
**ANALISIS DE FACIES DEL MESOZOICO
EN EL SUBBETICO EXTERNO**

(Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)

JOSÉ MIGUEL MOLINA CÁMARA

Tesis Doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1987

COLEGIO UNIVERSITARIO «SANTO REINO» DE JAEN
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA

**ANALISIS DE FACIES DEL MESOZOICO
EN EL SUBBETICO EXTERNO**

(Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)

JOSÉ MIGUEL MOLINA CÁMARA

Tesis Doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1987

Tesis doctoral dirigida por los Profesores Dres. Pedro A. Ruiz Ortiz, Profesor Titular de Estratigrafía, y Juan A. Vera Torres, Catedrático de Estratigrafía, ambos de la Universidad de Granada. Fue leída el día 7 de julio de 1987, ante el tribunal formado por los Profesores Dres. A. Linares, Granada; O. Riba, Barcelona; L. Vilas, Madrid; M. Esteban, Barcelona; y M. García-Hernández, Granada. Obtuvo la calificación de apto «cum laude».

A mi mujer,
a mis hijos.

RESUMEN

Se han estudiado seis unidades pertenecientes al dominio Subbético Externo, compuestas mayoritariamente por rocas sedimentarias jurásico-cretácicas. Estas unidades son las del Camarena-Lanchares (VERA et al., 1984), Gaena (RIVAS et al., 1979) y Lobatejo-Pollos (definida por primera vez en este trabajo), situadas en la provincia de Córdoba, y las de Grajales-Mentidero, Ahillo y Ventisquero, definidas por SANZ DE GALDEANO (1973) y situadas al S de Jaén. Todas ellas se encuentran ubicadas tectónicamente entre las Unidades Intermedias al N y el Subbético Medio al S. Se han diferenciado nueve formaciones, cinco en las series jurásicas (Gavilán, Zegrí, Camarena, Veleta y Ammonítico Rosso superior) y cuatro en las series cretácicas (Carretero, Carbonero, Capas Rojas y Quípar-Jorquera). Cuatro de las nueve formaciones se definen por primera vez en este trabajo (Zegrí, Veleta, Camarena y Carbonero). Su litología es predominantemente carbonatada. En las formaciones Gavilán y Camarena dominan las calizas de plataforma somera, mientras que en las restantes formaciones dominan las calizas margosas, calizas y margas pelágicas, localmente con intercalaciones de sedimentos redepositados (turbiditas, conglomerados y brechas), facies euxínicas y radiolaritas.

Las seis unidades diferenciadas, en función de su estratigrafía y posición tectónica pueden agruparse en tres subdominios que definen tres bandas más o menos discontinuas y alargadas según una dirección aproximada N 70° E: a) septentrional (unidades del Camarena-Lanchares y Grajales-Mentidero); b) medio (unidades de Gaena y del Ahillo); y c) meridional (unidades de Lobatejo-Pollos y del Ventisquero). Las diferencias estratigráficas entre estos subdominios se localizan principalmente en el Lías medio-superior, Dogger y parte alta del Cretácico inferior (Formación Carbonero). Así el Lías medio-superior (Formación Zegrí) está presente en los subdominios septentrional y medio pero falta en el meridional. El Dogger presenta facies carbonatadas de plataforma somera en el subdominio septentrional y de calizas con sílex y nodulosas en los subdominios medio y meridional. Los materiales del periodo Cretácico están muy mal representados o faltan en el subdominio septentrional mientras que en el medio se encuentran las formaciones Carretero y Quípar-Jorquera o Capas Rojas; en el meridional también aparecen estas formaciones y localmente la Formación Carbonero.

Las discontinuidades estratigráficas constituyen uno de los rasgos más sobresalientes de las unidades estudiadas. Se han reconocido seis discontinuidades principales (Carixiense inferior-Domeriense, Aalenense, Bathoniense superior-Calloviense, Berriasiense, Aptiense-Albiense y Cenomaniense-Turonense). Las dos mejor representadas y más importantes son las del Carixiense-Domeriense y Bathoniense superior-Calloviense, en relación con las cuales se encuentran distintos fenómenos

característicos de las mismas como son: paleokarst, diques neptúnicos, brechas sinsedimentarias, espeleotemas y sedimentos vadosos, hardgrounds,.... Estas discontinuidades se han interpretado, en relación con cambios eustáticos regionales y accidentes tectónicos locales. El estudio de estas superficies de discontinuidad tiene interés desde un punto de vista económico, ya que en relación con ellas pueden haberse generado yacimientos de bauxitas kársticas como las existentes en contextos geológicos y estratigráficos similares.

Las conclusiones paleogeográficas muestran que después de la ruptura de la plataforma carbonatada liásica (Formación Gavilán) en el Carixiense superior a Domeriense, según los puntos, esta parte de la cuenca subbética se mantuvo durante el resto del Jurásico como un umbral o alto fondo. Este a su vez, tendría una topografía irregular, con una parte central algo más profunda y márgenes al N y S a menor profundidad relativa, que llegaron a emerger localmente. A partir del Berriasiense superior y después del depósito de las calizas nodulosas (Ammonitico Rosso superior), tiende a uniformizarse el relieve submarino de este umbral, aunque continuaron existiendo localmente importantes irregularidades en el fondo que incluso quedaron en algunas áreas emergidas al final del Cretácico inferior, en relación con importantes descensos eustáticos del nivel del mar.

ABSTRACT

Six tectonic units from the External Subbetic have been analyzed. They are mainly composed of Jurassic and Cretaceous sedimentary rocks. They are denominated as follows: Camarena-Lanchares unit (VERA et al. 1984), Gaena unit (RIVAS et al. 1979) and Lobatejo-Pollos unit (firstly defined in this study) sited in the Córdoba province, and Grajales-Mentidero, Ahillo and Ventisquero units, defined by SANZ de GALDEANO (1973) and sited in the south of Jaén. The six units are tectonically placed between the Intermediate Units in the north and the Middle Subbetic in the south. Nine formations have been differentiated, five in the Jurassic (Gavilán, Zegrí, Camarena, Veleta and Upper Ammonitico Rosso) and four in the Cretaceous (Carretero, Carbonero, Capas Rojas and Quípar-Jorquera). Four of the nine formations are firstly defined in this work (Zegrí, Veleta, Camarena and Carbonero). Lithologically they are mainly composed of carbonates. Shallow shelf limestones prevail in the Gavilán and Camarena formations, while the other seven formations are made up by marly limestones, pelagic limestones and marls, locally with redeposited sediment intercalations (turbidites, conglomerates and breccias), euxinic facies and radiolarites.

According to the stratigraphy and tectonic position of each of the six tectonic units differentiated, they can be grouped in three paleogeographic areas which define three discontinuous strips elongated in a direction N 70° E; these three areas are: a) northern (Camarena-Lanchares and Grajales-Mentidero units); b) middle (Gaena and Ahillo units); and c) southern (Lobatejo-Pollos and Ventisquero units). The stratigraphic differences among these three areas are mainly found at the middle-late Liassic, Middle Jurassic and upper part of the lower Cretaceous. Thus, the middle-late Liassic (Zegrí formation) is present in the northern and middle areas but it is absent in the southern area. The middle Jurassic shows carbonate shallow shelf facies in the northern area, and chert-bearing limestones and nodular limestones in the middle and southern areas. The Cretaceous materials outcrop locally only or are absent in the northern area while in the middle one the Carretero and Quípar-Jorquera or Capas Rojas formations occur; these formations also occur in the southern area along with the Carbonero formation, locally

The stratigraphic breaks are one of the most remarkable features of the studied units. Six main breaks have been recognized (early Carixian-Domerian, Aalenian, late Bathonian-Callovian, Berriasian, Aptian-Albian and Cenomanian-Turonian). The breaks of the Carixian-Domerian and late Bathonian-Callovian ages, are the most important and best represented in relation with which different characteristic features occur, such as: paleokarst, neptunian dykes, synsedimentary breccias, speleothems and vadose sediments, and hardgrounds. The breaks are genetically related to regional eustatic changes and local tectonic accidents. From an economic point of

view, the study of the breaks have a remarkable interest as karstic bauxites orebodies, analogues to those outcropping in similar geologic and stratigraphic settings, could be generated in relation with the breaks.

As shown by the paleogeographic conclusions during the Jurassic and after the break-up of the carbonate liassic shelf (Gavilán formation) in the late Carixian or Dimerian according to the place, this part of the subetic basin was a topographic swell. This swell had probably a topographically irregular upper part, with a central area relatively deeper than the northern and southern margins which locally were emergent. From the late Berriasian and after the deposit of the nodular limestones (Upper Ammonitico Rosso), the topography of the swell trend to be uniform, although some local but important irregularities still existed, which were locally emergent to the end of the early Cretaceous, in relation with major eustatic sea-level falls.

AGRADECIMIENTOS

Aquí quiero expresar mi agradecimiento a todas las personas e instituciones que me han ayudado en la realización de esta Tesis Doctoral.

En primer lugar manifiesto esta gratitud a los profesores Dres. D. Pedro A. RUIZ-ORTIZ y D. Juan A. VERA, directores de este trabajo, ellos han sido mis principales maestros en los últimos años. A ambos debo mi iniciación en el campo de la Estratigrafía y el aprecio que por esta disciplina siento. Sus orientaciones marcaron en todo momento las directrices de esta investigación. Su apoyo humano me ha servido de aliciente en la tarea cotidiana y en ellos siempre encontré el soporte necesario para seguir adelante. Sus ideas, trabajo personal y atención son origen en buena parte, de lo expuesto en las siguientes páginas. Especialmente fructíferas, además de agradables, fueron las numerosas jornadas de campo pasadas en su compañía.

A continuación quiero expresar mi más profunda consideración y gratitud a mi mujer, M^a Victoria, cuyo cariño, estímulo, ayuda, comprensión y paciencia desde el inicio de este trabajo han representado para mí un apoyo continuo.

La Prof. Dra. D^a A. LINARES con su amabilidad y buena disposición puso a mi alcance todo el material bibliográfico existente en el Departamento de Paleontología de la Universidad de Granada. Además se interesó expresamente por el tema objeto de estudio en esta tesis, animándome en la resolución de todo tipo de problemas, prestándose siempre atentamente a realizar determinaciones de ammonites.

A todos mis compañeros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada les agradezco cualquier tipo de ayuda prestada. En especial a los Profs. Dres. J.C. BRAGA, M. COMPANY, A. CHECA, F. OLORIZ, J. SANDOVAL y J.M. TAVERA que realizaron la determinación de numerosos ejemplares de ammonites. Parte de la microfaua ha sido determinada por los Profs. D. M. REBOLLO y Dr. F. SERRANO de la Universidad de Málaga y por el Prof. Dr. M. GARCIA-HERNANDEZ del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada.

