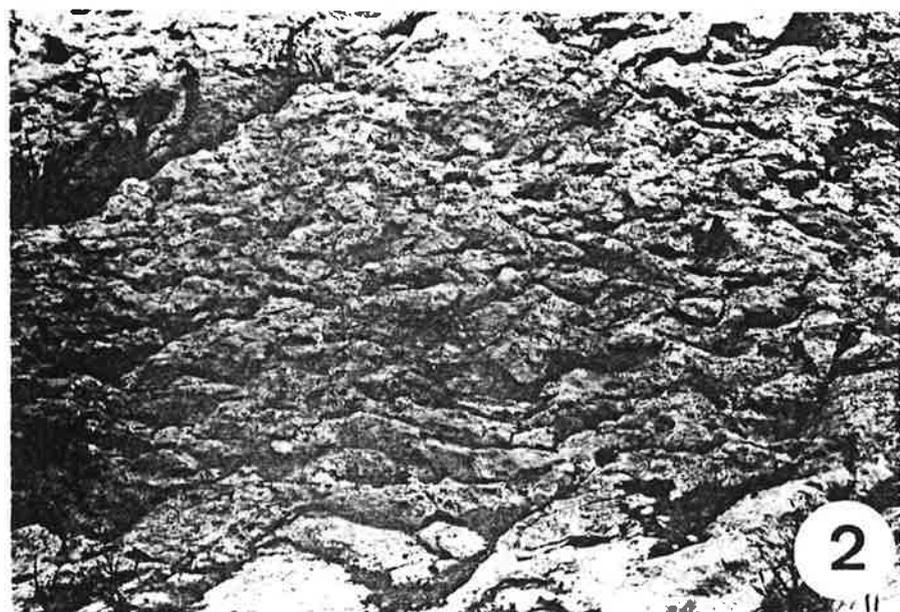
Figura 41. Elementos de un slump. (1) Término turbidítico (c) erosionando a la zona caótica (b), Parada 4. (2) Zona caótica (b), (Parada 4) y turbiditas (c). (3) Zona de fricción, falla sinsedimentaria (Parada 4).

Figura 42. Formación de brechas en la zona de fricción. Sucesión de (1) menos evolucionado a (2) algo más evolucionado (parada 4 en ambos casos), y (3) brechas con matriz arcillosa dolomítica (parada 3).

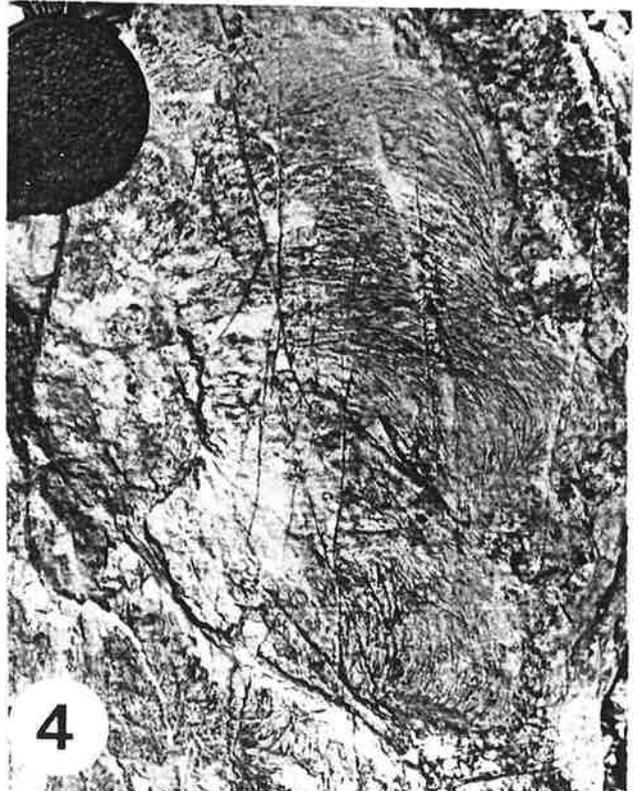
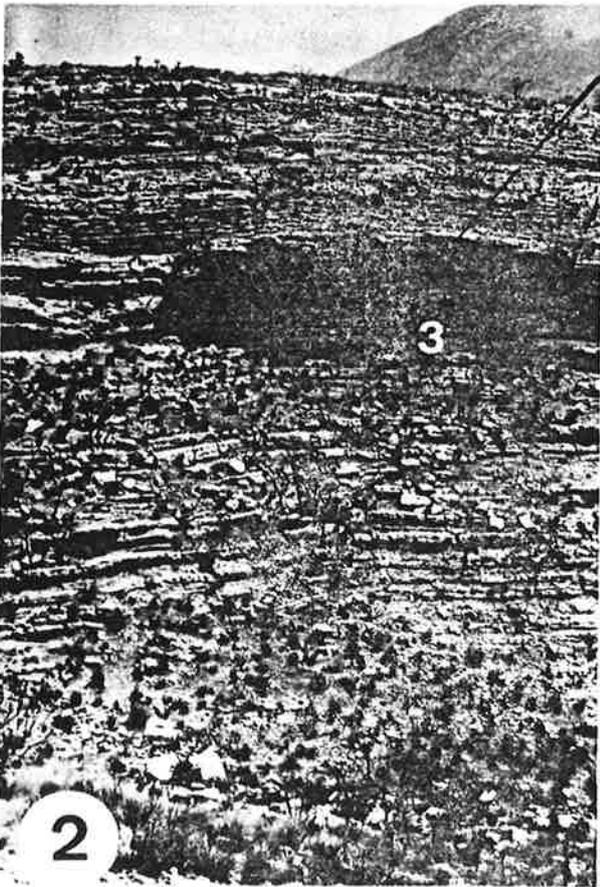
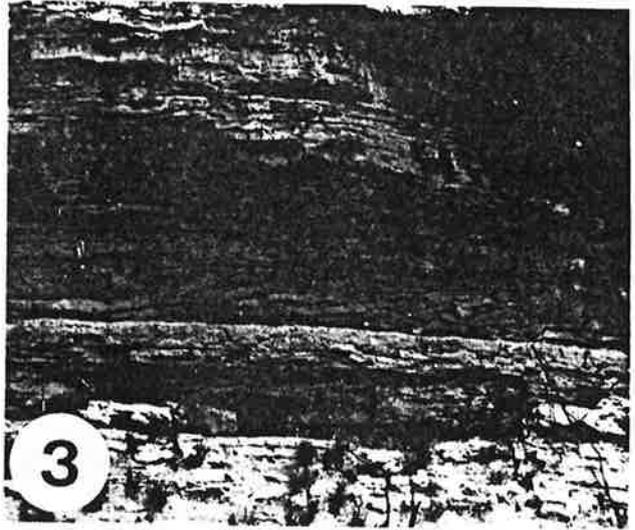
Figura 43. Conglomerados del cambio secuencial a techo del Malm. (1) Conglomerado de cantos hemipelágicos y pelágicos. (2) Conglomerado de cantos, bioclásticos y hemipelágicos.

Figura 44. (1) Por encima del slump de la parada 3 se desarrolla una potente serie de mudstones con cherts y turbiditas (capas más potentes) y no se observa el slump de la parada 4. (2) Parada 7, parte inferior de la secuencia del Malm (3) detalle de la foto 2. (4) Zoophycos en las margas rosas del Oxfordiense.









bidíticas de techo de slump, se continúan fácilmente al otro lado de la falla.

PARADA 5

A techo del slump de la parada anterior hay un nivel de chert continuo que marca un retroceso del talud y escasa resedimentación. La columna (fig 38), consiste en mudstones con cherts y algunas capas turbidíticas. Estas últimas son más abundantes hacia la parte superior, correspondiendo lateralmente a slumps situados al Norte nuestro.

Se realizará la serie estratigráfica fijándose en las diferentes litofacies.

PARADA 6

La secuencia deposicional del Malm finaliza en unos conglomerados de carácter regional, reconocidos a lo largo de toda la Sierra de Levante. Por encima suyo, se desarrollan mudstones blancos y arcillas grises claras con algunas intercalaciones de conglomerados, brechas y slumps.

Los conglomerados de límite de secuencia (fig. 43) corresponden a dos tipos: (1) conglomerados con cantos de caliza oolítica, bioclástica, fragmentos de corales, y hemipelagitas, en una matriz pobremente clasificada con componentes esqueléticos, arcillas, y fragmentos de cantos; y (2) cantos de materiales hemipelágicos y pelágicos, con bordes dentados y marcas de presión solución. Borrrouilh (1973) describe la presencia de calpionelidos Berriasienses en algunos cantos.

Corresponden a depósitos transportados en

masa "debris flows", producidos por la inestabilidad del ta lud y margen de plataforma. La no existencia de resedimenta ción turbidítica por encima de este nivel, y su carácter re gional, sugiere un origen por colapso de la plataforma y ta lud.

Fijarse en el tamaño de cantos, sus bordes y proporción, así como en la litología de los cantos.

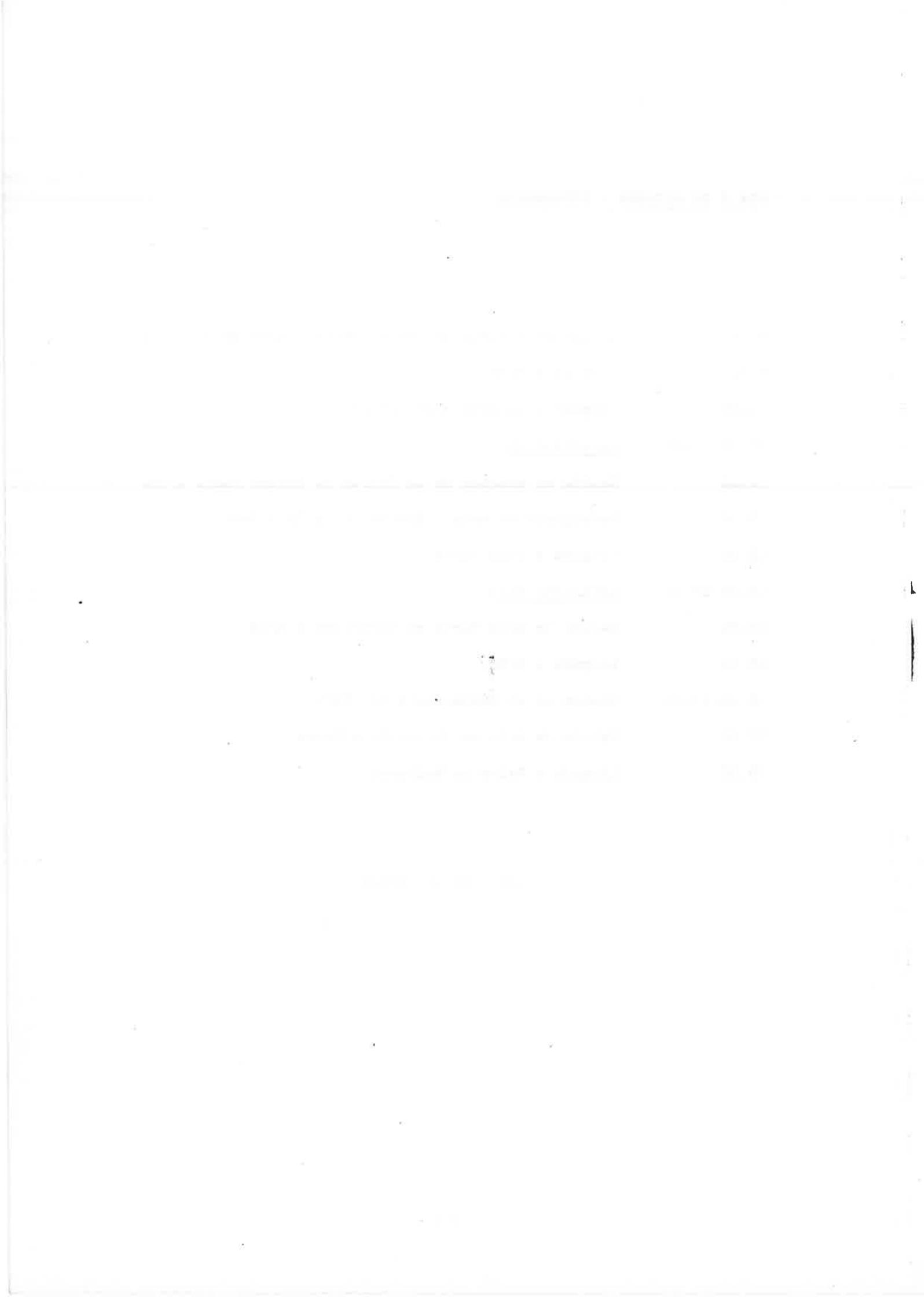
PARADA 7

El tramo inferior de la serie del Malm, es tá en contacto por falla con la serie realizada. Se inicia con facies Ammonítico Rosso arcilloso con Zoophycos (fig. - 44,4). Por encima hay una alternancia de mudstones y arcilla, aumentando el carácter carbonático hacia techo (fig. 44,2), y con niveles slumpizados de pequeña dimensión (fig. 44,3).