El Dr. C. SANZ DE GALDEANO me facilitó su cartografía geológica detallada del área situada al S de Jaén. Su Tesis Doctoral ha sido base y punto de partida para el estudio de este área. Mi compañero en el Colegio Universitario de Jaén, el Prof. Dr. A. MOLINA-DÍAZ, del Departamento de Química Analítica de la Universidad de Granada, realizó algunos análisis químicos. Mi compañera, la Prof. D^a I. PALOMO del Departamento de Mineralogía y Petrología, realizó e interpretó algunos diagramas de difracción de Rayos-X. A la Dra. M.A. BUSTILLO del Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.) le agradezco sus orientaciones en todo

lo referente a rocas silíceas, así como el haber puesto a mi disposición los medios técnicos del centro en que trabaja. Al Prof. Dr. V.P. WRIGHT de la Universidad de Bristol por sus comentarios y sugerencias, realizados durante su visita a mi área de Tesis, sobre determinados aspectos sedimentológicos, especialmente aquellos relacionados con paleokarst y superficies de discontinuidad.

Mi hermano Manolo compartió conmigo calurosas jornadas de campo. También me han ayudado en el campo P. MONTES, L. NIETO y S. ORTIZ. Especialmente agradecido estoy a J. HERVAS, Oficial de Laboratorio del Colegio Universitario de Jaén, por las muchas horas de trabajo que ha dedicado a la preparación de láminas delgadas y en la ayuda de todo tipo prestada. F. ESPEJO mecanografió y realizó el tratamiento de textos con el procesador y J.E. MONTORO ha delineado la mayor parte de los gráficos de esta Memoria.

Por último, quiero expresar mi gratitud al Colegio Universitario de Jaén y al Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada, dirigidos en la actualidad por los Profs. Dres. P.A. RUIZ-ORTIZ y P. RIVAS, respectivamente, por los medios económicos y materiales puestos a mi alcance y por las facilidades de toda índole que me han proporcionado, lo que ha permitido la realización de esta Tesis. Parte de los gastos han sido sufragados también por la CAICYT (1224/84) e INGEMISA, entidades a las que quiero también mostrarles mi reconocimiento.

INDICE

	<u>Pág.</u>
I. <u>INTRODUCCION</u>	1
I.1. OBJETIVOS.....	3
I.2. ORGANIZACION DE LA MEMORIA.....	4
I.3. METODOS UTILIZADOS.....	5
I.4. CUESTIONES SOBRE NOMENCLATURA Y CLASIFICACIONES ADOPTADAS.....	7
I.5. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA.....	11
I.6. LA ZONA SUBBETICA. EL SUBBETICO EXTERNO....	11
I.6.1. <u>Subdivisiones de la Zona Subbética</u>	15
I.6.2. <u>Antecedentes bibliográficos sobre el Subbético Externo en el sector central de la Cordillera</u>	18
I.6.2.1. Antes de 1960.....	19
I.6.2.2. Después de 1960.....	20
I.6.3. <u>Tipos de facies</u>	27
I.6.4. <u>De las discontinuidades</u>	28
II. <u>EL SUBBETICO EXTERNO AL SUR DE LA PROVINCIA DE CORDOBA</u>	37
II.1. RASGOS GENERALES.....	39
II.1.1. <u>Criterios de división</u>	39
II.1.2. <u>Estructura</u>	41
II.1.2.1. Estructura del manto de corrimiento inferior (Unidad del Camarena-Lanchares).....	41
II.1.2.2. Estructura del manto de corrimiento superior.....	44
II.1.3. <u>Sobre los materiales terciarios y la edad de las deformaciones</u>	45
II.1.4. <u>Olistolitos al Este y Sur de Luque</u> ...	48
II.2. UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES.....	51
II.2.1. <u>Rasgos generales</u>	51
II.2.2. <u>Formación Gavilán (L)</u>	53
II.2.2.1. <u>Secciones estudiadas</u>	54
II.2.2.2. <u>Facies y microfacies</u>	62
1) <u>Carniolas</u>	62
2) <u>Dolomías y calizas dolomíticas</u>	64
3) <u>Mudstone con textura fenestral</u>	65
4) <u>Packstone de pisoides</u>	66

5) <u>Grainstone y packstone</u> de peloides, ooides, oncoides, intraclastos y bioclastos.....	67
6) <u>Wackestone</u> de espículas de esponjas (<u>Espiculitas</u>).....	70
7) <u>Packstone y grainstone</u> de crinoides (<u>Calizas de crinoides</u>).....	71
11.2.2.3. Edad de la formación.....	72
11.2.2.4. Consideraciones genéticas.....	74
1) <u>Carniolas y dolomías</u> (Facies tipos 1 y 2).....	74
2) <u>Facies 3</u> (<u>Mudstone</u> con <u>textura fenestral</u>).....	75
3) <u>Facies tipo 4</u> (<u>Packstone</u> de <u>pisolitos</u>).....	76
4) <u>Tipo de facies 5</u> (<u>Grainstone-Packstone</u> de <u>peloides y otros aloquímicos</u>)	77
5) <u>Facies tipo 5</u> (<u>Wackestone</u> de <u>espículas de esponjas</u>).....	81
6) <u>Facies tipo 7</u> (<u>Calizas de crinoides</u>)	82
11.2.2.5. <u>Correlaciones y techo de la formación</u>	83
11.2.3. <u>Formación Zegrí (Ls)</u>	85
11.2.3.1. <u>Afloramientos y secciones estudiadas</u>	85
11.2.3.2. <u>Facies y microfacies</u>	85
A) <u>Ritmita de calizas margosas y margas</u>	85
B) <u>Calizas margosas nodulosas rojas</u> ...	90
11.2.3.3. <u>Edad</u>	91
11.2.3.4. <u>Consideraciones genéticas</u>	92
A) <u>Alternancia de calizas margosas y margas</u>	92
B) <u>Calizas nodulosas margosas rojas</u> ...	95
11.2.3.5. <u>Correlaciones y techo de la formación</u>	99
11.2.4. <u>Formación Camarena (Jm)</u>	100
11.2.4.1. <u>Afloramientos. Secciones estudiadas</u>	100
11.2.4.2. <u>Facies y microfacies</u>	101
1) <u>Calizas de peloides y "filamentos"</u> .	101
2) <u>Calizas de ooides (calizas oolíticas)</u>	116
3) <u>Calizas de oncoides (calizas oncolíticas)</u>	117
4) <u>Calizas de corales</u>	118
5) <u>Calizas de crinoides y otros bioclastos</u>	122
6) <u>Calizas micríticas con <u>textura fenestral</u></u>	122
7) <u>Brechas sinsedimentarias</u>	123

	<u>Pág.</u>
11.2.4.3. Estructuras sedimentarias.....	123
11.2.4.4. Edad.....	127
11.2.4.5. Consideraciones genéticas.....	127
1) Sobre la génesis y aspectos diagenéticos de los ooides.....	127
2) Cuerpos sedimentarios oolíticos. Factores que controlaron su desarrollo.....	129
3) Sobre las calizas de oncoides.....	132
4) Sobre las calizas de corales.....	133
5) Otras facies.....	135
6) Modelo genético.....	136
11.2.4.6. Techo de la formación.....	138
1) Paleorelieve kárstico.....	138
2) Diques neptúnicos.....	139
A) Diques neptúnicos con rellenos de material jurásico.....	142
A.1) Fracturas.....	143
B) Diques neptúnicos con relleno de material cretácico.....	145
C) Aspectos genéticos.....	146
3) <u>Hardgrounds</u>	148
4) <u>Brechas sinsedimentarias</u>	151
A) Brechas de la Loma de las Piedras	151
B) Brechas del Oeste de la Fuente del Espino.....	152
5) Heterocronía de los materiales fosilíferos de la discontinuidad.....	155
6) Interpretación genética.....	155
11.2.5. <u>Formación Ammonitico Rosso superior (J₂)</u>	157
11.2.5.1. Afloramientos y secciones estudiadas.....	157
11.2.5.2. Facies y microfacies.....	158
A) <u>Packstone</u> con "filamentos".....	166
B) <u>Wackestone</u> y <u>mudstone</u> con "protoglobigerinas".....	167
C) <u>Wackestone</u> y <u>mudstone</u> con <u>Saccocoma</u>	167
D) <u>Mudstone</u> y <u>wackestone</u> con <u>Calpionellidos</u>	168
E) <u>Calcarenitas</u>	168
F) <u>Mudstone</u>	169
G) <u>Éspeleotemas</u> y <u>estromatolitos</u>	169
11.2.5.3. Edad.....	171
11.2.5.4. Consideraciones genéticas.....	174
11.2.6. <u>Formación Carretero (C)</u>	177
11.2.6.1. Afloramientos y secciones estudiadas.....	177
11.2.6.2. Facies y microfacies.....	180
11.2.6.3. Edad.....	181
11.2.6.4. Consideraciones genéticas.....	182

	<u>Pág.</u>
11.2.7. Formación Quípar-Jorquera (C).....	183
11.2.7.1. Afloramientos.....	183
11.2.7.2. Facies y microfacies.....	183
11.2.7.3. Edad.....	184
11.2.7.4. Consideraciones genéticas.....	184
11.3. UNIDAD DE GAENA.....	187
11.3.1. Rasgos generales.....	187
11.3.2. Formación Gavilán.....	190
11.3.2.1. Tipos de facies y microfacies..	190
11.3.2.2. Edad y techo de la formación...	208
11.3.2.3. Consideraciones genéticas.....	209
11.3.3. Formación Zegrí (L _s).....	210
11.3.3.1. Facies y microfacies.....	211
A) Tramo inferior.....	211
B) Tramo superior.....	213
11.3.3.2. Edad.....	214
11.3.3.3. Consideraciones genéticas.....	215
A) Alternancia de calizas margosas y mar	
gas.....	215
B) Calizas localmente nodulosas y/o mar	
gosas.....	217
11.3.4. Formación Veleta (J ₁).....	217
11.3.4.1. Facies y microfacies.....	218
11.3.4.2. Edad.....	220
11.3.4.3. Consideraciones genéticas.....	221
11.3.5. Formación Ammonitico Rosso supe-	
rior (J ₂).....	225
11.3.5.1. Facies y microfacies.....	225
11.3.5.2. Edad.....	228
11.3.5.3. Consideraciones genéticas.....	230
11.3.6. Formación Carretero (G).....	232
11.3.6.1. Facies y microfacies.....	232
11.3.6.2. Edad.....	232
11.3.6.3. Consideraciones genéticas.....	232
11.3.7. Formación Capas Rojas (C).....	234
11.3.7.1. Facies y microfacies.....	234
11.3.7.2. Edad.....	235
11.3.7.3. Consideraciones genéticas.....	235
11.4. UNIDAD DEL LOBATEJO-POLLOS.....	239
11.4.1. Rasgos generales.....	239
11.4.2. Formación Gavilán (L).....	241
11.4.2.1. Tipos de facies y microfacies..	241
A) Dolomias y carniolas.....	241
B) Calizas.....	249
C) Brechas.....	250
11.4.2.2. Edad y techo de la formación....	251
A) Paleokarst.....	251