DIA 5 DE OCTUBRE : ITINERARIO.

8.00 Salida en autobús del Hotel Nácar, Palma de Mallorca.
9.30 Llegada a Artá
10.30 Llegada a la Ermita de Betlem.
10.30-12.00 Localidad VI
12.00 Salida en autobús de la Ermita de Betlem hacia Artá.
13.00 Refrigerio en Artá. Salida hacia Cala Torta.
13.30 Llegada a Cala Torta.
13.30-14.30 Localidad VIII
14.30 Salida de Cala Torta en dirección a Artá.
15.00 Llegada a Artá.
15.00-17.00 Comida en el REstaurante Can Fàro
17.00 Salida de Artá en dirección a Palma.
19.00 Llegada a Palma de Mallorca.

=====



LOCALIDAD VII. ERMITA DE BETLEM

FACIES DE ALTO FONDO (DOOGER) Y TALUD CARBONATICO (MALM). SIERRA DE LEVANTE.

El acceso a la Ermita de Betlem, se realiza por el mismo itinerario que el día anterior hasta la carretera local a la Colonia de San Pedro. La Ermita de Betlem está situada en una plataforma estructural, en el margen W del escarpe de la Sierra de Levante, que limita con el llano de Alcudia y el Mar (fig. 1). El ascenso se realizará a pie, cortando la serie liásica. Un itinerario alternativo para turismos es por Artá.

Bourrouilh (1973, pag. 536) describe el corte y la fauna de la serie que realizaremos. El límite inferior del corte corresponde a las dolomías Liásicas, no estando bien representado ni el hardground ni el nivel de cuarzoarenitas. Este último aflora lateralmente, próximo al contacto con el Dogger. La no existencia de un hardground bien definido, y la escasa representación estratigráfica del Dogger, sugiere una etapa de "winnowing".

En las figuras 45 y 46 está trazado el itinerario y señaladas las paradas.

Figura 45.- Cartografía basada en la fotografía aérea (fig. 46). El trazo discontinuo corresponde el itinerario.

Figura 46.- Fotografía aérea de la localidad VII, Ermita de Betlem. El trazado discontinuo corresponde al itinerario, el punteado a la situación de la serie y los números a las paradas.

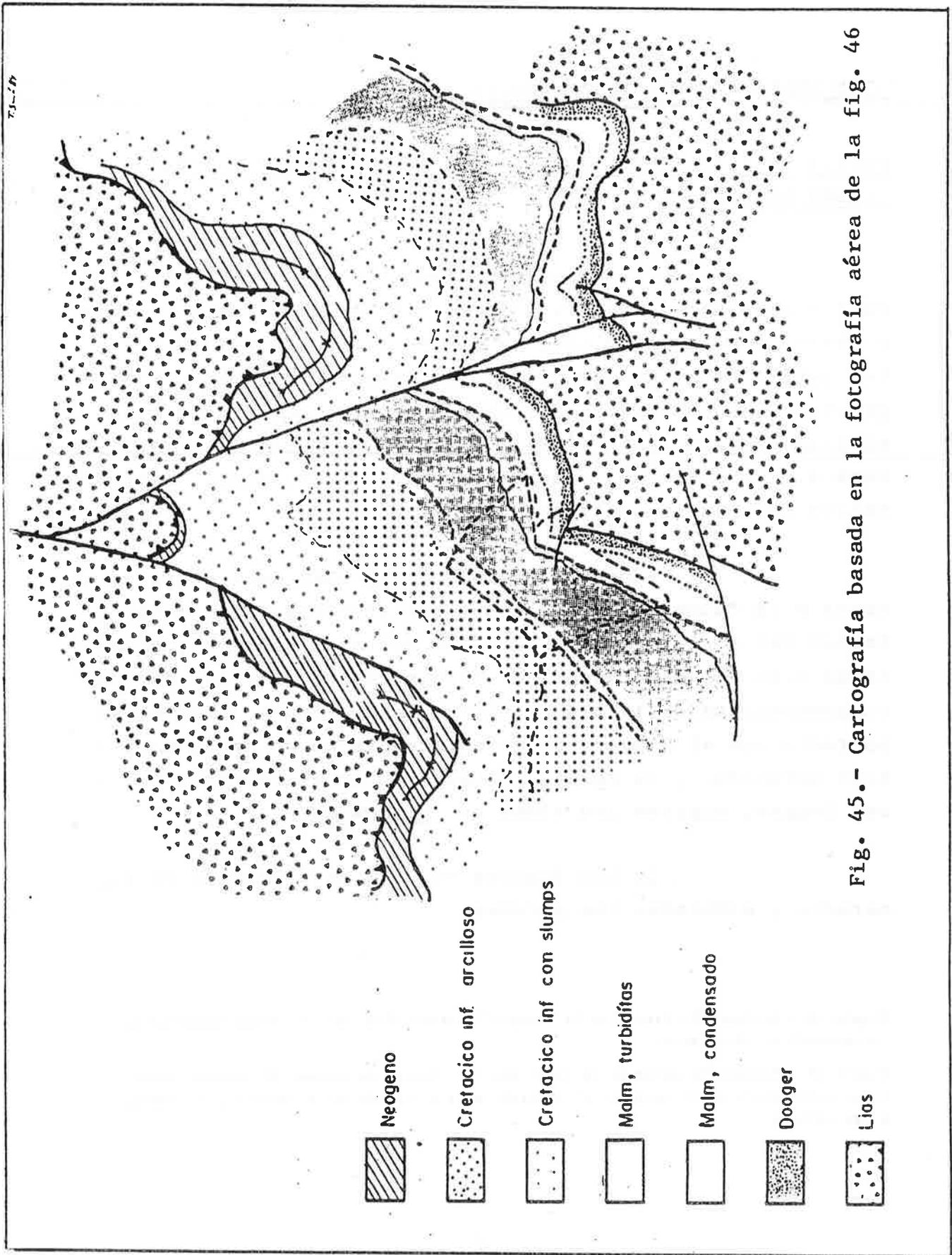
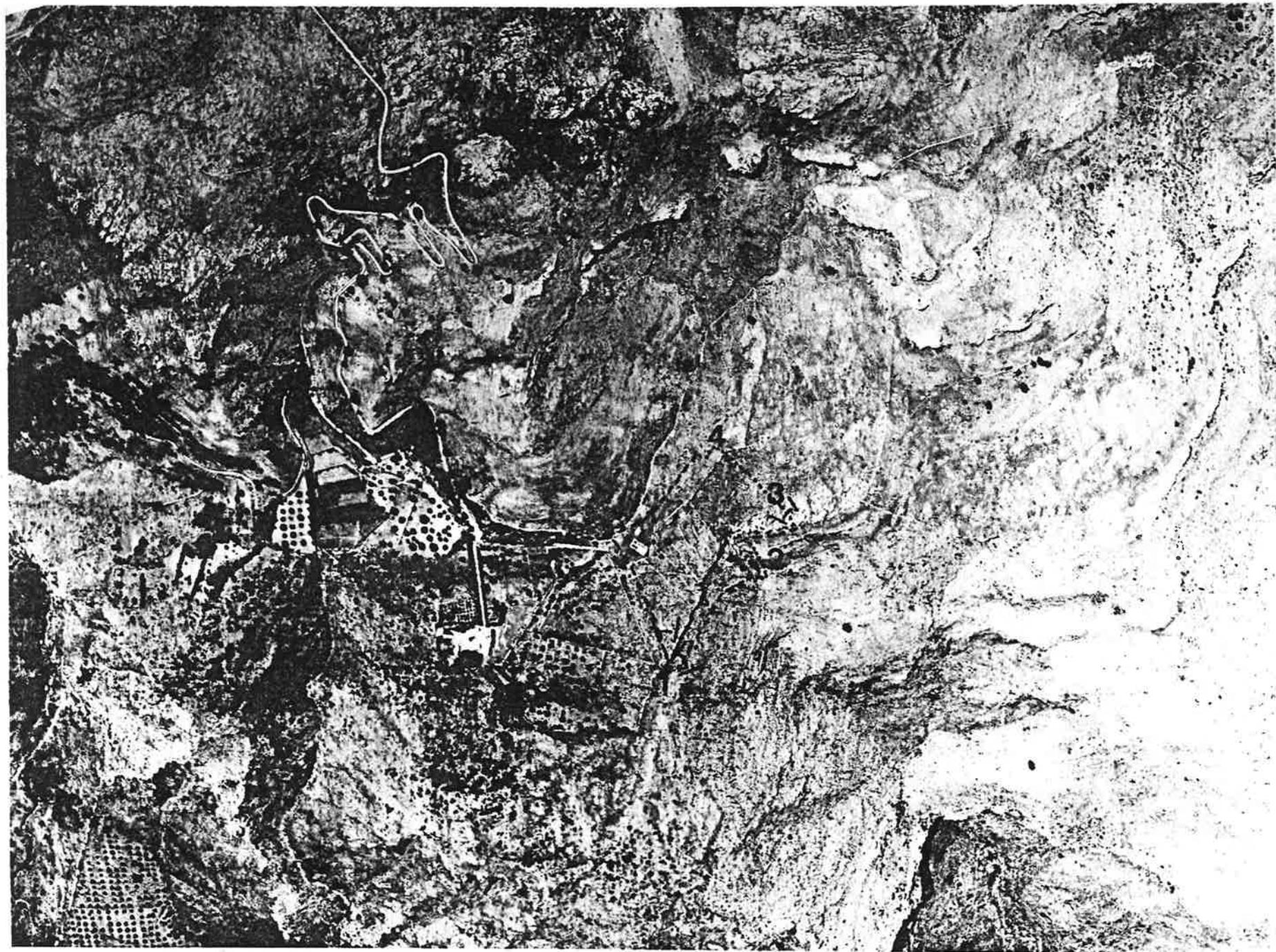
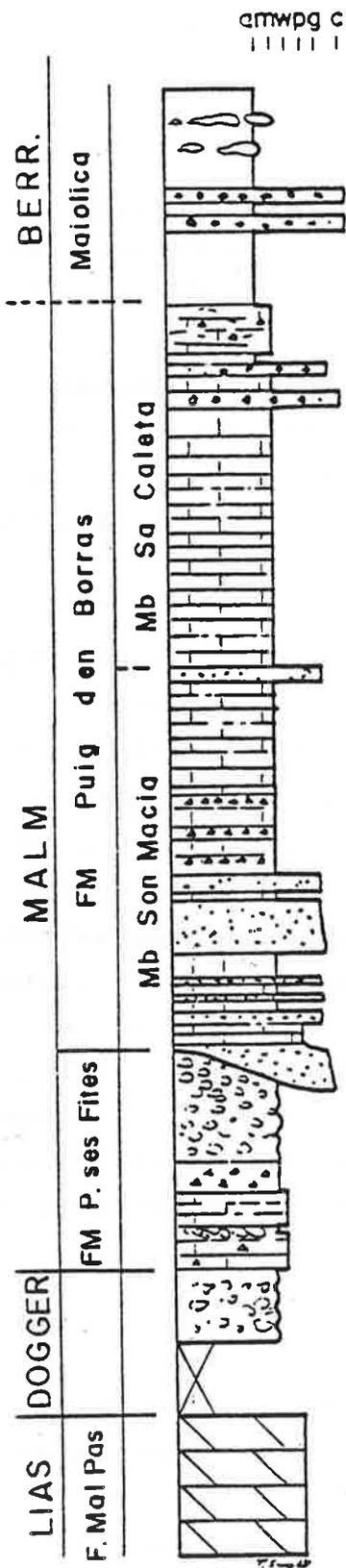