	<u>Pág.</u>
B) Diques neptúnicos.....	252
C) <u>Hardground</u>	253
11.4.2.3. Consideraciones genéticas.....	253
11.4.3. <u>Formación Veleta (J₁)</u>	256
11.4.3.1. Facies y microfacies.....	257
11.4.3.2. Edad y consideraciones genéticas.....	257
11.4.4. <u>Formación Ammonitico Rosso supe-</u> <u>rior (J₂)</u>	258
11.4.4.1. Facies y microfacies.....	259
A) Calizas rojas generalmente nodulosas.....	259
B) <u>Pebbly mudstone</u>	260
C) <u>Calizas con sílex</u>	261
11.4.4.2. Edad.....	261
11.4.4.3. Consideraciones genéticas.....	262
A) Calizas nodulosas.....	262
B) <u>Pebbly mudstone</u>	262
C) <u>Calizas con sílex</u>	265
11.4.5. <u>Formación Carretero (G)</u>	265
11.4.5.1. Facies y microfacies.....	266
11.4.5.2. Edad.....	266
11.4.5.3. Consideraciones genéticas.....	266
11.4.6. <u>Formación Capas Rojas (C)</u>	266
11.4.6.1. Facies y microfacies.....	267
11.4.6.2. Edad.....	267
11.4.6.3. Consideraciones genéticas.....	268
11.5. OTRAS UNIDADES SUBBETICAS (SIERRAS DE LOS JUDIOS, PRIEGO Y RUTE).....	269
11.5.1. <u>Rasgos generales</u>	269
11.5.2. <u>Correilaciones</u>	273
III. <u>EL SUBBETICO EXTERNO AL SUR DE JAEN</u>	275
III.1. <u>RASGOS GENERALES</u>	277
III.1.1. <u>Diferenciación en unidades</u>	277
III.1.2. <u>Rasgos tectónicos</u>	279
III.1.3. <u>Acerca de los materiales terciarios y edad de las traslaciones</u>	281
III.2. <u>UNIDAD DE GRAJALES-MENTIDERO</u>	283
III.2.1. <u>Rasgos generales</u>	283
III.2.2. <u>Formación Gavilán (L)</u>	285
III.2.2.1. Facies y microfacies.....	299
A) Dolomías y carniolas.....	299
B) Calizas dolomíticas.....	300
C) Calizas.....	300
III.2.2.2. Edad y techo de la formación.....	302
III.2.2.3. Consideraciones genéticas.....	304

	<u>Pág.</u>
III.2.3. <u>Formación Zegrí (L_s)</u>	306
III.2.3.1. <u>Facies y microfacies</u>	306
A) Ritmitas de margas y calizas margosas, localmente sólo margas.....	307
B) Calizas margosas nodulosas y margas (Ammonítico Rosso margoso).....	307
III.2.3.2. <u>Edad</u>	308
III.2.3.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	309
III.2.4. <u>Formación Camarena (J_m)</u>	311
III.2.4.1. <u>Facies y microfacies</u>	311
III.2.4.2. <u>Edad</u>	314
III.2.4.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	315
III.2.5. <u>Formación Ammonítico Rosso superior (J₂)</u>	321
III.2.5.1. <u>Facies y Microfacies</u>	321
III.2.5.2. <u>Edad</u>	322
III.2.5.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	323
III.2.6. <u>Formación Carretero (G)</u>	323
III.3. <u>UNIDAD DEL AHILLO</u>	325
III.3.1. <u>Rasgos generales</u>	325
III.3.2. <u>Formación Cavilán</u>	325
III.3.2.1. <u>Facies y microfacies</u>	329
A) Dolomías.....	329
B) Calizas.....	329
III.3.2.2. <u>Edad</u>	330
III.3.2.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	330
III.3.3. <u>Formación Zegrí (L_s)</u>	331
III.3.3.1. <u>Facies y microfacies</u>	331
III.3.3.2. <u>Edad</u>	336
III.3.3.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	337
III.3.4. <u>Formación Veleta (J₁)</u>	337
III.3.4.1. <u>Facies y microfacies</u>	337
III.3.4.2. <u>Edad</u>	341
III.3.4.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	341
III.3.5. <u>Formación Ammonítico Rosso superior (J₂)</u>	342
III.3.5.1. <u>Facies y microfacies</u>	342
III.3.5.2. <u>Intercalaciones calcareníticas</u>	346
III.3.5.3. <u>Edad</u>	347
III.3.5.4. <u>Consideraciones genéticas</u>	349
III.3.6. <u>Formación Carretero (G)</u>	352
III.3.6.1. <u>Facies y microfacies</u>	352
III.3.6.2. <u>Edad</u>	353
III.3.6.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	353
III.3.7. <u>Formación Quípar-Jorquera (C)</u>	353
III.3.7.1. <u>Facies y microfacies</u>	353
III.3.7.2. <u>Edad</u>	355
III.3.7.3. <u>Consideraciones genéticas</u>	356

	<u>Pág.</u>
III.4. UNIDAD DEL VENTISQUERO.....	359
III.4.1. Rasgos generales.....	359
III.4.2. <u>Formación Gavilán (L)</u>	359
III.4.2.1. Facies y microfacies.....	359
III.4.2.2. Edad y techo de la formación..	378
III.4.2.3. Consideraciones genéticas.....	379
III.4.3. <u>Formación Veleta (J₁)</u>	381
III.4.3.1. Facies y microfacies.....	381
III.4.3.2. Edad.....	382
III.4.3.3. Consideraciones genéticas.....	382
III.4.4. <u>Formación Ammonitico Rosso supe-</u> <u>rior (J₂)</u>	383
III.4.4.1. Facies y microfacies.....	383
III.4.4.2. Edad.....	385
III.4.4.3. Consideraciones genéticas.....	386
III.4.5. <u>Formación Carretero (G)</u>	387
III.4.5.1. Facies y microfacies.....	387
III.4.5.2. Edad.....	388
III.4.5.3. Consideraciones genéticas.....	389
III.4.6. <u>Formación Carbonero (G₁)</u>	390
III.4.6.1. Facies y microfacies.....	390
III.4.6.2. Edad.....	393
III.4.6.3. Consideraciones genéticas.....	393
A) Facies euxínicas y concreciones....	393
B) Turbiditas.....	399
III.4.7. <u>Formación Capas Rojas (C)</u>	402
III.4.7.1. Afloramientos. Facies y microfa- <u>cias</u>	402
III.4.7.2. Edad y consideraciones genéticas	403
III.5. OTRAS UNIDADES SUBBETICAS AL SUR DE JAEN.	407
IV. <u>ANALISIS DE FACIES</u>	411
IV.1. TIPOS DE FACIES. INTERPRETACION GENETICA Y, CORRELACIONES: SINTESIS.....	413
IV.1.1. Rasgos generales.....	413
IV.1.2. <u>Formación Gavilán (L)</u>	413
IV.1.3. <u>Formación Zegri (L)</u>	415
IV.1.4. <u>Formación Veleta (J₁)</u>	418
IV.1.5. <u>Formación Camarena (Jm)</u>	419
IV.1.6. <u>Formación Ammonitico Rosso supe-</u> <u>rior (J₂)</u>	423
IV.1.7. <u>Formación Carretero (G)</u>	424
IV.1.8. <u>Formación Carbonero (G₁)</u>	426
IV.1.9. <u>Formación Capas Rojas (C)</u>	427
IV.1.10. <u>Formación Quípar-Jorquera (C)</u>	428

	<u>Pág.</u>
IV.2. DISCONTINUIDADES ESTRATIGRAFICAS.....	429
IV.2.1. Rasgos generales.....	429
IV.2.2. <u>Discontinuidad del Carixiense superior-Domeriense inferior.....</u>	431
IV.2.3. <u>Discontinuidad del Aalenense.....</u>	433
IV.2.4. <u>Discontinuidad del Bathoniense superior-Calloviense.....</u>	434
IV.2.5. <u>Discontinuidad del Berriasiense.....</u>	435
IV.2.6. <u>Discontinuidad del Aptiense-Albiense.....</u>	436
IV.2.7. <u>Discontinuidad del Cenomaniense-Turo- niense.....</u>	436
IV.2.8. <u>Causas de las discontinuidades. Corre- laciones.....</u>	439
 V. <u>PALEOGEOGRAFIA Y EVOLUCION DE LA CUENCA SEDIMEN- TARIA.....</u>	 443
 VI. <u>CONCLUSIONES.....</u>	 451
 VII. <u>REFERENCIAS.....</u>	 457

I. INTRODUCCION

I. INTRODUCCION

I.1. OBJETIVOS

El presente trabajo tiene como propósito sintetizar los resultados de cinco años de investigación geológica sobre el Mesozoico del Subbético Externo en las provincias de Córdoba y Jaén (Andalucía). Con este estudio el autor pretende obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada. Los objetivos fundamentales que se han pretendido abarcar en esta obra han sido:

- Contribuir a mejorar el conocimiento de la estratigrafía del Subbético Externo de las Cordilleras Béticas, como fin general. Dada la gran extensión que muestran las unidades del Subbético Externo, se eligieron las comprendidas en el sector central de las Cordilleras Béticas, concretamente al S de la provincia de Córdoba y SW de la de Jaén. La mayoría de los trabajos publicados sobre estas zonas, y especialmente para el área S de Córdoba, eran fundamentalmente de carácter geológico general, como se recoge en el apartado de antecedentes bibliográficos de este capítulo. El objetivo fundamental de la investigación lo constituye el análisis estratigráfico y sedimentológico de los materiales jurásicos y cretácicos, aunque también se proporcionan algunos datos sobre los materiales terciarios, poco representados, por otra parte, en el área objeto de estudio.

- Caracterización de las distintas unidades y formaciones existentes, así como de sus tipos de facies. En principio para cubrir este objetivo los trabajos de campo se enfocaron especialmente al estudio del Subbético Externo del S de la provincia de Córdoba, que era la zona menos conocida geológicamente dentro del área objeto de estudio, y en la cual ha tenido que realizarse, por tanto, una investigación de geología regional previa. Para ello el primer paso fue el levantamiento de una cartografía geológica de detalle sobre fotografía aérea a escala 1:18.000. Se han distinguido y analizado las unidades litoestratigráficas presentes con el levantamiento de numerosas secciones estratigráficas. Con el fin de conocer los diferentes tipos de facies y características de cada formación se realizó su estudio sedimentológico. Algunas de estas unidades, insuficientemente conocidas previamente ("calizas oolíticas", "calizas con sílex", ...), han mostrado una gran variedad de facies y de aspectos sedimentológicos interesantes y han resultado menos monótonas de lo que podría pensarse "a priori". Para datar las formaciones existentes se han empleado gran cantidad de fósiles (especialmente ammonites) recogidos por el autor, así como los abundantes datos bioestratigráficos previamente publicados. Sin embargo, dada la gran extensión cubierta en este trabajo, tanto en sentido superficial como temporal, no siempre ha podido realizarse una datación de todos los materiales.

- Estudio de los procesos sedimentarios y evolución de umbrales pelágicos. De acuerdo con la definición de Subbético Externo, éste se caracteriza por haberse comportado durante buena parte del Jurásico como un umbral pelágico de escasa subsidencia, de modo que otro de los objetivos primordiales de esta investigación ha sido el estudio de los procesos sedimentarios en estos umbrales, para establecer así su evolución.

- Análisis de las discontinuidades estratigráficas en relación con estos umbrales. Dada la importancia de las etapas sin depósito y/o erosivas en estas secuencias estratigráficas, se ha prestado especial interés al reconocimiento y estudio de los distintos tipos de discontinuidades estratigráficas existentes. Una vez determinada su edad y características se ha intentado deducir los fenómenos geológicos acontecidos durante estas interrupciones o rupturas sedimentarias, es decir establecer la sucesión de procesos sedimentarios y mineralogénicos que intervinieron en su génesis.

- Reconstrucción de los rasgos esenciales de la paleogeografía y evolución de la cuenca sedimentaria del Subbético Externo, en la zona estudiada, durante el Mesozoico. Esta reconstrucción se basa fundamentalmente en la interpretación de los datos derivados del análisis de facies y microfacies.

Dentro del tema que ha sido objeto de estudio quedan indudablemente muchas cuestiones planteadas o sólo analizadas de un modo parcial o incompleto. A pesar de ello, y considerando que esto es inevitable en cualquier trabajo de investigación, espero que los resultados que se presentan contribuyan en alguna medida a cubrir los objetivos previstos y con ello a un mejor conocimiento del Mesozoico de las Cordilleras Béticas.

1.2. ORGANIZACION DE LA MEMORIA

En este primer capítulo como prólogo se describen los objetivos del presente trabajo, la metodología empleada, se comentan algunas cuestiones sobre la nomenclatura y las clasificaciones adoptadas y se establece la localización geográfica y geológica de las unidades estudiadas. En el quinto y último apartado de este capítulo, más extenso que los precedentes, se hace una revisión de los antecedentes bibliográficos sobre el dominio Subbético Externo en el sector central de las Cordilleras Béticas, especialmente exhaustiva para el periodo comprendido entre 1960 y la actualidad. A raíz de estos antecedentes bibliográficos se especifican las divisiones, facies y discontinuidades estratigráficas más interesantes reconocidas.

Los capítulos II y III son fundamentalmente descriptivos. Se establece la diferenciación en unidades para la zona estudiada y se describe cada una de ellas independientemente. El estudio de cada

unidad se presenta dividido en apartados dedicados a cada una de sus formaciones. En ellos se especifican los afloramientos, cortes estudiados, facies y microfacies, edad, medios sedimentarios, características del techo de la formación, correlaciones, ... Por último se describen algunos aspectos de otras unidades subbéticas de transición al Subbético Medio.

Los capítulos IV y V son interpretativos y de síntesis. En el IV se analizan los distintos tipos de facies y microfacies, explicando su génesis de acuerdo con los datos sedimentológicos obtenidos en su estudio y contando con el apoyo de la bibliografía específica existente sobre cada tema. También se establecen correlaciones con otros dominios alpinos mediterráneos y, por último, en este capítulo, se presta especial interés al estudio de las principales discontinuidades estratigráficas, de gran importancia en las unidades analizadas.

En el capítulo V se presenta el análisis de cuencas y se establece la evolución paleogeográfica de la cuenca sedimentaria durante el Mesozoico. En el VI y último capítulo se establecen las principales conclusiones obtenidas en este estudio. Además, el apartado de bibliografía, así como una colección de láminas fotográficas completa la obra.

1.3. METODOS UTILIZADOS

Podemos clasificarlos, de acuerdo con el espacio donde se han aplicado y siguiendo el esquema clásico, en tres grandes apartados:

1) Trabajo de campo.

- Realización de la cartografía geológica sobre fotografía aérea, a escala aproximada 1:18.000, del sector situado al S de la provincia de Córdoba. Para el Subbético Externo situado al S de Jaén se ha tomado como base cartográfica la confeccionada por SANZ DE GALDEANO (1973). Para la realización de la cartografía se ha contado con los mapas topográficos a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército.

- Levantamiento de secciones estratigráficas detalladas para las distintas unidades, en función de los afloramientos disponibles. Se han medido en su conjunto todas aquellas secciones accesibles que muestran cierta continuidad de afloramiento en la vertical. La mayoría de las series se han numerado en el campo y se han analizado las variaciones de facies, y en general todas sus características (potencia, color, estructuras, etc.).

- Toma de muestras para su posterior estudio en el laboratorio. En total se han recogido más de 3.300 muestras.

- Determinación y diferenciación de las unidades litoestratigráficas existentes y análisis de las relaciones y contactos entre ellas. Se ha prestado especial atención al estudio de las principales discontinuidades estratigráficas presentes en las distintas unidades y que, generalmente, constituyen límites netos entre formaciones.

- Recogida de fósiles para la datación bioestratigráfica de los materiales. Se han intentado datar especialmente aquellos afloramientos o términos que tenían poco definidas sus edades o aquellos que marcaban algún cambio sedimentológico importante.

- Realización de diversas fotografías y diapositivas.

2) Trabajo de laboratorio.

- Examen microscópico de láminas delgadas de rocas para el estudio de su microfacies. Con el microscopio de polarización se han analizado los elementos texturales, sus relaciones, abundancia porcentual, y todos aquellos aspectos que de uno u otro modo, podían caracterizar las rocas. Se han estudiado en lámina delgada unas 3.100 muestras.

- Tinción de láminas delgadas para determinar la presencia de distintos tipos de carbonatos. Se ha empleado "Rojo de Alizarina" para diferenciar calcita de dolomita y "Ferricianuro potásico" para determinar si las calcitas y dolomitas existentes son o no ferruginosas (FRIEDMAN, 1959).

- Determinación del contenido en carbonatos mediante calcimetrías y complexometrías. Se ha empleado el calcímetro de BERNARD con mercurio en lugar de agua u otro tipo de líquido por las ventajas que aquel presenta (RUIZ-ORTIZ, 1960).

- Análisis mineralógicos por difracción de Rayos-X con radiación $\text{CuK}\alpha$. Se han empleado difractómetros de Rayos-X "Rigaku, modelo Miniflex CN2005", así como equipos "Philips, modelos PW-1010 y PW-1730".

- Análisis químicos de algunas muestras en relación con superficies de discontinuidad estratigráfica y de distintos nódulos. Se han estimado los porcentajes en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO y P_2O_5 .

- Técnicas paleontológicas para la identificación de los grupos de fósiles de mayor interés en las facies estudiadas (foraminíferos, algas, calpionellidos y ammonites fundamentalmente). Así los microfósiles se han identificado tanto una vez aislados mediante "levigados" de margas blandas, como a partir de secciones características observables en lámina delgada. Los macrofósiles (ammonites esencialmente) previamente a su clasificación se han lavado y limpiado. En la mayoría de los casos las determinaciones han sido realizadas o revisadas por especialistas en cada uno de

los grupos (cuyos nombres se encuentran en el apartado de agradecimientos) y se ha contado con la extensa bibliografía especializada existente en el Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada.

3) Trabajo de gabinete.

- Estudio bibliográfico de las publicaciones existentes sobre las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y otras específicas sobre los distintos temas tratados. Se han podido revisar también numerosas Tesis de Licenciatura y otros trabajos inéditos realizados en la Sección de Geología de la Universidad de Granada.

- Estudio fotogeológico de las fotografías aéreas a escala 1:18.000, correspondientes a la zona estudiada.

- Dibujo de secciones estratigráficas, cortes y mapas geológicos y otros gráficos. Se ha intentado siempre incluir en dichas ilustraciones el mayor número posible de datos procurando no restarles claridad. Así el texto queda más aligerado de aspectos descriptivos. Para la interpretación de las columnas estratigráficas se adjunta una leyenda común, que puede verse en la siguiente página y en la tarjeta móvil.

- Montaje de las láminas fotográficas que acompañan al texto.

- Redacción y correcciones de esta memoria.

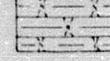
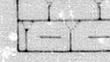
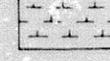
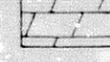
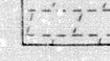
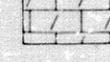
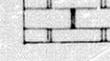
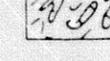
1.4. CUESTIONES SOBRE NOMENCLATURA Y CLASIFICACIONES ADOPTADAS

En este trabajo se da un especial tratamiento al estudio de rocas carbonatadas, constituyentes principales de los materiales aflorantes en el área investigada. Por ello, se precisan a continuación algunos aspectos referentes al análisis textural de las mismas.

En el estudio de rocas carbonatadas se utiliza la clasificación de DUNHAM (1962) basada en la textura originaria del sedimento carbonatado. En los gráficos de las secciones estratigráficas se ha utilizado un sistema de representación doble, muy parecido al empleado por RUIZ-ORTIZ (1980), en el que cada tipo textural de roca carbonatada según DUNHAM se representa con un signo y al lado de éste se añaden otros que indican los aloquímicos presentes en orden de mayor a menor abundancia, de izquierda a derecha. En cuanto a los tipos de partículas carbonatadas manejadas en los estudios de microfacies se han considerado los siguientes: granos esqueléticos (skeletal grains), pisolitos o pisolitos, oncoides u oncolitos, ooides u oolitos, peloides, granos agregados, intraclastos y extraclastos. Una completa información sobre el significado de

CLAVE DE SIGNOS

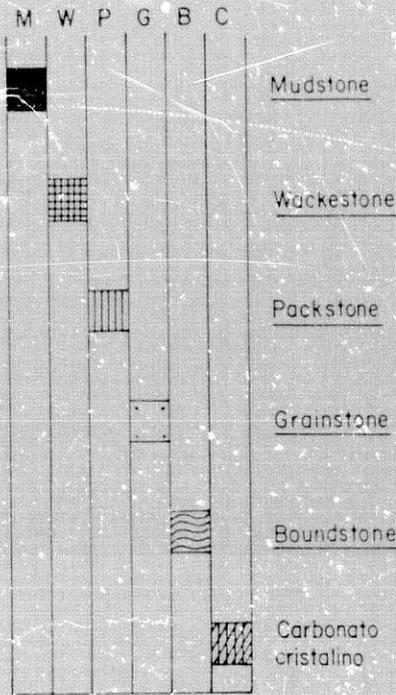
LITOLOGIA

-  Caliza
-  Caliza masiva
-  Caliza nodulosa
-  Caliza con algunos nódulos
-  Caliza con sílex
-  Caliza margosa
-  Caliza margosa nodulosa
-  Caliza margosa con algunos nódulos
-  Caliza y/o caliza margosa con nódulos en el techo
-  Margocaliza
-  Marga
-  Dolomía
-  Dolomía masiva
-  Caliza dolomítica
-  Calcarenita bioclástica
-  Conglomerados y/o brechas
-  Brecha intraformacional
-  Pebbly mudstone
-  Arenisca

ELEMENTOS TEXTURALES Y

ESTRUCTURAS

Clasificación de DUNHAM (1962)



Aloquímicos y fósiles

- Peloides
- Ooides
- ⊙ Oncoides
- ⊙ Vadoides
- △ Intraclastos
- × Agregados
- Foraminíferos
- ⌋ "Filamentos"
- ⌋ Espículas de esponjas
- ⊙ Radiolarios
- Calcisferas
- ⌋ Algas
- ⊙ "Protoglobigerinas"

Estructuras y elementos texturales

-  Laminación paralela
-  Laminación cruzada
-  Laminación cruzada de tipo *herring bone*
-  Estratificación cruzada
-  Granoclasificación
-  Slump
-  Costra de óxidos de hierro
-  Hardground
-  Estilolitos
-  Textura fenestral
-  Bioturbación
-  Zoophycos
-  Nódulos de pirita y/o limonita
-  Restos carbonosos
-  Glauconita

-  Saccocoma
-  Calpionellidos
-  Nummulítidos
-  Radiolas de equínidos
-  Ostrácodos
-  Aptychus
-  Crinoides
-  Bioclastos
-  Gasterópodos
-  Serpúlidos
-  Ammonites
-  Belemnites
-  Braquiópodos
-  Corales
-  Briozoos
-  Lamelibranquios
-  Equínidos

estos términos puede encontrarse en FOLK (1959, 1962), BATHURST (1971, 1975), MILLIMAN (1975), FLUGEL (1982) y PERYT (1983). En relación con la matriz y el cemento, se emplean las palabras micrita, microsparita y esparita con el mismo significado que les da FOLK (1959, 1965). Sin embargo, como es natural, se ha intentado usar en cada momento el término más conveniente, y así cuando las particularidades lo hacen aconsejable se emplean otras expresiones para los distintos tipos de partículas o texturas añadiendo la referencia correspondiente. En esta memoria se utiliza la terminología inglesa cuando no existe una traducción directa al castellano o ésta no es lo suficientemente clara. Se emplea la traducción al castellano sólo para los casos en que ésta es sencilla y clara. En otras ocasiones se emplea la traducción castellana y se sitúa a continuación entre paréntesis el término en inglés.