Fig. 45.- Cartografía basada en la fotografía aérea de la fig. 46





COLUMNA ESTRATIGRAFICA SINTETICA

ERMITA DE BETLEM

▲ ▲ ▲ chert
 ○ ○ ○ calizas nodulosas

Fig. 47

PARADA 1

Estamos situados sobre la barra bioclástica de la base de la resedimentación del Malm. Tenemos desde aquí, una buena perspectiva del afloramiento (fig 45, 46 y 49) y su entorno. Por encima del escarpe formado por las dolomías Liasicas, hay una depresión formada por sedimentos del Dogger, Malm y Cretácico inferior. Este conjunto está coronado discordantemente por sedimentos Neógenos (color marrón claro). Todo el conjunto está cabalgado por las dolomías liásicas.

La columna estratigráfica sintética (fig - 47) muestra la sucesión a estudiar. El contacto entre el Lias y el Dogger está marcado por un cambio de color, color gris oscuro y gris claro respectivamente. Morfológicamente entre este contacto entre el Lias y el Dogger y la barra en la que estamos situados (fig. 48), hay un resalte formado por mudstones silicificados. La barra sobre la que estamos situados tiene una continuidad muy grande y está presente en todo el sector N de la Sierra de Levante. Por encima suyo se desarrolla un tramo de capas decimétricas de mudstone y cherts, y capas turbidíticas, sobre el cual hay un resalte morfológico de conglomerados. Corresponde al límite superior de la secuencia del Malm. El Cretácico inferior es arcilloso con frecuentes slumps.

PARADA 2

Por el margen derecho del valle, según se asciende estratigráficamente estudiaremos el tramo inferior de la serie (fig. 47) hasta la barra 1 (fig 48). Las dolomías gris oscuro, en capas decamétricas a métricas, corresponden al Lias, y el contacto con el Dogger está cubierto por derrubios.

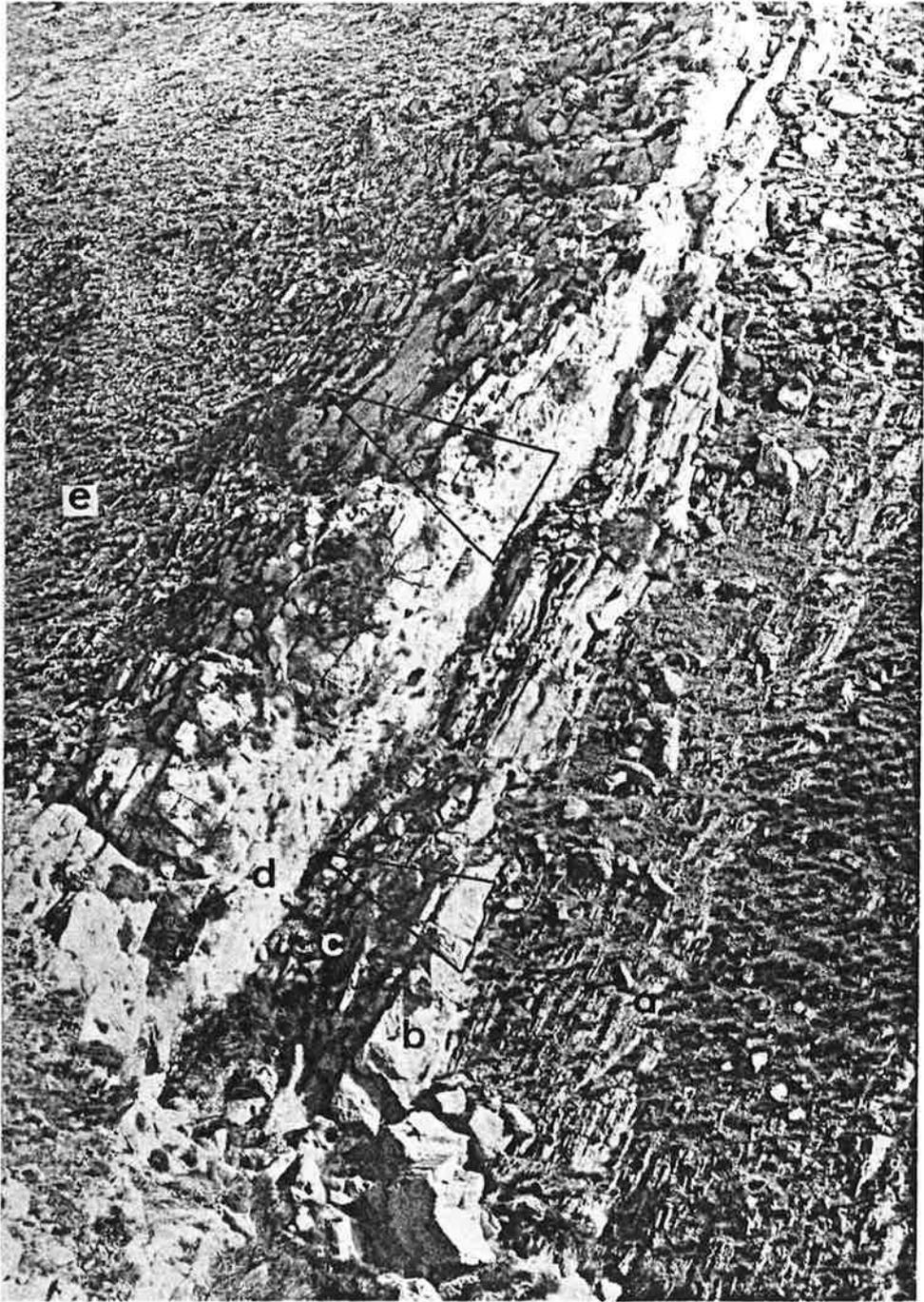


Fig. 48.- Canal basal de la secuencia de re-sedimentación del Malm. (a) Calizas nodulosas de alto fondo del Malm. (b) Ciclo inferior granodecreciente y estrato creciente hacia techo. (c) Mudstone y turbiditas. (d) Ciclo superior. (e) Mudstone con cherts y turbiditas.

El Dogger está muy pobremente caracterizado paleontológicamente y la fauna que contiene es escasa. Corresponde a mudstones mal estratificados que en algunos niveles tienen tendencia a ser calizas nodulosas.

El límite con el Malm estaría situado probablemente en el primer resalte de mudstone en capas de 15 a 40 cm, localmente masivo o nodular, con chertificación irregular. A techo le sigue un nivel de mudstone en capas de 10 a 15 cm muy chertificado en bandas. La sedimentación durante el inicio del Malm sigue siendo de calizas nodulosas, aumentando la nodulización y presencia de Ammonites hacia techo (fig. 47).

La sedimentación de facies condensadas del Dogger y base del Malm, se ve truncada por las facies de re sedimentación del Malm. Canalizado sobre las calizas nodulosas, hay una barra conglomerática y bioclástica, formada por dos ciclos granodecrecientes y estratodecrecientes hacia techo (fig. 48). La base de los ciclos está formada por conglomerados de cantos blandos y matriz de fragmentos esqueléticos, y algún canto de calizas de textura grainstone bioclástico. El techo está formado por packestone bioclástico con fragmentos silicificados.

PARADA 3

Sobre la misma barra de la parada 1, volvemos a tener una vista del área de trabajo, y de los elementos morfológicos a destacar (fig. 49).

Igualmente podemos observar el techo del ciclo superior del canal con el cual se inicia la resedimentación en el Malm. Observar la litología y los componentes

esqueléticos silicificados.

La perspectiva nos permite observar el tramo superior de la serie (fig 47 y 48). Alternan calizas con cherts y turbiditas carbonáticas. La potencia comparada con otras series (fig. 7) es reducida.

PARADA 4

Entre la sedimentación de carácter carbonático del Malm, y la sedimentación arcillosa (facies maiólica) del Cretácico inferior, hay unos resaltes morfológicos formados por conglomerados. Estos, están formados por fragmentos esqueléticos de hasta 15 cm de diámetro silicificados, cantos de caliza bioclástica y oolítica, y cantos de hemipelagitas. Corresponden a depósitos en masa o "debris flows", inducidos por el colapso de la plataforma.

El Cretácico inferior, está formado en la base por arcillas gris claro y mudstones blancos, siendo - frecuentes los slumps y nodulaciones (Boudinages).



Fig. 49.- Vista panorámica del afloramiento. (a) Dolomías liásicas. (b) Mudstones del Dogger. (c) Mudstones y Cherts. (d) Calizas nodulosas del Malm. (e) Canal basal de la secuencia de resedimentación del Malm. (f) Mudstones, + cherts y turbiditas. (g) Conglomerados de cambio de secuencia. (h) Mudstones y arcillas del Cretácico inferior. (n) Neógeno.

LOCALIDAD VIII. SA CALETA - CALA TORTA

PARADA 1

Esta localidad está próxima a la playa conocida popularmente como Cala Torta. En los mapas turísticos y topográficos hay una confusión y se han desplazado los -- nombres quedando como Cala Mitjana. Se accede desde Artá, por una carretera local, próxima al campo de futbol de Artá. Los sedimentos del Jurásico han sido erosionados por el Torrente de Castellals. En los escarpes del torrente hay buenos afloramientos de la secuencia del Malm, en facies de talud inferior-cuenca. La fig. 50 corresponde a la situación del itinerario.

La serie de esta localidad (fig. 51) se inicia con las dolomías liásicas, de la plataforma carbonática, en ciclos somerizantes y abundantes niveles estromatolíticos. El Dogger corresponde a facies Ammonítico Rosso - muy arcilloso, de color rojo intenso, y potencia muy reducida. El Malm presenta un tramo inferior en facies Ammonítico Rosso arcilloso de color rojo-vino, y un tramo superior de base erosiva con brechas dolomíticas en la base y mudstones con silex a techo.

La sedimentación en el talud carbonático - del Malm, se inicia erosivamente. La secuencia es profundizante, sobre las brechas dolomíticas se desarrolla un tramo de mudstones con escasas capas turbidíticas y el techo de la secuencia consiste en mudstones con cherts y abundantes slumps. El objeto de esta parada es observar la parte superior de la serie en facies de talud inferior a cuenca.