Las formaciones estratigráficas se han establecido empleando como límites de las mismas cambios litológicos notables o discontinuidades estratigráficas importantes. Se utiliza la nomenclatura según la normativa de la Guía Estratigráfica Internacional, denominando las diferentes formaciones como unidades formales, respetando los nombres ya utilizados por otros autores. Para cada una de las formaciones se ha precisado su edad o edades correspondientes. Los límites de estas unidades litoestratigráficas no coinciden generalmente con los límites de las unidades bioestratigráficas, por lo que se plantea la alternativa de trabajar con unas o con otras. Las primeras se consideran más útiles que las segundas desde un punto de vista práctico, especialmente a la hora de delimitar conjuntos litoestratigráficos en cartografía geológica y en secciones estratigráficas. En este trabajo cada formación litoestratigráfica se ha designado con una sigla que aparece tanto en los mapas geológicos y en su leyenda como en las descripciones dentro del texto.

La escala del tiempo geológico empleada como base de los cálculos efectuados (duración de las distintas biozonas, velocidad de sedimentación, duración de ciclos, períodos de eventitas, ...) ha sido la de HALLAM (1984 b), la última publicada cuando se comenzó a escribir esta memoria y que nos parece la más adecuada. La disparidad existente entre algunas de las escalas de tiempo aparecidas en el último decenio puede verse en la figura 1.

Para facilitar la localización geográfica de las muestras se han utilizado varias siglas antes del número, que aparecen en los gráficos de las secciones estratigráficas, a saber:

- A -: Sierras del Ahillo y Caracolera;
- CA -: Sierra de Cabra;
- E -: Sierra de Estepa;
- G -: Sierra de Gaena;
- H -: Sierra de Huelma;
- J -: Sierras de Jaén;
- L -: Sierra de Larva;

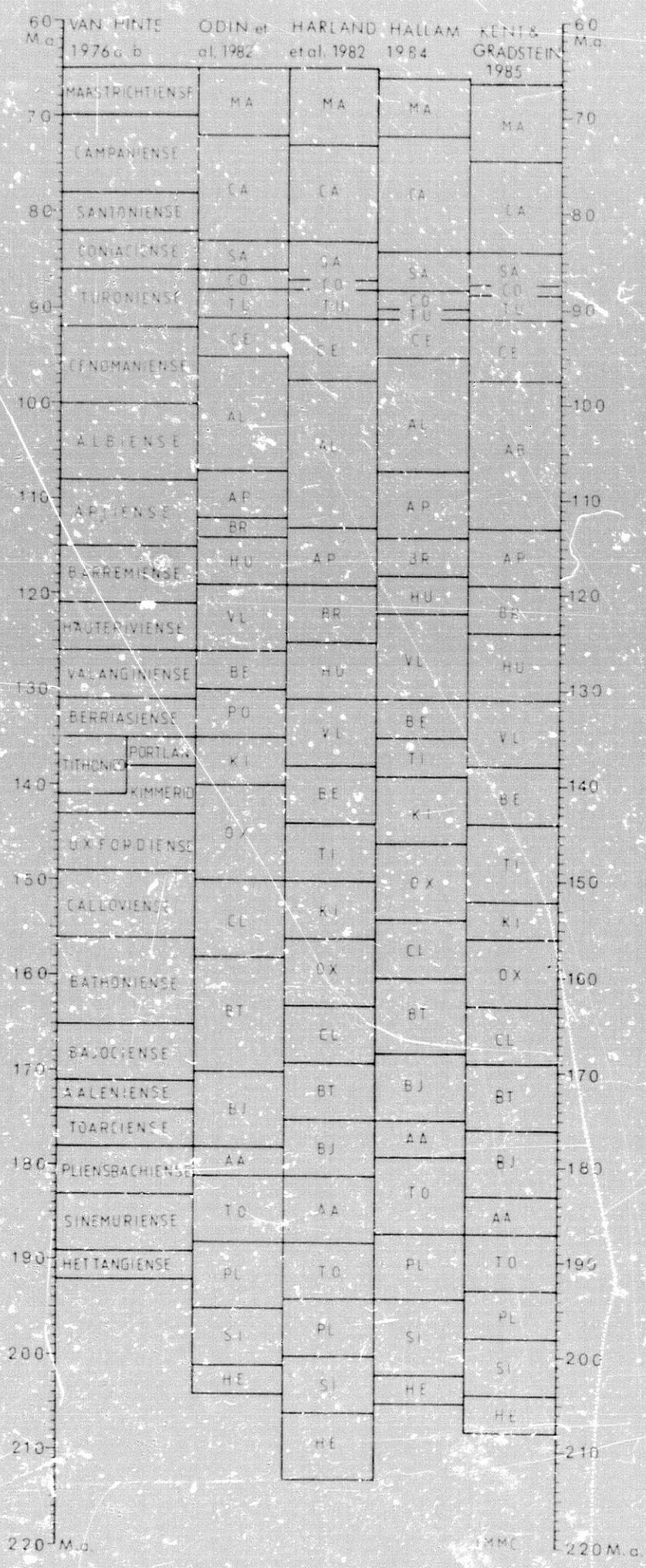


Figura 1. Disparidad existente entre algunas escalas de tiempo geológico. Para este trabajo se ha usado la de HALLAM (1984)

- M -: Sierra de Mágina;
- P -: Sierras de Priego y Rute;
- PG -: Sierra de Puente Genil;
- V -: Sierras del Ventisquero y Sur de Valdepeñas de Jaén.

1.5. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La localización geográfica del área estudiada se muestra en las figuras 2 y 3 en las que se indican también las principales poblaciones y vías de acceso. Comprende parte de las hojas número 946 (Martos), 947 (Jaén), 967 (Baena), 968 (Alcaudete), 969 (Valdepeñas de Jaén), 988 (Puente-Genil), 989 (Lucena) y 990 (Alcalá la Real) del Mapa Topográfico Nacional de España a escala 1:50.000.

Se trata de una región de relieve accidentado que comprende como principales macizos montañosos los siguientes:

Al S de la provincia de Córdoba las sierras de Puente-Genil, Cabra (Sierra de Cabra s. str., Lobatejo, Sierra de la Lastra y Sierra Alcaide), Gaena-Jarcas, Araceli, Pollos, Angosturas y Judíos.

Al SW de la provincia de Jaén las sierras de Alcaudete (Ahillos, Caracolera y Orbes), Fuensanta de Martos (Mentidero-Mochuelo), macizo de Santa Cristina-Grajales, Pandera, Ventisquero-Cuevezuela-Altomiro y sierras al S y W de Valdepeñas de Jaén (Noguerones, Cornicabra, Marroquí y Morenica).

También se han analizado, si bien con menor detalle, algunos afloramientos en las sierras de Estepa (provincia de Sevilla), Rute, Horconera y Priego (S de la provincia de Córdoba) y Alta Coloma, Mágina, Huelma y Larva (provincia de Jaén).

Geológicamente, el área estudiada se encuentra situada en el sector centro-occidental de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (ver figura 4). Los materiales estudiados han sido atribuidos por distintos autores al Subbético Externo (GARCIA-DUEÑAS, 1967a; SANZ DE GALDEANO, 1973; AZEMA et al., 1979), al Subbético Frorital (BUSNARDO, 1962, 1975) o al Subbético con Jurásico calcáreo o Subbético norte (PEYRE, 1962a). Estas unidades se encuentran limitando al N bien con las Unidades Intermedias o bien con los materiales de la depresión del Guadalquivir y al S con las unidades del Subbético Medio.

1.6. LA ZONA SUBBETICA. EL SUBBETICO EXTERNO.

La Zona Subbética es uno de los dos grandes conjuntos en que se dividen las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Se