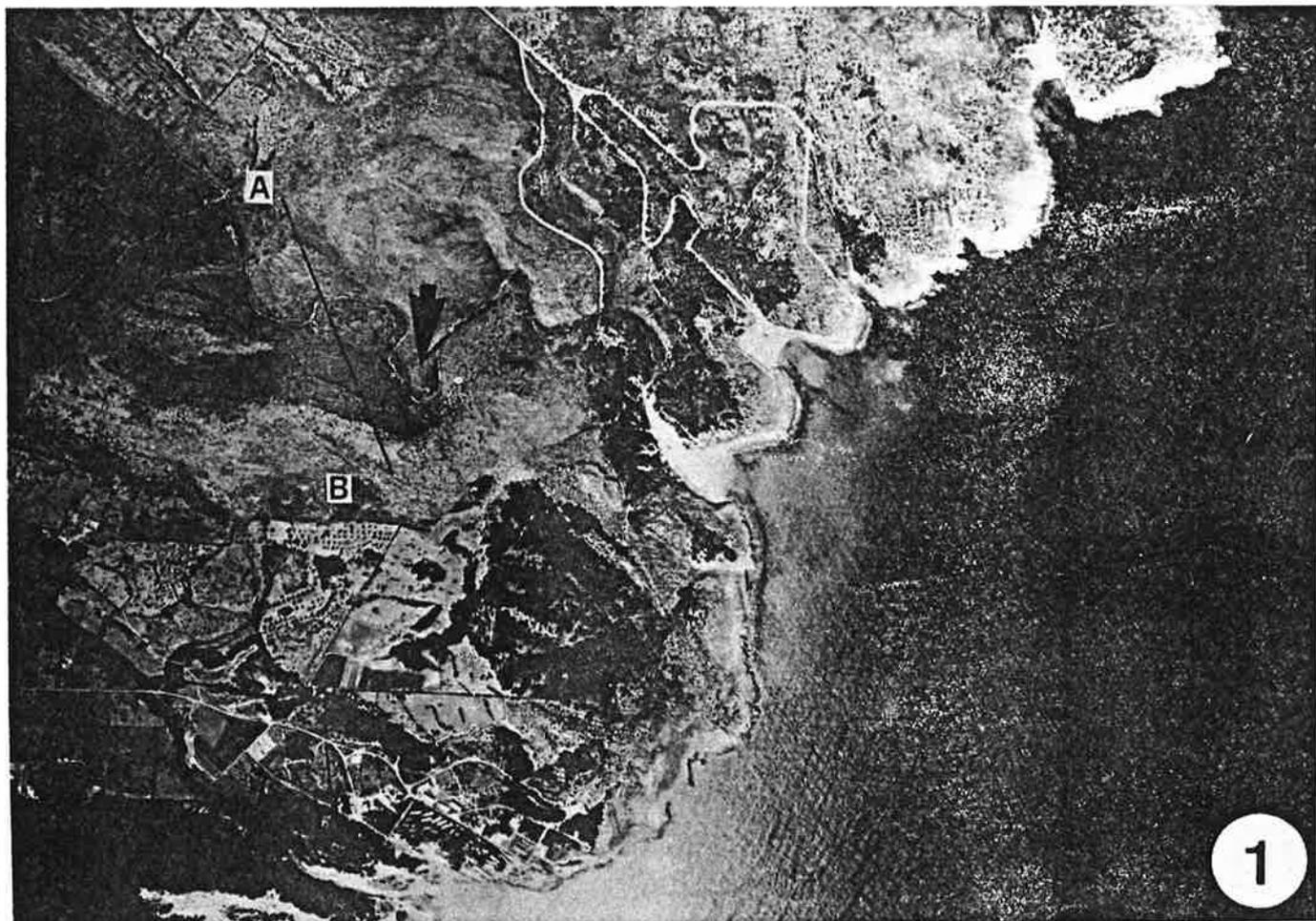
En la posición que estamos situados (flecha de las figs 50 y 52) podemos observar una panorámica de toda la serie de NW a S. Un corte NW-SE (figs. 50 y 52) permite obtener una idea de la serie: (a) comienzo brusco de la brecha dolomítica basal sobre arcillas rojas. (b) mudstones estratificados con capas potentes de turbiditas y conglomerados intercaladas y (c) mudstones con silex y slumps a techo.

En la pared situada al sur, en la parte cóncava del meandro (fig 53), se observa una monótona serie de mudstones radiolaríticos con chert. Esta monotonía se ve interrumpida por la presencia de slumps.

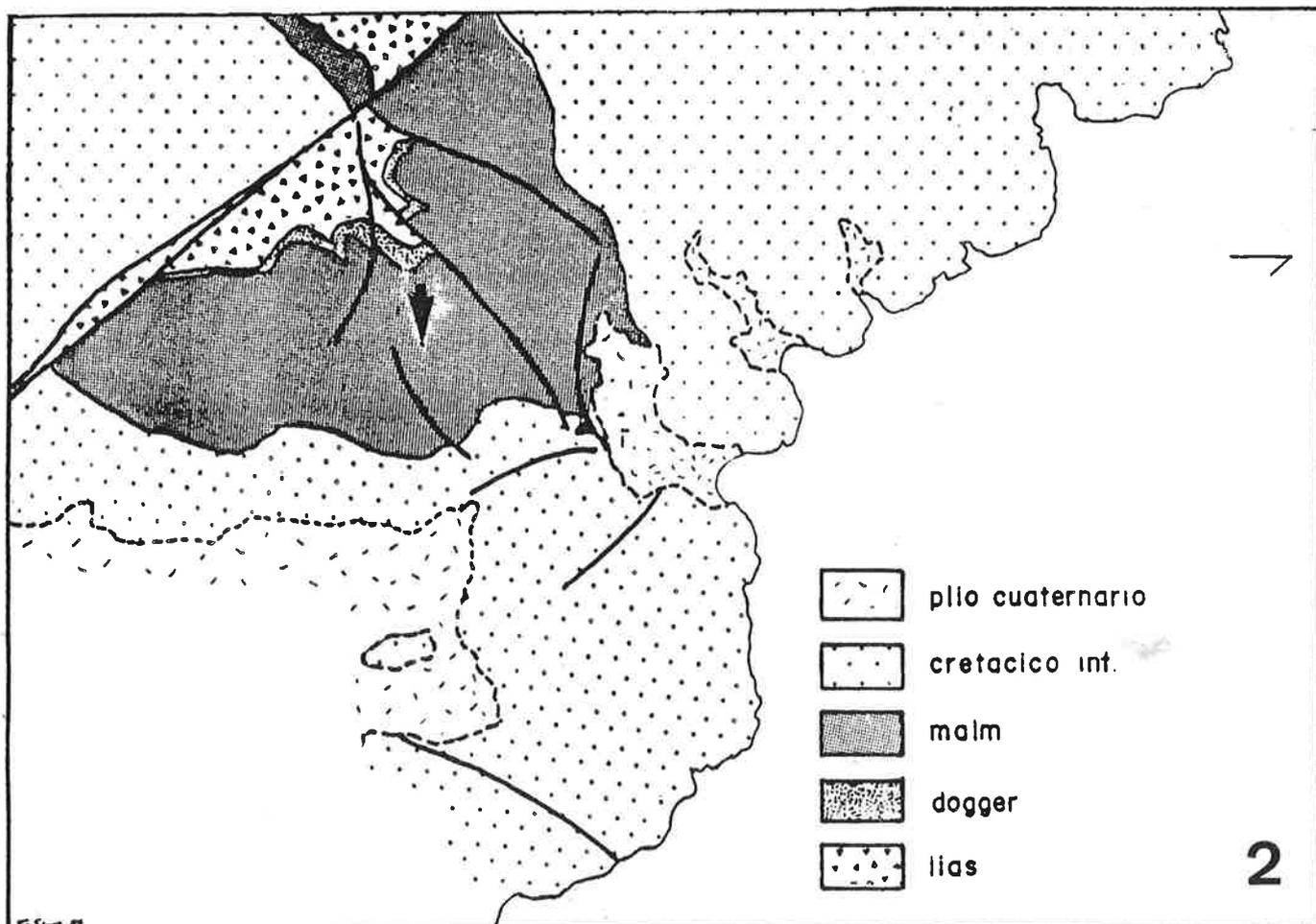
La fig. 56 esquematiza la geometría del slump. Se diferencian dos partes: (a) cuerpo caótico, capas plegadas y superficies de cizallas; y (b) mudstones masivos con esquistosidad.

La dolomitización afecta básicamente a las brechas y localmente a mudstones con silex. Los procesos han sido discutidos en el capítulo de sedimentología. Los mecanismos sugeridos son: a) dolomitización profunda por paso de fluidos debido a la compactación de los mudstones, y b) dolomitización por presión-solución. Más estudios y análisis están en vías de realización por lo que se consideran preliminares los comentarios realizados sobre el proceso de dolomitización.

Figura 50.- Fotografía aérea y cartografía. (1) Fotografía aérea en la que está situado el itinerario, el lugar de observación, y la situación del corte de la fig. 51 (2) Cartografía de la fotografía aérea, la flecha indica el punto de observación.

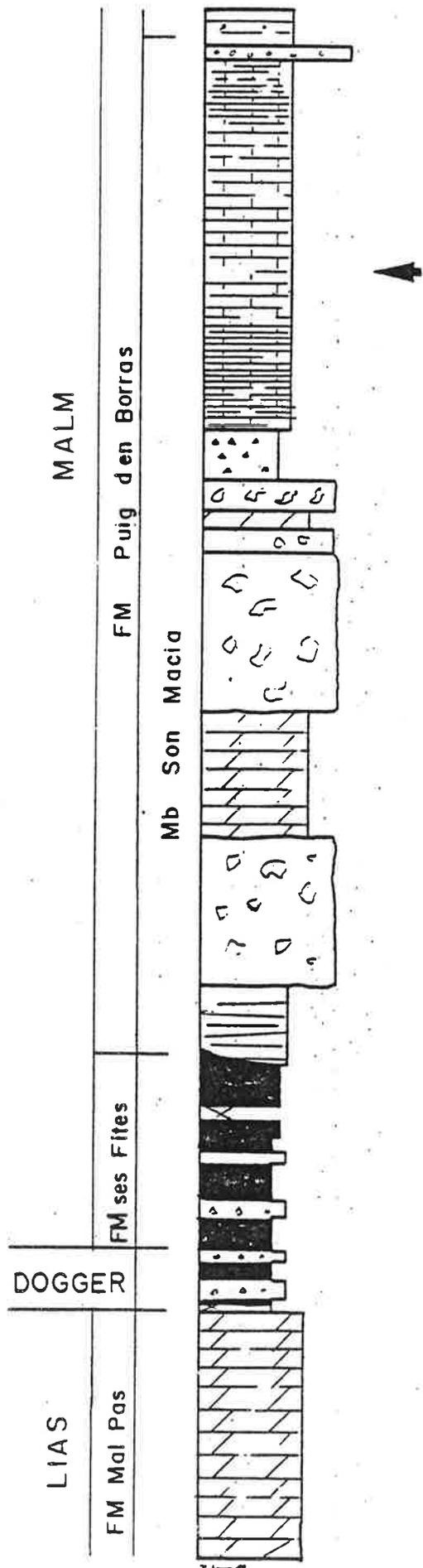


1



2

COLUMNA ESTRATIGRAFICA SINTECA
SA CALETA



- slump
- conglomerados y turbiditas
- chert
- brechas dolomíticas
- ammonitico rosso arcilloso
- slump scarn

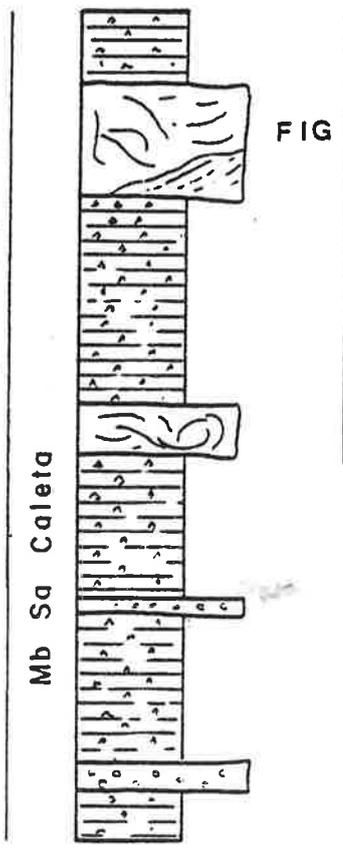
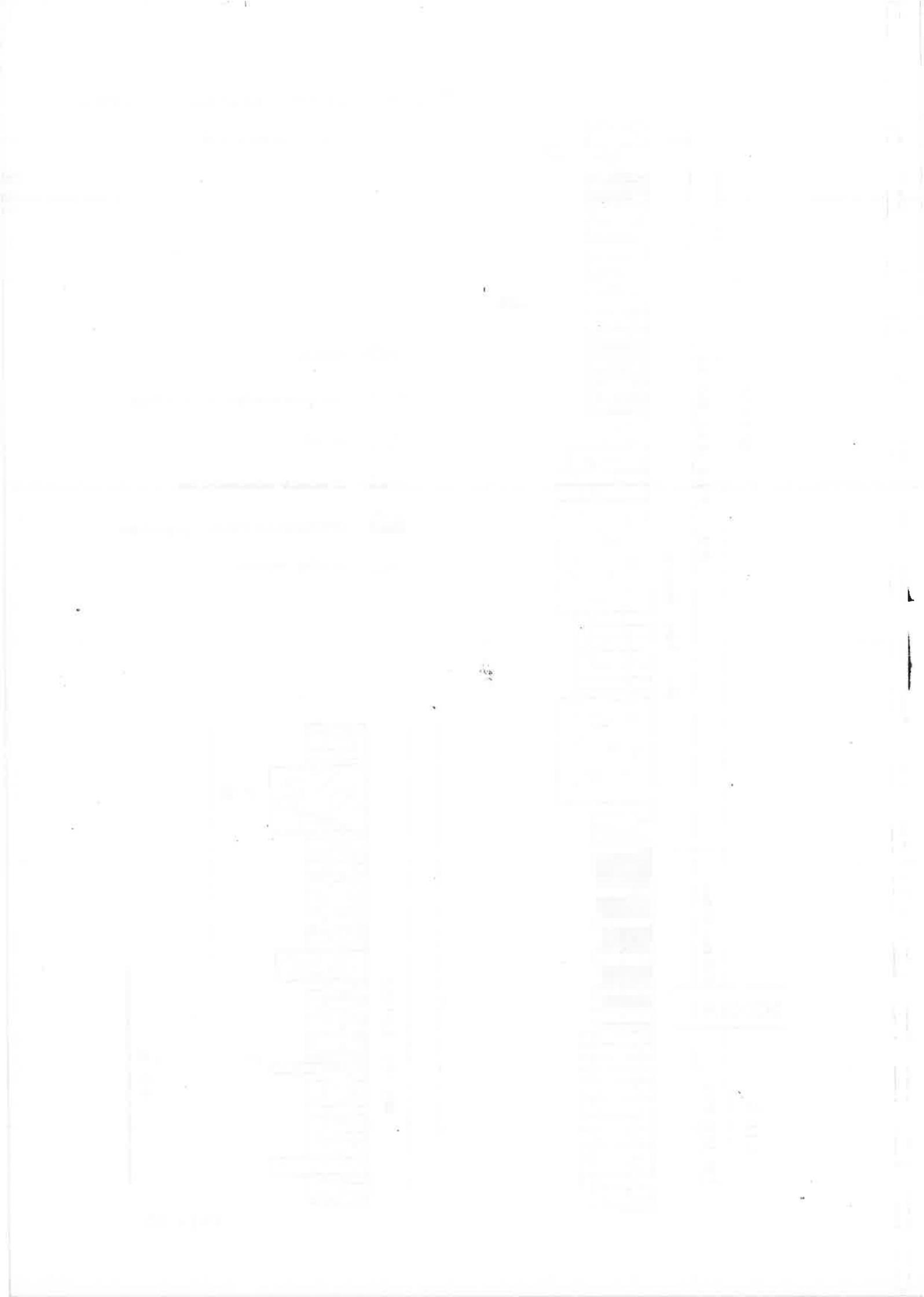


Fig. 51



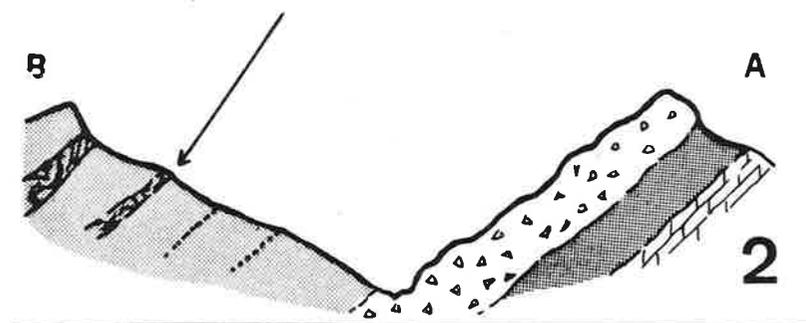


Fig. 52.- Vista panorámica y corte estructural. (1) Vista a lo largo de la pared situada al S.W. (2) Corte según la fig. 50.

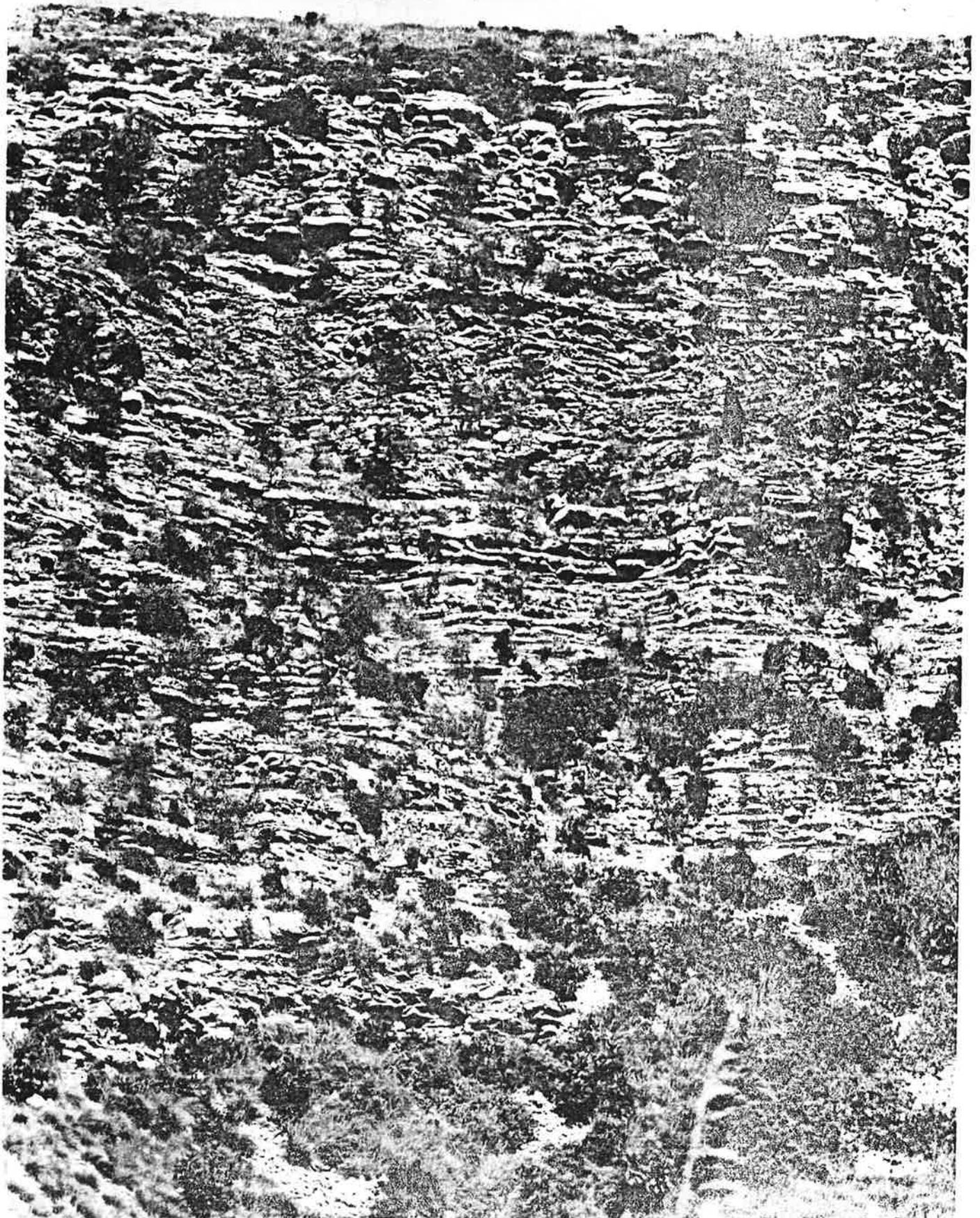
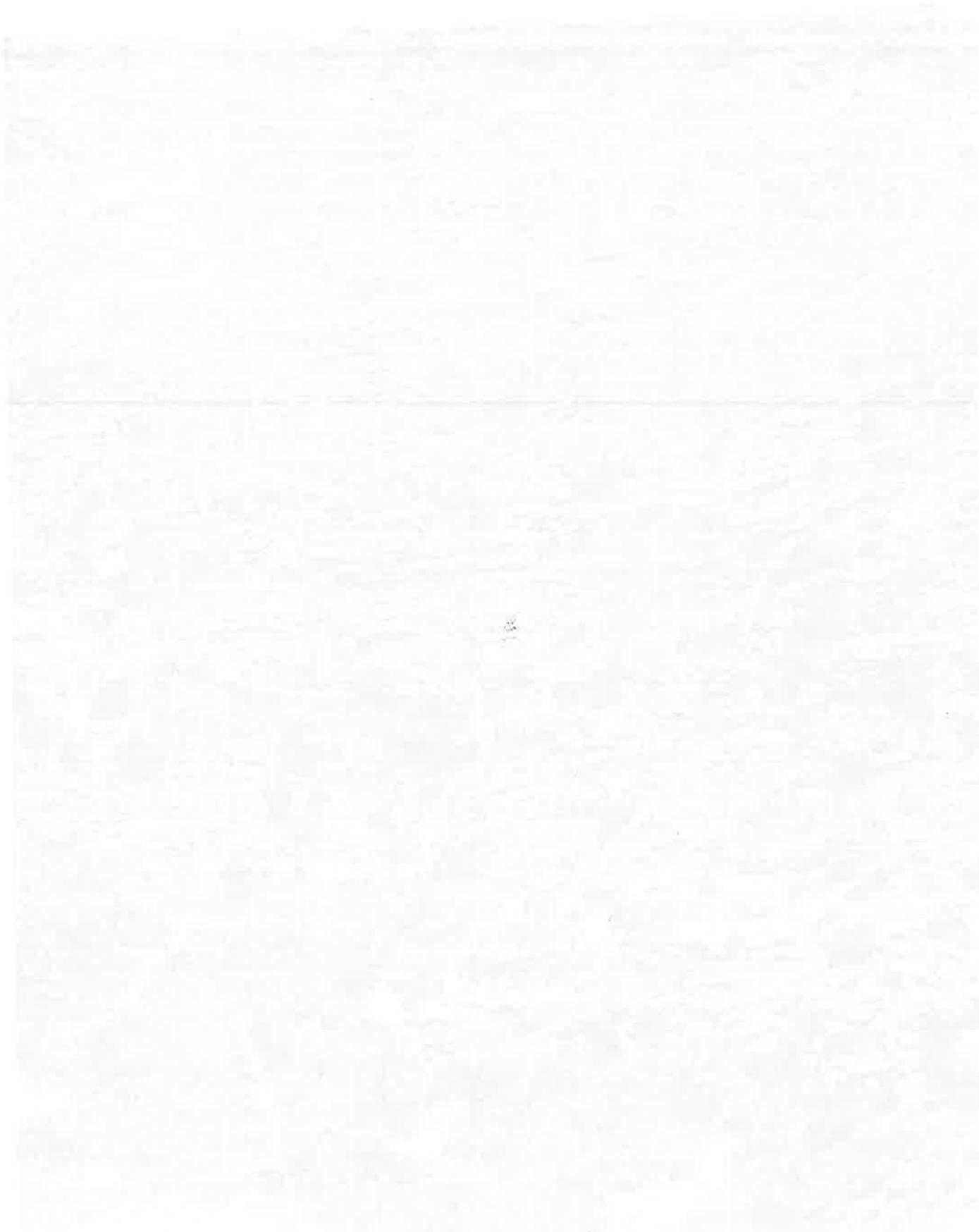


Fig. 53.- Pared formada por una monótona secuencia de mudstones radiolaríticos y slumps. La flecha indica el cambio entre caótico y foliado.