HOJAS DEL MAPA NACIONAL TOPOGRAFICO A ESCALA 1:50000

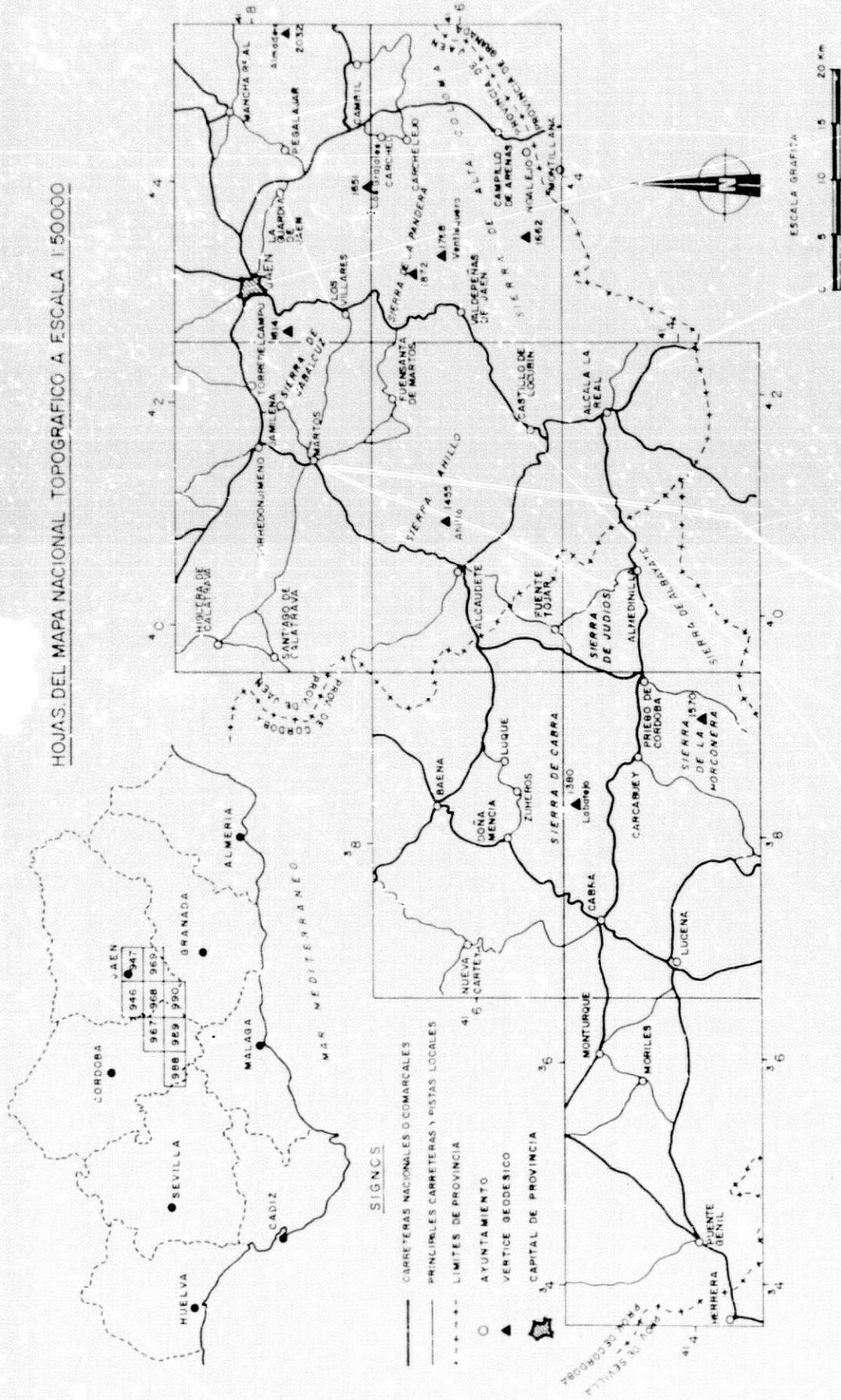
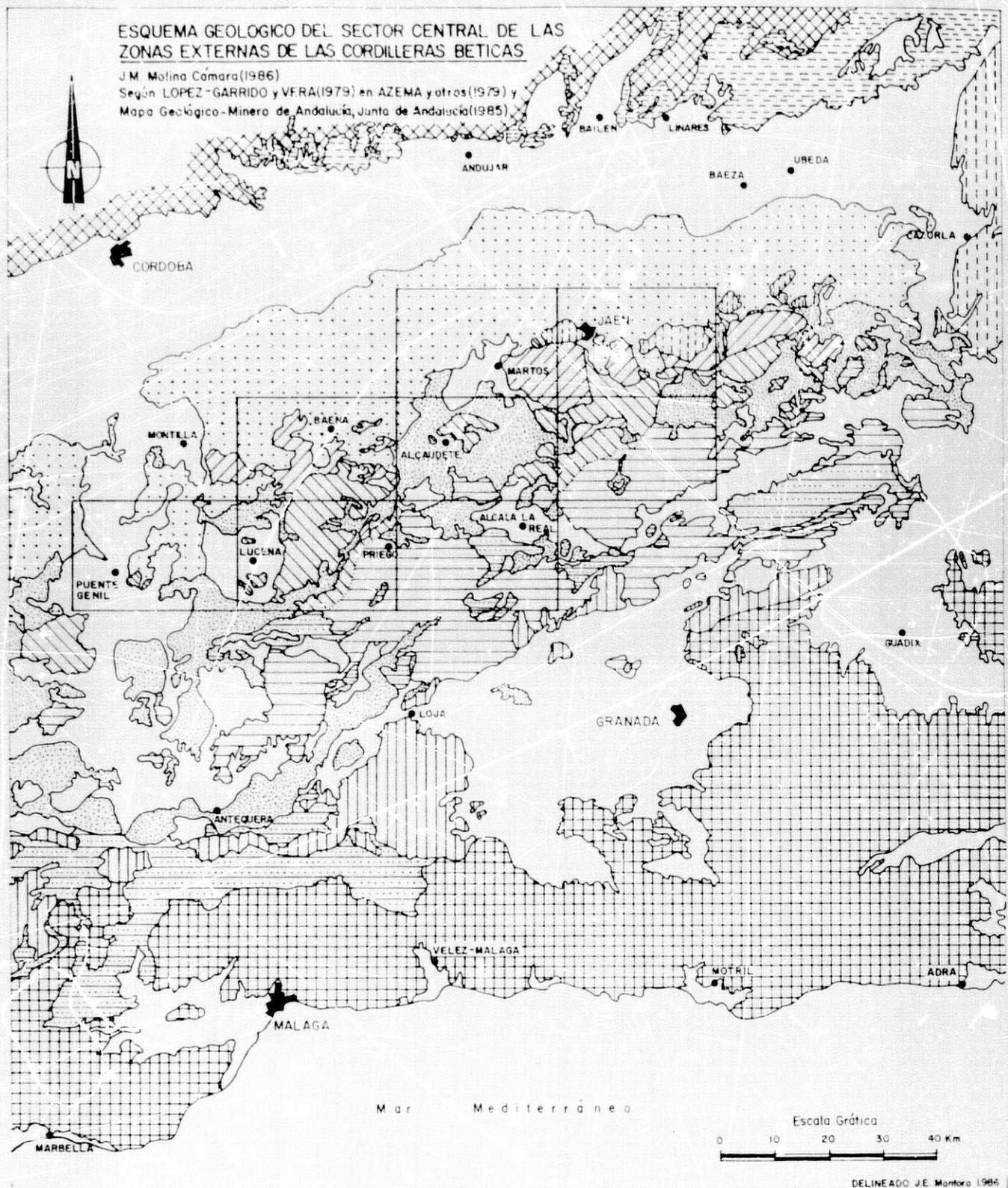


Figura 2. Principales poblaciones y carreteras en el área estudiada

ESQUEMA GEOLOGICO DEL SECTOR CENTRAL DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS

J.M. Molina Cámara (1986)

Según LOPEZ-GARRIDO y VERA (1979) en AZEMA y otros (1979) y Mapa Geológico-Minero de Andalucía, Junta de Andalucía (1985)



DELINEADO J.E. Mantora 1986

LEYENDA

	Neógeno-Cuaternario		ZONA PREBETICA		SUBBETICO INTERNO Y PENIBETICO
	MACIZO HESPERICO		UNIDADES INTERMEDIAS		TRIAS predominantemente de facies Keuper
	COBERTERA TABULAR		SUBBETICO EXTERNO		UNIDADES DEL CAMPO DE GIBRALTAR y otros materiales paleógenos
	UNIDADES ALOCTONAS DEL GUADALQUIVIR		SUBBETICO MEDIO		ZONAS INTERNAS

Figura 4. Situación geológica del área estudiada

extiende por el S de la Península Ibérica como una banda de límites irregulares con una dirección N 70°E. Presenta una longitud desde Cádiz a Alicante de unos 550 km. Su anchura es variable alcanzando un valor máximo de 72 km en la transversal de Loja, mientras que en la transversal de Jaén presenta 55 km y en la de Nerpio-Vélez-Rubio 60 km.

Se encuentra cabalgando hacia el N bien sobre las Unidades Intermedias, bien sobre la Zona Prebética; en otros casos su borde septentrional es el contacto con las unidades alóctonas de la depresión del Guadalquivir, estas últimas en buena parte de procedencia subbética. Por el S la Zona Subbética limita con las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas y con las Unidades del Campo de Gibraltar.

La Zona Subbética presenta materiales de edades comprendidas entre el Triás y el Mioceno, mayoritariamente rocas sedimentarias, excepto algunas intercalaciones de rocas volcánicas y subvolcánicas. El Paleozoico no aflora, aunque según datos geofísicos se sabe que constituye el zócalo, como prolongación del Macizo Herciniano de la Meseta o Macizo Hespérico. El Triásico es de facies germano-andaluza y sirve de nivel de despegue entre zócalo y cobertera. Los materiales jurásico-miocenos son marinos predominando las calizas y las margas, y se originaron sobre un margen continental de tipo atlántico en el borde del Tethys adyacente a la placa Ibérica.

La estructura de conjunto de la Zona Subbética es bastante compleja, con superposiciones de unidades en mantos de corrimiento y aunque se conoce en líneas generales, todavía presenta algunas cuestiones de difícil interpretación. Las etapas de deformación más importantes que dieron lugar a estructuras en mantos de corrimiento, plegamiento y fracturación debieron de comenzar en el Cretácico inferior y continuaron hasta el Mioceno superior. En esta deformación junto a los movimientos compresivos aproximadamente perpendiculares al eje de las Zonas Externas pudieron jugar un papel importante componentes de desgarre.

Puede encontrarse más información acerca de la geología de la Zona Subbética y sus relaciones con el resto de las Cordilleras Béticas por ejemplo en GONZALEZ-DONOSO et al. (1970), AZEMA et al. (1979), GARCIA-HERNANDEZ et al. (1980) y VERA (1981).

1.6.1. Subdivisiones de la Zona Subbética

El término "subbético" fue utilizado por primera vez por BERTRAND y KILIAN (1889, p. 392) aunque en un sentido algo distinto del actual. Estos autores distinguieron en el S de Andalucía tres zonas, cada una de ellas con su propia historia geológica: las cadenas béticas, las cadenas subbéticas y la cuenca

terciaria de Granada. Se diferenciaban así, las zonas subbética y bética. Poco después NICKLES (1902, 1904) pone de manifiesto la existencia de importantes "desplomes" e incluso de mantos de corrimiento en la Zona Subbética.

Más tarde, BLUMENTHAL (1927, pág. 529) emplea por primera vez el término Prebético (Präebetikum), este autor diferencia además de la Bética, las zonas penibética, subbética y prebética (peni-, sub- und präebetischer Zonen), además reconoció la aloctenia general del Subbético.

Posteriormente FALLOT en distintas obras (1927-1943) y especialmente en 1948, precisó las características de la Zona Subbética y estableció las líneas generales de la división que actualmente se mantiene para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, aunque ligeramente modificada y completada.

A partir de las investigaciones geológicas realizadas en diferentes transversales de la Zona Subbética, algunos autores realizaron subdivisiones dentro de ella para delimitar los dominios paleogeográficos existentes. Estas divisiones se establecen a partir de las características de las series estratigráficas de los materiales jurásicos (especialmente en el Dogger y Malm), que son los que presentan mayores diferencias, ya que en el resto de la sucesión estratigráfica hay mayor uniformidad entre unos dominios y otros.

La primera división en la Zona Subbética fue establecida por ALASTRIE (1944) al S de Jaén que distinguió:

- Subbético meridional, con predominio de materiales liásicos (desde la depresión de Granada a Campillo de Arenas);
- Subbético intermedio, con predominio de materiales triásicos (zonas de Castillo de Locubín, Valdepeñas de Jaén, la Pandera, Grajales, Cambil y Cabra de Santo Cristo).
- Subbético septentrional jurásico-cretácico (Martos, Jabalcuz, Jaén, San Cristobal, Pegalajar y depresión del Guadalquivir). Correspondería a las Unidades Intermedias, Prebético y unidades alóctonas del Valle del Guadalquivir. Para este autor el Subbético es autóctono.