PARADA 2

Ya fuera del objetivo planteado en esta ex cursión pero aprovechando la vecindad del afloramiento, rea lizaremos una pequeña incursión en el Cretácico.

Desde Sa Caleta, descendiendo por el Barranco de Castellals llegaremos pronto a Cala Torta. En la pared oriental de la cala aflora un slump (fig. 55) que afecta a las calizas y margocalizas del Valanginiense-Hauteriviense. Se trata de margocalizas grises con romboedros de dolomías, en las que abundan los radiolarios espículas de esponjas, Aptycus y Tintínidos. Poseen bioturbación abundante en algunos tramos y la ichnofauna es también abundante.

Como se ha descrito en el capítulo de Sedimentología, en la Sierra de Levante, y especialmente en el sector septentrional la resedimentación perdura durante el Cretácico inferior. Esta viene provocada por la inestabilidad del propio talud abundando los slumps en toda la sección. La presencia de materiales procedentes de la plataforma, aunque existen (Bourrouilh, 1973) están consolidados y son mucho menos frecuentes que en el Malm.

Despues de conocer el afloramiento y sus facies daremos por terminada la excursión junto al mar, como corresponde hacerlo en Mallorca.

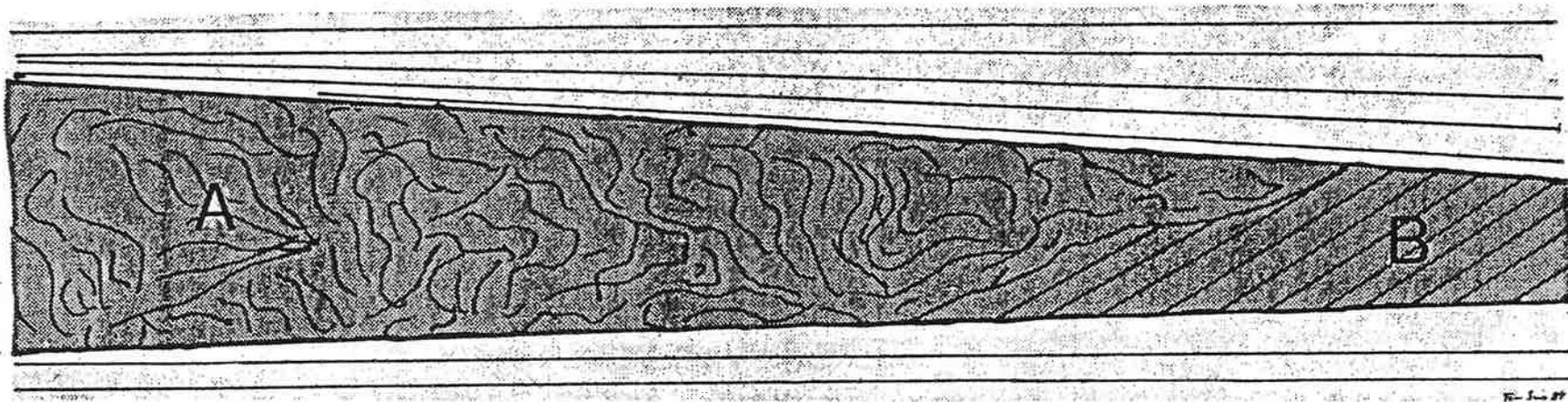


Fig. 54.- Esquema de un slump. Se diferencia la zona caótica (A) y la zona foliada (B) al frente del slump.

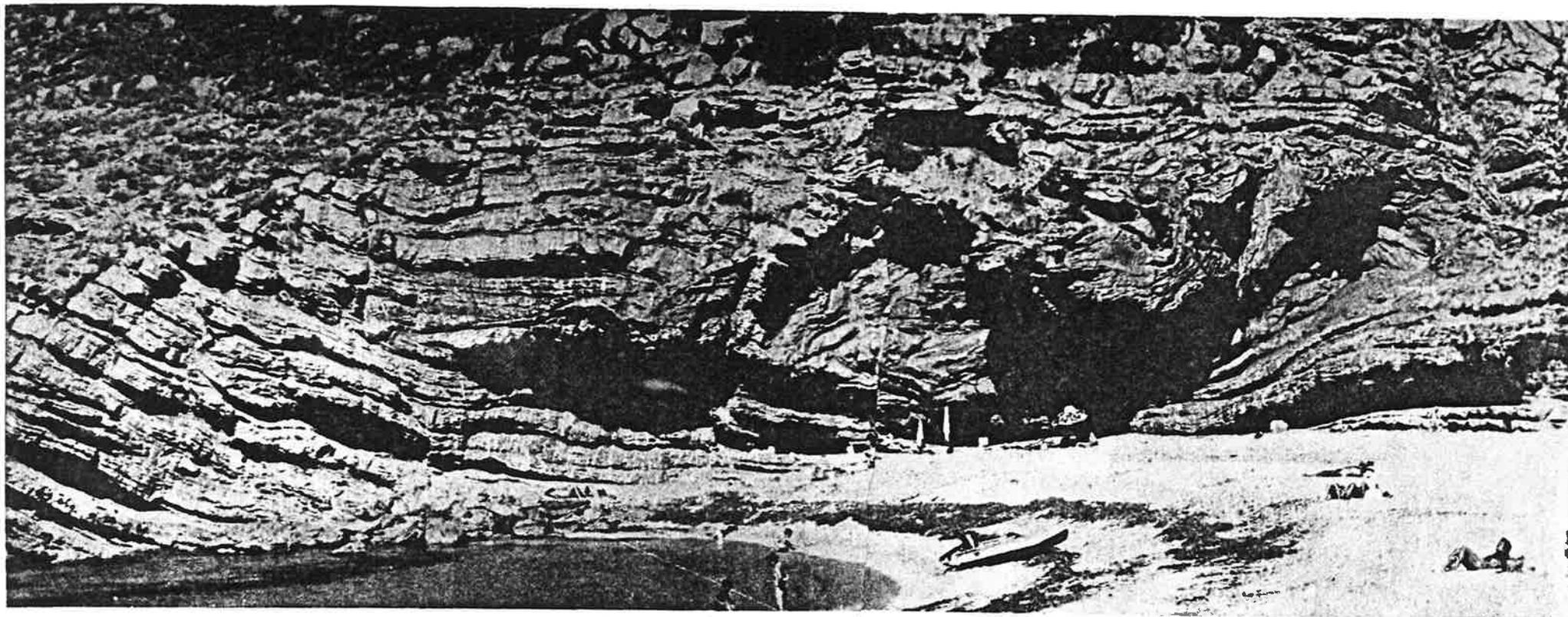


Fig. 55.- Slump en las calizas y margocalizas grises del Valanginiense-Haute riviense. Cala Torta.

BIBLIOGRAFIA

DELOGRAFIA

ALVAREZ, W; COCCOZZA, T. and WEZEL, F.C; (1974).- Fragmenta-
- - - - - tion of the Alpine orogenic belt by microplate dis-
persal: Nature Phys, Sci, v. 248, p. 309-314.

ALVARO, M. BARNOLAS, A; DEL OLMO, P. y SIMO, A. (1983).-
Depósitos de talud carbonático en el Dogger de la
Sierra de Artà, Mallorca: Comunicaciones del X Con-
greso Nacional de Sedimentología, Menorca, 4.10 a
4.12.

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 (Baleares). Inter-
pretación estratigráfica y significado geodinámico:
I Congr. Nac. de Geol. Segovia, t. III p. 159-167.

ALVARO, M; BARNOLAS, A; DEL OLMO, P; RAMIREZ DEL POZO, J. y
SIMO, A. (1984).- El Neógeno de Mallorca: Caracte-
rización sedimentológica y bioestratigráfica. Bol.
Geol. y Min., T. 95 (1), p. 3-25.

ALVARO, M; DEL OLMO, P. (1983).- Mapa Geológico de España a
Escala 1:50.000 (MAGNA). Hojas de Cabo Formentor,
Soller, Palma, Porreres, Manacor, Felanitx (en --
prensa).

ALVARO, M; DEL OLMO, P. RAMIREZ, J. y NAVIDAD, M. (1983b).-
Facies vulcano-sedimentarias en el Triás Superior
de la Sierra Norte de Mallorca. Com. X Congr. Nac.
Sedim. Menorca, p. 6.27-6.28.

- ALVARO, M. y DEL OLMO, P. (1984).- Las unidades tectónicas de la Sierra Norte de Mallorca. I Congr. Nac. de Geol. Segovia. t. III, p. 1-10.
- AHR, W.M. (1973).- The Carbonate Ramp: and alternative to - the Shelf model: Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc. 23 rd Ann. Conv. p. 221-225.
- AUBOUIN, J. (1964).- Refléxions sur le faciès "ammonitico - rosso": Bull. Soc. Géol. Fr, sér. 7 (6), p. 475 - 501.
- AUZENDE, J.M; BONNIN, J. and OLIVET, J.L. (1973).- The origin of the Western Mediterranean basin: Jour. Geol. Soc. London, v. 129, p. 607-620.
- BALLY, A.W; (1981).- Atlantic-type Margins: AAPG, Education Course Note, 19, p. 1-1 a 1-48.
- BALLY, A.W; BERNOUILLI, A; DAVIS, G.A. and MONTADERT, L. -- (1981).- Listric normal faults: Oceanología. Acta 26ª Congr. Geol. Int. Paris 1980, C3 Geol. of Continental. Margins, p. 87-101.
- BARNOLAS, A. and SIMO; A.- En prensa, Oolite resedimentate bodies of a carbonate submarine bajada, Dogger -- (Middle Jurassic), Mallorca Island, Spain: Jour. Sedim. Petrol.
- BAYER, R. LE MOVEL, J.L. and LE PICHON, X. (1973).- Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean: -- Earth Planetary Sci. Lett. 19, p. 168-176.
- BERNOUILLI, D . (1972).- North Atlantic and Mediterranean Me-

sozoic facies: a comparison, In: Hollister C.A.;
Ewing J.I. et al.: Init. Rept. DSDP, v. 11, p. -
801-871, Washington, D.C, U.S. Govt. Printing Ofc.

BERNOULLI; D. (1981).- Ancient Continental Margins of the -
Tethyan Ocean: Am. Ass. Petrol. Geol. Education -
course Note Series, 19, p. 5.1-5.36.

BERNOULLI; D. and LEMOINE, M; (1980).- Birth and evolution
of the Tethys: the overall situation: Paris, 26th
Internat. Geol. Cong. Coll. C-5, p. 168-179.

BERNOULLI; D. and JENKYN, H. (1974).- Alpine Mediterra--
nean and Central Atlantic Mesozoic facies in rela-
tion to the Early Evolution of the Tethys: Soc. -
Econ. Paleo. and Min., Spec. Publ. 19, p. 129-160.

BIJU-DUVAL, B; DERCOURT, J. and LE PICHON, X. (1977).- From
the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A pla-
te tectonic model of the evolution of the Western
Alpine system, In: Biju-Duval, B. and Montadert,
L. (Eds). Int. Symp. Struct. Hist. Mediterranean
basins, Split (Yugoslavia), 1976. Ed. Technip, Pa-
ris, p. 143-164.