BUSNARDO (1962) distingue en el Subbético para la región comprendida entre el río Guadalbullón (carretera Jaén-Granada) al E, y Cabra al W, dos conjuntos:

- Subbético margoso (Sierra de San Pedro);
- Subbético frontal (Los Grajales, Coronilla, Sierra de Cabra); este último cabalga y supera hacia el N al Subbético margoso.

PEYRE (1962) diferencia en la transversal de Málaga, al N de

la unidad de Málaga, Rondaides y del "flysch" de Colmenar, de S. a N las siguientes unidades con predominio de materiales mesozoicos:

- Penibético (valle de Abdalagis, Camorro Alto, Torcal);
- Subbético con Jurásico margoso o Subbético sur (serie del Pedroso);
- Subbético con Jurásico calcáreo o Subbético norte (sierras de Estepa y Puente Genil);
- Triás de Antequera y otros materiales triásicos.

VERA (1956) distingue en la transversal de Loja de N a S:

- Subbético s. str. (Algarinejo-Sierra de Chanzas);
- Unidad de Parapanda-Hacho de Loja (serie del Hacho de Loja);
- Unidad de Sierra Gorda (definida previamente por LINARES y VERA, 1965);
- Unidad de Zafarraya (serie de Zafarraya);
- Unidad de Gallo-Vilo (serie del Gallo-Vilo).

GARCIA-DUEÑAS (1967) en transversal de Granada estableció una división en tres dominios paleogeográficos de S a N:

- Dominio Subbético Interno, con series estratigráficas como las del Torcal, Sierra Arana y unidad de Moclín;
- Dominio Subbético Medio, con las series tipo de Alta Coloma (Campillo de Arenas) y Cortijo del Zegrí (WNW de Iznalloz);
- Dominio Subbético Externo, con la Sierra de Cabra como serie tipo.

No mantiene el término "zona Penibética" por considerar que una parte de las unidades que la constituyen pueden incorporarse al Subbético Interno y el resto al manto de Málaga.

Esta nomenclatura ha sido utilizada posteriormente por la mayoría de los autores que han trabajado en la Zona Subbética y ha sido la empleada en este trabajo.

GARCIA-DUEÑAS (1972) distingue dos subdominios paleogeográficos en el Subbético Medio: a) el Subbético Medio Meridional (series del Zegrí); y b) el Subbético Medio Septentrional (series de Alta Coloma).

SANZ DE GALDEANO (1973) sigue la nomenclatura de GARCIA-DUEÑAS (1967a) pero establece para el Subbético Externo una división en Subbético Externo Meridional (serie de Gracia) y en Subbético Externo Septentrional (unidades del Anillo y Grajales-Mentidero).

CRUZ-SANJULIAN (1974) introdujo el término Subbético ultrainterno (Unidad de Mojón Gordo-Sierra de Cañete) para el sector Cañete la Real-Teba-Osuna (W de las Cordilleras Béticas).

HERMES (1978) estableció una división análoga a la de GARCIA-DUEÑAS pero con diferentes nombres: Subbético norte, Zona Central y Subbético sur, en la parte oriental de las Cordilleras Béticas.

JEREZ (1979, 1981) diferencia de N a S: a) Subbético Externo (equivalente a las Unidades Intermedias); b) Subbético Medio (subdividido a su vez en Septentrional, s. str. y Meridional); y c) Subbético Interno. Esta división ha sido empleada en algunos mapas geológicos a escala 1:10.000 (Proyecto MAGNA) editados por el I.G.M.E. realizados sobre el sector oriental de la Zona Subbética.

En la transversal de Ronda, sector occidental de las Cordilleras Béticas, HOPPE (1968) en la Sierra de Grazalema y MAUTHE (1970) en la zona de Olvera-Montellano diferencian Subbético s. str. y Penibético. DURR (1967) utiliza las denominaciones Unidad de Ronda, Unidad de los Enamorados y Zona del Tajarillo para materiales del Penibético en la Serranía de Ronda. KOCKEL (1963) emplea las denominaciones de Zona Tablón para el Subbético, y Cañete y Chorro-Viento para el Penibético en la transversal de Cañete (provincia de Málaga). DIDON (1969) aparte del Subbético, diferencia dentro del Penibético la zona de Ronda y la unidad del Camarote. BOURGOIS (1978) también distingue dentro del Penibético la Zona de Ronda-Torcal y la formación de "arcillas con bloques". BUSER (1978) diferencia en el Penibético la Zona de Ronda-Torcal y la Unidad de Pereila. GONZALEZ-DONOSO et al. (1983) y MARTIN-ALGARRA (1987) redefinen el término Penibético, para denominar al dominio más meridional de las Zonas Externas en esta transversal. Por otra parte MARTIN-ALGARRA (1987) describe otro conjunto de unidades de las Zonas Internas de afinidad maláguide con series estratigráficas análogas.

1.6.2. Antecedentes bibliográficos sobre el Subbético Externo en el sector central de la Cordillera

Nos referiremos al área comprendida entre los meridianos de Córdoba y Cazorla. Por otra parte para sintetizar en lo posible la enorme cantidad de información existente, sólo se citarán aquí las obras más interesantes publicadas antes de 1960 y se hará una revisión más detallada de la bibliografía existente a partir de

1960. Referencias de publicaciones que versan sobre el conjunto de las Zonas Externas pueden encontrarse también en trabajos de síntesis como los de GONZALEZ-DONOSO et al. (1970), AZEMA et al. (1979) y VERA (1982) entre otros.

1.6.2.1. Antes de 1960

Entre los primeros datos geológicos existentes sobre esta zona destacan los de VERNEUIL y COLLOMB (1853, 1854); son observaciones puntuales que dan a conocer la existencia de materiales de distintas edades. MALLADA (1880, 1884) realizó una síntesis sobre la geología de las provincias de Córdoba y Jaén. KILIAN (1889) estudió el yacimiento tithónico de la Fuente de los Frailes, cerca de Cabra (provincia de Córdoba). NICKLES (1902, 1904) señala la posible existencia de importantes desplomes e incluso corrimientos, en distintos sectores de la Cordillera, como en Sierra Mágina y Almadén (provincia de Jaén). DOUVILLE (1905, 1906) realizó un estudio monográfico geológico regional, como tema de Tesis, en el sector comprendido entre Martos y Jódar (provincia de Jaén). A esta zona la denomina "Prealpes subbéticos" y sobre ella aporta numerosas precisiones estratigráficas y estructurales. Dividió la zona en "Haut-Pays" (montañas subbéticas y prebéticas) y "Bas-Pays" (depresión del Guadalquivir). En el "Haut-Pays" distinguió una serie autóctona con un Jurásico calcáreo de facies clara (Pandera, Grajales, Mágina, Aznatín), y una serie alóctona con un Jurásico de facies oscura (Jabalruz, Almadén) y un Cretácico completo y detrítico. El "Bas-Pays" lo caracterizó por la abundancia de materiales del Triás y de margas cretácicas y terciarias. Aunque la diferenciación de unidades no se ajusta a la actual, consideró la presencia de elementos alóctonos de gran importancia.

Con motivo del XIV Congreso Geológico Internacional que se celebró en Madrid en 1926 hubo un aumento en el número de publicaciones sobre la geología de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Así aparecieron algunas síntesis geológicas como las de BROWER (1926), STAUB (1926) y la ya citada de BLUMENTHAL (1927). CARANDELL (1926, 1927, 1928) y CARBONELL (1926, 1927) aportan datos sobre la Sierra de Cabra. FALLOT (1927, 1928) estudió la región comprendida entre Priego y Cabra. En 1930 y 1931-34, este último autor publica otros trabajos interesantes que puntualmente cubren aspectos de la geología de la zona estudiada. BRINKMANN y GALLWITZ (1933) en su estudio sobre el borde externo de las Cadenas Béticas, hacen algunas referencias a la región situada entre Priego y Cabra. Estos autores no son partidarios de la teoría de los mantos de corrimiento, de modo que mantienen la hipótesis de la autoctonía de las sierras de Jaén. ALASTRUE (1943, 1944) estudió una zona extensa comprendida entre Jaén e Iznalloz. Describió bastantes yacimientos fosilíferos y consideró autóctono al Subbético. Distinguió tres grandes subdivisiones en el área estudiada: Subbético meridional, intermedio y septentrional, a las que se hizo referencia en el apartado anterior. En 1943 FALLOT publica su síntesis sobre el Cretácico de las Cordilleras Béticas, en

la que diferencia, entre otros aspectos interesantes, un Cretácico subbético de facies pelágica y un Cretácico prebético nerítico o continental. FALLOT (1948) en la obra ya citada anteriormente precisa las características de la Zona Subbética a la que considera como una serie continua de sedimentos pelágicos, reafirmando su aloctonía y considera la gran importancia del Trías en los desplazamientos de unidades. La edad de estas traslaciones se sitúa entre el Durdigaliense y el Vindoboniense. BUSNARDO y FONTBOTE (1958) estudiaron el cabalgamiento subbético al S de Jaén. ALASTRUE (1959) estudió el yacimiento tithónico de la Fuente del Espino (Jaén).

1.6.2.2. Después de 1960

Dada la gran cantidad de antecedentes bibliográficos existentes y con objeto de facilitar su uso al lector interesado, se ha efectuado esta revisión bibliográfica diferenciando tres grandes apartados de acuerdo con el área geográfica: A) provincia de Córdoba; B) provincia de Jaén; C) temas generales o comunes a ambas áreas. Dentro de cada uno de estos tres apartados se ha efectuado una división temática (geología regional, estratigrafía, paleontología, itinerarios geológicos y otros aspectos) y en cada división temática se ha seguido una ordenación cronológica. Por último se citan Tesis de Licenciatura, inéditas, realizadas en la Sección de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada, sobre el área objeto de análisis bibliográfico.

A) Antecedentes sobre el Subbético Externo en la provincia de Córdoba.

- Geología regional

FELGUEROSO Y COMA (1962) publican una breve nota sobre el Subbético de la provincia de Córdoba. En otro trabajo más extenso, aparecido en 1964 y que comentaremos brevemente dada su importancia, estos mismos autores realizaron un estudio geológico del S de la provincia de Córdoba, en el que publican una cartografía a escala 1:100.000. Establecieron los principales rasgos del conjunto subbético, con una serie estratigráfica desde el Trías al Paleoceno, sin hiato alguno en la sedimentación, sobre la que se encuentran, discordantes, distintos niveles terciarios. Las formaciones subbéticas presentan, en líneas generales, identidad de facies en sus tramos a excepción de en la parte Norte (Sierra de Cabra) y en la Sierra de Puente Genil. Este conjunto es alóctono y consideran en él la existencia de dos unidades en función de la desigualdad en la sedimentación (facies tithónica abarcando bien el Bathoniense y Malm, o bien sólo el Malm, de modo que el Dogger superior presenta facies oolítica típica), junto con la posición tectónica que ocupan. Una unidad es la serie que comprende el oolítico de la Sierra de Cabra; la otra el resto de las formaciones subbéticas.