BOSELLINI, A; MASSETTI, D; and SARTI, M. (1981a).- A Juras-
sic "Tongue of the Ocean" infilled with oolitic -
sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy:
Mar. Geol. 44, p. 59-95.

BOSELLINI; A; MASETTI, A. and SARTI, M. (1981b).- The Vajont
Limestone: and oolitic deep sea fan, Middle Jura-
ssic, venetian Alps, In: Ricci Lucchi, F. (Ed) IAS
Excursion Guidebook, Excursion, No. 8, p. 307-342.

- BOSELLINI; A. and WINTERER, E.L. (1975).- Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model: *Geology*, v. 3, p. 279-282.
- BOURBON, M; CARON, J.M; DE GRACIANSKY, Pch; LEMOINE, M; MEGARD-GALLI; J; and MERCIER, D. (1977).- Mesozoic evolution of the Western Alps: Birth and development of parte of the spreading oceanic Tethys and of its European continental margin, In. Biju-Duval B; and Montadert, L. (Eds). *Int. Symp. Struct. -- Hist. Mediterranean basins, Split (Yugoslavia)*. 1976. Paris, Ed. Technip, p. 19-34.
- BOURROUILH, R. (1973).- *Stratigraphie, Sédimentologie et Tectonique de l'Île de Minorque et du NE de Majorque (Balears): Thèse Doctorat en Sciences, Lab. Médit. Ass. CNRS, Dep. Géol. Struct. Univ. Paris VI, 2, v., p. 1-822 (trad. en Mem. IGME, t. 99, 1983)*.
- BOYER, S.E. and ELLIOT, D. (1982).- Thrust Systems: *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull*, Tomo 66, p. 1196-1230.
- CHECA, A; MOLINA, J.M. y OLORIZ, F. (1983).- Intercalaciones calcareníticas en las facies Ammonítico Rosso del Jurásico Superior de la Sierra del Ahillo (Subbético externo, Cordilleras Béticas): *Com. X Congr. Nac. Sedim. Menorca*, p. 3.17-3.20.
- COLOM, G. (1947).- *Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares: Inst. Lucas Mallada de Invest. - Geol. CSIC*, p. 1-147.
- COLOM, G. (1955).- *Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the*

western Mediterranean zone and the Atlantic area:
Micropaleontology, v. 1, p. 109-124.

- COLOM, G. (1967).- Sur l'interpretation des sédiments profonds de la zone géosyncline baleare et subbétique (Espagne): Paleog. Paleocl. Paleoec, v. 3, p. 299-310.
- COLOM, G. (1973).- Esbozo de las principales lito-facies de los depósitos jurásico-cretácicos de las Baleares y su evolución preorogénica: Mem. R. Acad. Cienc. Madrid, t. XXV, nº 2, p. 1-116.
- COLOM, G. (1975).- Geología de Mallorca. Inst. Est. Balearicos, Dip. Prov. de Baleares, 2 v. p. 1-519.
- COOK; H.E. (1982).- Carbonate submarine fans versus carbonate debris aprons: facies patterns, depositional processes and model (abs): Geol. Soc. Am. v.14, nº7, p. 466-467.
- COOK, H.E. (1983a).- Introductory perspectives, basic carbonate principles, and stratigraphic and depositional models: SEPM, Short Course nº 12, p. 1-84.
- COOK, H.E. (1983b).- Ancient Carbonate Platform Margins, Slopes and Basins: SEPM, Short Course nº 12, p. 5.1 - 5.189.
- COOK, H.E. (1983c).- Sedimentology of some allochthonous deep-water carbonate reservoirs, Lower Permian, West Texas: carbonate debris sheets, aprons, or submarine fans? (abs): AAPG, Bull. v. 63, p. 442.

- COOK, H.E. and EGBERT, R.M. (1981).- Carbonate submarine fan facies along a Paleozoic prograding continental margin, western United States: AAPG, Bull. -- (Abs.) v. 65, p. 913.
- COOK; H.E. and ENOS; P. Editors (1977).- Deep-water carbonate environments: SEPM, Special Publication n° 25.
- COOK H.E; McDANIEL; P.N; MOUNTJOY, E.W; and PRAY L.C. (1972).- Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada: Can. Petrol. Geol. Bull., v. 20 n° 3, p. 439-497.
- COOK, H.E. and MULLINS, H.T. (1983).- Basin margins environment, In: Carbonate Depositional Environments, Ed. by P.A. Shoelle, D.G. Debant and C.H. Moore. AAPG. Memoir 33, p. 539-617.
- CREVELLO, P.D. and SCHLAGER, W, (1980).- Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound Bahamas: J. -- sedim. Petrol. v. 50, p. 1121-1148.
- CUERDA, J.C. (1975).- Los tiempos cuaternarios en Baleares, Dip. Prov. Baleares. Ins. Estud. Balearicos, CSIC, 304 p.
- DARDER, B. (1915).- Estratigrafía de la Sierra de Levante de Mallorca (región de Felanitx): Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid, Serie Geol. n° 10.
- D'ARGENIO, B. (1976).- La piattaforma carbonatiche periadriatiche: una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea: Mem. Soc. Geol. Ital. v. 13, p. 1-28.

- DAVIES, G.R. (1977).- Turbidites, debris sheets, and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup Basin, Arctic archipelago: SEPM, Special Publication nº 25, p. 221-247.
- DEL OLMO, P; ALVARO, M. (1981-83).- Mapa geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA). Hojas de Pollensa, Sa Calobra, Andraitx, Inca, Artá, Isla del Toro, y -- Cap de Cala Figuera, Lluchmayor, Isla Conejera e - Isla Cabrera (en prensa)
- DEL OLMO, P. y ALVARO, M. (1984).- Control estructural de la sedimentación neógena y cuaternaria de Mallorca: I Congr. Nac. de Geol. Segovia t. III, p. 219-228.
- DEWEY, J.F. PITMAN, W.C., RYAN, W.BF. and BONNIN, J. (1973).- Plate tectonics and the evolution of the Alpine - system: Geol. Soc. Amer. Bull. v. 84, p. 3137-3180.
- EGUIZABAL, F.J. (1982).- Estudio estratigráfico y sedimentológico del Burdigaliense de Randa (Mallorca). Tesis Lic. Univ. Auton. Barcelona.
- EMERY, K.O. (1977).- Structure and stratigraphy of divergent continental margins: AAPG Education Course 5, p. B.1-B.20.
- ENOS; P. (1977).- Tamabra Limestone of the Poza Rica Trend, Cretáceous, México: SEPM. Publ. 25, p. 273-314.
- FALLOT, P.(1922).- Etude Géologique de la Sierra de Majorque: Libr. Polytech. Ch Beranger Paris, p. 1-481.

- GARCIA-HERNANDEZ, M; LOPEZ-GARRIDO; A.C; RIVAS, P; SANZ DE GALDEANO, C. and VERA, S.A. (1980).- Mesozoic paleogeographic evolution of the external zone of the Betic Cordillera: Geol. Mijnbouw 59 (2), p. 155-168.
- GINER, J. (1980).- Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la -- Cordillera Ibérica (sector oriental): Tesis. Univ. Barcelona, Fac. Geol. Dept. Petrol. p. 1-316 -- (inédita).
- GINSBURG, R.N. and JAMES, N.P. (1974).- Holocene carbonate sediments of continental shelves: In. C.A. Burke and C.L. Drake (Ed), The Geology of Continental Margins, Sprinjer-Verlag, N.Y. p. 137-155.
- GOMEZ LLUECA, F. (1920).- Sur la géologie de Cabrera, Conej_era et autres îles voisines: C.R. Acad. Sci. Paris. v. 171, p. 1158.
- GOMEZ LLUECA, F. (1929).- Contribución al conocimiento de la geología de las islas de Cabrera, Conejera y otras próximas: Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, v. 15, p. 85-103.
- GOY, A; GOMEZ, J.J. y YEBENES; A. (1976).- El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad - Norte) I. Unidades Litoestratigráficas. Est. Geol. v. 32, p. 391-423.
- GRACIANSKY; P-CH, BOURBON, M. CHARAAL, O. de, CHENET, P.Y. LEMOINE, M. (1979).- Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives: marge ibérique de

l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales: Bull. Soc. Geol. Fr. t, 21 (5), p. 663-674.

HALLAM, A. (1981).- A revised sea-level curve for the early Jurassic: J. Geol. Soc. London, Vol. 138, p. 735-743.

HARDIE, L.A. and GINSBURG, R.N. (1977).- Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding, In Hardie, L.A. Ed, Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of North west Andros Island, Bahamas: The Johns Hopkins -- University Studies in Geology n° 22, p. 50-123.

HERMITE, H. (1879).- Etudes géologiques sur les îles Baléares; Première partie: Majorque et Minorque: Thèse, Paris, p. 1-362. (Trad. en Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 1988, 15, 233, p. Madrid).

HINE, A.C. (1983).- Modern Shallow Water Carbonate Platform Margins: SEPM; Short Course n° 12, p. 3.1-3.100.

HINE, A.C. and Neumann, A.C. (1977).- Shallow carbonate bank margin growth and structure. Little Bahama Bank: AAPG Bull, v. 61, p. 376-406.

HINE, A.C., WILBER, R.S. BANE, J.M. NEUMANN, A.C. and LORENSON, K.R. (1981).- Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas: Mar. Geol. v. 42, p. 327-348.

HINE, A.C. WILBER, R.J. and NEUMANN, A.C., (1981).- Carbonate Sand Bodies Along Contrasting Shallow Bank Mar-

- gins Facing Open Seaways in Northern Bahamas: AAPG Bull, vol. 65, 261-290.
- HOOKE, R.L. and SCHLAGER, W, (1980).- Geomorphic evolution of the Tongue of the Ocean and the Providence - Channels, Bahamas: Mar. Geol. vol. 35, 343-366.
- HOPKINS, J.C. (1977).- Production of foreslope breccia by - differential submarine cementation and downslope displacement of carbonate sands Miette and Ancient Wall Bildups, Devonian, Canada, In: H.C. Cook and P. Enos Eds. Deep-water carbonate environments: - SEPM, Spec. Publ. 25, p. 155-170.
- HSU, K.S. (1976).- Paleooceanography of the Mesozoic Alpine Tethys: Geol. Soc. Amer, Spec. Pap. 170, 44 p.
- HUBERT, J.F. SUCHELI, P.K. CALLAHAN, R.K.M. (1977).- Cow - Head obreccia: sedimentology of the Cambro-Ordovician Continental Margin, Newfoundland, In: H.E. - Cook and P. Enos. Eds. Deep. Water carbonate environments. Seph. Spec. Publ. 25, p. 125-154.
- ILLING; L.V, WELLS; A.J. and TAYLOR; J.C.M. (1965).- Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf, SEPM, Spec. Publ. 13, p. 89-111.
- JAMES, N.P. (1979).- Shallowing-upward sequences in Carbonate: Facies Model 10, In facies Models, R. G. Walker (Ed.): Geos. Canadá, Reprint Series, n° 1, p. 121-132.
- JAMES, N.P. (1983).- Reef Environments, in P.A. Scholle, - D.G. Bout and C.H. Moore eds. Carbonate Depositional Environments: AAPG, Memoir 33, p. 345-440.

- JAMES, N.P. and MOUNTJOY, E.W. (1983).- Shelf-Slope Break in Fossil Carbonate Platforms: An Overview in D. J. Stanley and G.T. Moore ed.: The Shelfbreak: -- Critical Interface on Continental Margins: SEPM, Spec. Publ. n° 33, p. 189-206.
- JENKYNS, H.C. (1971).- The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic: *Lethaia*, v. 4, p. 327-352.
- JENKYNS, H.C. (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model: Spec. Publ. -- IAS n° 1, p. 249-271.
- JENKYNS, H.C., (1978).- Pelagic Environments, in H.G. Reading Ed.: Sedimentary Environments and Facies: Blackwell Scientific Publ., p. 314-371.
- JOHNS, D.R. (1978).- Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece: *Sedimentology*, v. 25, p. 561-573.
- JOPLING, A.V. and Walker, R.G. (1968).- Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts: *J. Sed. Petrol.* 38, p. 971-984.
- KENDALL, G.St. C. and SCHLAGER, W. (1981).- Carbonate and relative changes in sea level: *Mar. Geol.* v. 44, p. 181-212.
- KIER, J.S. and PILKEY, O.H. (1971).- The influence of sea level changes on sediment carbonate mineralogy, - Tongue of the Ocean, Bahamas: *Mar. Geol.* v. 11, p. 189-200.

- LA MARMORA, A. de (1835).- Observations géologiques sur les deux îles baléares: Mem. della R. Acad. Scien. To rino, v. 38, n° 51.
- LAND, L.S. (1982).- Dolomitization. AAPG, Education Course Note Series, n° 24. 20 p.
- LAPORTE, L.F. ed. (1974).- Reef in Time and Space: SEPM, -- Spec. Publ. 18, 256 p.
- LAUBSCHER, H.P. (1975).- Plate boundaries and microplates in Alpine history: Amer. J. Sci. v. 275, p. 865-876.
- LOWE, D.R. (1982).- Sediment gravity flows: II, Depositional Models with special reference to the deposits of - high-density Turbidity currents: Jour Sedim. Petrol. vol. 52, p. 279-297.
- LE PICHON, X. and BLANCHET, R. (1978).- Where are the passive margins of the Western Tethys Ocean?: Geology, v. 6, p. 597-660.
- LYNTS, G.W; JUDD, J.B. and STEHMAN, C.F. (1973).- Late Pleis tocene history of Tonge of the Ocean, Bahamas: Geol. Soc. Am. Bull. v. 84; p. 2665-2684.
- MACKENZIE, W.S. (1970).- Allocthonous reef-debris limestone turbidites, Powel Creek, Northwest Territories: - Can Petrol. Geol. Bull, v. 18, p. 474-492
- MATTES, B.W. and MOUNTJOY, E, (1980).- Burial dolomitazion of the upper Devonian Miette buildup, Jasper Natio_nal Park, Alberta. SEPM, Sp. Publ. 28, p. 259-297.

- MCLLREATH, I.A. (1977).- Accumulation of a Middle Cambrian, deep-water, basinal limestone adjacent to a vertical, submarine carbonate escarpment, Southern Rocky Mountains, Canada. In. H.E. Cook and P. Enos, eds. Deep-water Carbonate Environments: SEPM, Spec. Publ. n° 25, p. 113-124.
- MCLLREATH, I.A; and JAMES, N.P; (1979).- Carbonate slopes. Facies Models 12 In R.G. Walker Ed. Facies Models: Geos. Canadá. Reprint Series n° 1, p. 133-144.
- MENARD, H.W. and LUDWICK, J.C. (1951).- Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currents: SEPM, Special Publications n° 2, 212-223.
- MONTADERT, L. ROBERTS, A.G., CHARPAL, O. de; and GUENNOG, P. (1979).- Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay, In. L. Montadert. D. G. Roberts et al: Int. Rept. Deep-Sea Drill. Proj. v. 48, Washington, D.C. US, Govt. Printing Ofc. - p. 1025-1060.
- MOORE, C.H. GRAHAM, EA and LAND, L.S. (1976).- Sediment transport and dispersal across the deep fore-reef and island slope (-55 m to -305 m). Discovery Bay, Jamaica: Jour. Sed. Petrology, v. 46, p. 174-187.
- MOUNTJOY, E.W; COOK, H.E. PRAY, L.C. and McDANIEL, P.N; (1972).- Alloctonous carbonate debris flows-woldwide indicators of reef complexes, banks, or shelf margins: 24th. Internat. Geol. Congress Proc. Sec. 6, p. 172-189.

- MULLER, J. and FABRICIUS, F. (1974).- Magnesian-calcite nodules in the Ionian Deep sea: an actualistic model - for the formation of some nodular limestones: Spec. Publ. IAS n° 1, p. 235-247.
- MULLINS, H.T. (1983a).- Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites: comment: Geology, 11. 57-60.
- MULLINS, H.T. (1983b).- Modern Carbonate Slopes and Basins of the Bahamas: SEP Short Course n° 12, p. 4.1 - 4.138.
- MULLINS, H.T. (1983c).- Base of-slope carbonate aprons: an alternative to the submarine fan model: AAPG Bull v. 67, p. 521.
- MULLINS; H.T. and LYNTS, G.W. (1976).- Stratigraphy and Structure of Northeast Providence Channel, Bahamas: AAPG Bull, v. 60, p. 1037-1053.
- MULLINS, H.T. and NEUMANN, A.C. (1979).- Deep Carbonate bank margin structure and sedimentation in the Northern Bahamas: SEM Special Public. n° 27, p. 165-192.
- MULLINS, H.T; NEWTON, C.R; HEATH, K. and VAN BUREN, H.M. (1981). Anatomy of modern open-ocean windward carbonate -- slope: Northern Little Bahama Bank: AAPG Bull, v. 65, p. 962-963.
- NARDIN, T.R.; HEIN; F.J; GORSLINE; A.S. and EDWARDS, B.D. -- (1979).- A review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics and Contrasting in Slope and Base-of-Slope Systems versus Canyon-Fan-Basins --

- Floor Systems, In L.J. Doyle and O.H. Pilkey Jr. Ed.
Geology of continental slopes: SEPM Spec. Publ. n°
27, p. 61-74.
- NOLAN, H. (1895).- Sur le Jurassique et le Crétacé des îles
Baléares: C.R. Acad. Sci. Paris, v. 117, p. 821-823.
- PIPER, D.J.W. (1970).- A Silurian deep sea fan deposit in -
Western Ireland and its bearing on the nature of
turbidity currents: Jour. of Geol. v. 78-5, p. -
509-522.
- POMAR, L. (1979).- La evolution tectosedimentaria de las Ba-
leares. Análisis crítico, Acta Geol. Hispánica: vol.
14, p. 293-310.
- PLAYFORD, P.E. (1980).- Devonian "Great Barrier Reef" of Can-
ning Basin Western Australia: AAPG. Bull, v. 64;
p:814-840.
- RADWANSKI, A. and SZULCZEWSKI, M. (1965).- Jurassic stromato-
lites of the Villany Mountains (Southern Hungary):
Univ. Sci. Budapestensis, Rolando Eötvös Ann. Sec.
Geol. v. 9, p. 87-107.
- RAMIREZ DEL POZO, J. DEL OLMO, P. y ALVARO, M. (1984).- El
Cretácico de Mallorca: I Congr. Nac. de Geol. Se-
govia, t. I, p. 67-78
- READ, J.F. (1980).- Carbonate ramp to basin transitions and
foreland basin evolution, Middle Ordovician Virgi-
nia Appalachians, AAPG Bull, v. 64, p. 1575-1612

- READ, J.F. (1982).- Carbonate platforms of pasive (extensio
nal) continental margins: types, characteristics
and evolution: Tectonophysics, v. 81, p. 195-212.
- READ, J.F. (en prensa).- Carbonate plataforms and Petroleum
exploration models. AAPG. Bull.
- RODRIGUEZ, A. (1982).- Estudio sedimentológico del Mioceno
basal transgresivo de la Sierra Norte de Mallorca.
Tesis Lic. Univ. Barcelona.
- RUIZ ORTIZ, P. (1980).- Análisis de Facies del Mesozoico de
las Unidades Intermedias. (Entre Castril- Prov. -
de Granada y Jaén). Tesis Doct. de la Univ. de --
Granda nº 270, p. 1-272.
- RUIZ ORTIZ, P.A. (1983).- A carbonate submarine fan in a --
fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Be-
tic Cordillera, southern Spain: Sedimentology, 30
p. 33-48.
- SCHLAGER; W. (1981).- The paradox of drowned reefs and car-
bonate platforms Geol. Soc. of America. Bull, part.
1, v. 92, p. 197-211.
- SCHLAGER; W. and CHERMAK, A. (1979).- Sediment facies of -
platform-basin transition, Tonge of the Ocean, --
Bahamas: SEP; Special Publ. nº 27, p. 193-208.
- SCHLAGER, W. and GINSBURG, R.N. (1981).- Bahama Carbonate -
platforms: Mar. Geol. v. 44, p. 1-24.
- SCHLAGER, W. and JAMES N.P. (1978).- Low-magnesian calcite
limestone forming at the deep-sea floor, Tongue
of the Ocean, Bahamas: Sedimentology 25, 675-702.

- SHINN, E.A; LLOY, R.M; and GINSBURG, R.N. (1969).- Anatomy a modern carbonate tidal flat, Andros Island, -- Bahamas: Jour. Sed. Petrology, v. 39, p. 1202-1228.
- SHINN, E.A. (1969).- Submarine lithification of Holocene - carbonate sediments in the Persian Gulf: Sedimentology, v. 12, p. 109-144.
- SIMO, A. y RAMON, J. (1983).- Sedimentología del Neógeno -- postorogénico de Mallorca. IGME, informe inédito.
- STOW, D.A.V. (1979).- Distinguishing between fine-grained - turbidites and contourites on the deep-water margin off Nova Scotia: Sedimentology, v. 26, p. 371-387.
- STOW, D.A.V., and BOWEN, A.J. (1980).- Physical model for - the transport and sorting of fine grained sediment in turbidity currents: Sedimentology, v. 27, pp. 31-44.
- STOW; D.A.V. and SHANMUGAN, G. (1980).- Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: Sedim. Geol. v. 25, p. 23-42.
- STURANI, C. (1971).- Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" Beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian): Univ. Padova, Ins. -- Geol. Min. Mem. v. 28, 190 p.
- SZULCZEWSKI, M. (1963).- Stromatolites from the high-tatric Bathonian of the Tatra Mountains: Acta Geol. Polonica, v. 13, p. 125-141.

- TOOMEY, D.F. (1981).- European Fossil Reef Models: SEPM Spec. Publ. n° 30, 546 p.
- WENDT, J. (1970).- Stratigraphische Kondensation in triachischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Te--thys: Neues Jahrb. Geol. und Paläont, p. 433-448.
- VAIL, P.R; MITCHUM, R.M. and THOMPSON, S. (1977).- Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part. 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: Payton, Ch.E. Ed. Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration: AAPG. Mem. 26 p. 83-97.
- VAIL, P.R; MITCHUM, Jr; SHIPLEY; T.H. and BUFFLER, R.T. -- (1980).- Unconformities of the North Atlantic: Phil Trans. R. Soc. Lond. A 294, p. 137-255.
- VAIL, P.R; and TOOD, R.G. (1981).- North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy: Proc. Petrol. Geol. Cont. Shelf, N.W. Europe, p. 216-235.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1984).- Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa ibérica: I -- Cong. Nac. Geología. T. III, p. 105-118.
- WILDE, P; NORMARK, W.R. and CHASE, T.E. (1978).- Channel - Sands and Petroleum Potential of Monterey Deep - Sea Fan, California: AAPG Bull, v. 62, n° 6, p. 967-983.
- WILSON, J.L. (1975).- Carbonate facies in Geologic History: Springer-Verlag, NY, Heidelberg, Berlin, p. 1-471.

WINN, J.R; R.D. and R.H; DOTT; J.R. (1977).- Large scale -
traction-produced structures in deep-water fan
channel conglomerates in southern Chile: Geology,
v.5 p. 41-44.

WINTERER, E.L. and BOSELLINI; A. (1981).- Subsidence and -
Sedimentation on Jurassic Pasive Continental Mar
gin, Southern Alps, Italy; AAPG. Bull, v. 65, p.
394-421.