En 1965 el I.G.M.E. publica los mapas geológicos a escala 1:50.000 y la explicación de las hojas nº 967 (Baena) y nº 989 (Lucena) realizadas por FELGUEROSO y COMA. DABRIO y VERA (1970) estudian las características sedimentarias del Jurásico subbético en la región Algarinejo-Rute. En 1971 el I.G.M.E. publica el mapa geológico y la memoria explicativa de la hoja nº 96 (Córdoba) a escala 1:200.000 confeccionada por FONTBOTE. PEYRE (1974) en su Tesis Doctoral ya citada anteriormente estudia la geología de Antequera y su región. Analiza el Subbético de Estepa y de Puente Genil que atribuye al Subbético con Jurásico calizo o Subbético septentrional.

- Aspectos estratigráficos y sedimentológicos sobre el Jurásico y Cretácico.

COMAS, OLORIZ y TAVERA (1981) estudian las facies Ammonítico Rosso del Jurásico superior y establecen hipótesis acerca de su génesis. En concreto una de las series estudiadas por ellos, pertenece al Subbético Externo (sección de la Cañada del Hornillo, Carcabuey). MOLINA, RUIZ-ORTIZ y VERA (1983b) estudian las discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el Dogger-Cretácico superior de la Sierra de Cabra. Estos mismos autores (MOLINA et al., 1984), describen e interpretan las colonias de corales y facies oncolíticas existentes en el Dogger de las sierras de Cabra y Puente Genil. OGG, STEINER, OLORIZ y TAVERA (1984) estudian la magnetoestratigrafía del Kimmeridgiense y Tithónico de la Sierra de Carcabuey. VERA, MOLINA y RUIZ-ORTIZ (1984) definen en la Sierra de Cabra, la Unidad del Camarena-Lanchares y estudian sus discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias. MOLINA, RUIZ-ORTIZ y VERA (1985) y RUIZ-ORTIZ, MOLINA y VERA (1985) presentan e interpretan los distintos tipos de facies existentes en el Dogger de la unidad del Camarena-Lanchares.

- Paleontología y Bioestratigrafía

SAAVEDRA (1963) aporta datos sobre la micropaleontología de las hojas 1:50.000 de Lucena, Baena, Puente Genil y Montilla. BUSNARDO, ELM! y MANGOLD (1964) estudian los ammonites del Calloviense de la Sierra de Cabra. BUSNARDO, ENAY y GEYSSANT (1971) analizan bioestratigráficamente el Jurásico de la Fuente de los Frailes (Cabra). MANGOLD (1975) descubre el Bathoniense inferior con Morphoceras en la Sierra de Carcabuey. OLORIZ y TAVERA (1977) proponen el nuevo género Simospiticerias que aparece en la base del Tithónico superior y fue encontrado en las sierras de Gaena y Gorda (prov. de Córdoba y Granada, respectivamente).

- Itinerarios geológicos

DABRIO, GONZALEZ-DONOSO, RIVAS y VERA (1970, 1971) presentan itinerarios geológicos entre Granada y Priego de Córdoba.

RIVAS y SEQUEIROS (1972) publican una excursión a las sierras de Cabra y Carcabuey.

- Otros aspectos.

FELGUEROSO y COMA (1967) publican el estudio hidrogeológico de la parte más meridional de la provincia de Córdoba. CASTILLO, CARMONA, MEDINA y MOLINA (1984) estudian la hidrogeología de las Sierras de los Judíos y Angosturas (N de Priego de Córdoba).

B) Antecedentes sobre el Subbético Externo en la provincia de Jaén

- Geología regional

BUSNARDO (1960) estudia una zona al S de Jaén, posteriormente BUSNARDO (1960-1962) estudió la geología de la región de Jaén en que diferencia de N a S: a) Formaciones del Valle del Guadalquivir; b) Prebético de Jaén y la Sierra de Cazorla; c) La serie de Los Villares; d) Complejo subbético frontal, y d) Subbético margoso.

En otro trabajo (BUSNARDO, 1964) precisó la posición de las distintas unidades estructurales y paleogeográficas de la transversal Jaén-Granada.

FOUCAULT (1965) estudia las relaciones entre el Subbético y el Prebético en la parte central de la provincia de Jaén. GARCIA-DUEÑAS (1966) diferenció distintas unidades alóctonas en la zona Subbética para la transversal de Granada. HERNANDEZ PACHECO (1966) presenta algunos datos estratigráficos y estructurales del frente alóctono subbético en las proximidades de Jaén. SANZ DE GALDEANO (1970) distingue varias unidades tectónicas en la transversal Charilla-Fuensanta de Martos. Posteriormente, en 1971, el mismo autor define la Unidad Coronilla-Ventisquero en el área comprendida entre Castillo de Locubín y el Ventisquero. En 1973, presenta su Tesis Doctoral sobre la geología de la transversal Jaén-Frailes. En este estudio regional concedió mayor énfasis a los aspectos tectónicos, y la estratigrafía y bioestratigrafía quedaron perfiladas en sus líneas generales. Diferencia las siguientes unidades en el Subbético Externo:

- Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo.
- Unidad del Ahillo.
- Unidad de Grajales-Mentidero.

GARCIA-ROSSELL (1973) presenta su Tesis Doctoral que abarca el estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Distingue en el Subbético Externo las unidades de Almadén-Carluca y Mágina, así como un conjunto de series (Sierra de Larva, Ventana de Peña Cambrón, Cerro Godoy y Barranco de la Mujer).

- Paleontología y Bioestratigrafía

GONZALEZ-DCNOSO, LINARES y OLORIZ (1974) describen la microfauna de foraminíferos planctónicos de edad Aptiense, recogida en el sinclinal de Campillo de Arenas. OLORIZ y TAVERA (1975) analizan una interrupción sedimentaria (Dogger-Cretácico inferior) en el área de Campillo de Arenas. LINARES, OLORIZ, SANDOVAL y TAVERA (1977) estudian el Bajociense superior y Bathoniense en la serie de la Cornicabra (Unidad del Ventisquero). En un trabajo posterior (1979) amplían su estudio al conjunto de la serie jurásica. OLORIZ y RIVAS (1977) analizan lito y bioestratigráficamente las series jurásicas situadas al N y NW de Campillo de Arenas, para las cuales proponen la denominación Unidad de Casa Blanca-Puerto de las Palomas. OLORIZ, RIVAS y TAVERA (1979) estudian la secuencia jurásica de Casablanca con atención especial al Dogger y Malm. MIRA y MARTINEZ-GALLEGO (1981) analizan los foraminíferos del Lías margoso (Carixiense superior-Domeriense medio) en algunas secciones del Subbético, en concreto las de Carchel y la Cerradura para el Subbético Externo.

- Sedimentología

CHECA, MOLINA y OLORIZ (1983) estudian las intercalaciones calcareníticas existentes en el Ammonitico Rosso del Ma. de la Sierra del Ahillo.

- Itinerarios geológicos

Entre los itinerarios geológicos Granada-Jaén publicados cabe destacar los de FONTBOTE (1964), FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS (1966) y FONTBOTE, GARCIA-DUEÑAS y SANZ DE GALDEANO (1972).

- Otros aspectos

MEDINA y CASTILLO (1984) estudian la hidrogeología del borde septentrional de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo. LOPEZ-GALINDO, COMAS, FENOLL y ORTEGA (1985) analizan los mudstones verdes y negros pelágicos del Aptiense-Cenomaniense, intercalados entre conglomerados y calizas turbidíticas en la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo al SE de Valdepeñas de Jaén. ORTEGA, PALOMO y FENOLL (1985) y PALOMO, ORTEGA y FENOLL (1985) estudian la composición mineral de los sedimentos liásicos de la Zona Subbética y analizan la importancia de los minerales de la arcilla en la interpretación de la evolución de la sedimentación jurásica. En concreto para el Subbético Externo en su sector central analizan la sección de La Cerradura (Jaén).

C) Trabajos de carácter general o comunes a ambas áreas

- Geología regional y aspectos generales

DUPUY DE LOME (1965) trata sobre el concepto de olistostroma

y su aplicación a la geología del Subbético. GARCIA-DUEÑAS (1967a, 1969) y FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS (1968) como hemos comentado anteriormente, diferencian las unidades alóctonas existentes en el terciario central de las Cordilleras Béticas. FONTBOTE (1970a) muestra las principales características de la evolución preorogénica de las Cordilleras Béticas, con un desarrollo geosinclinal en las Zonas Externas. GONZALEZ-DONOSO et al. (1970) recopilan e interpretan los datos existentes sobre el Jurásico de las Cordilleras Béticas, describen las características litoestratigráficas de las series y sus microfacies más distintivas, presentan gráficos de reconstrucción de la cuenca sedimentaria y un mapa con la distribución de las unidades. El I.G.M.E. publica el mapa y memoria explicativa de la hoja nº 77 (Jaén) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 realizada por GARCIA-DUEÑAS (1972). BUSNARDO (1975) publica la introducción y el estudio de los materiales triásicos en su obra sobre el Prebético y Subbético de Jaén a Lucena.

En el volumen publicado con los trabajos presentados en el II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España aparecieron los de GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979a) acerca de los dominios paleogeográficos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y VERA (1979) que hace una introducción acerca de los aspectos generales de la paleogeografía de las Zonas Externas, durante el Jurásico. Además se editó un volumen sobre las microfacies más representativas del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas en el que se resumen sus características geológicas fundamentales y su evolución paleogeográfica en relación con el conjunto de los dominios alpinos del Mediterráneo occidental (AZEMA et al., 1979).

JEREZ, F. (1979, 1981) y BAENA y JEREZ, L. (1982) presentan sus síntesis paleogeográficas acerca de las Zonas Externas. GARCIA-HERNANDEZ et al. (1980) describen los principales eventos que caracterizan la evolución paleogeográfica de las Zonas Externas durante el Mesozoico.

- Aspectos estratigráficos y sedimentológicos sobre el Jurásico y Cretácico

GARCIA-HERNANDEZ et al. (1976) realizan un estudio detallado de las facies de los materiales del Liás inferior y medio en el sector central de la Zona Subbética distinguiendo dos conjuntos litoestratigráficos, cuyo límite viene marcado por una etapa de fracturación y adelgazamiento de la corteza continental. GARCIA-HERNANDEZ, RIVAS y VERA (1979c) estudian la distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico. MARTIN (1979, 1980) analiza la dolomitización basal del Liás inferior subbético.

BUSNARDO (1979) presenta la estratigrafía de las formaciones liásicas del Prebético Interno (Unidades Intermedias) y del Subbético de Jaén a Lucena. El Subbético Externo o Frontal constituiría durante el Liásico una plataforma con facies variadas

(calizas oolíticas, calizas con sílex, calizas de crinoides, calizas y margas fosilíferas, calizas nodulosas rojas, ...) situada a ambos lados de una dorsal "intraalásica" (Locubín, Pollos) que quedó desprovista de sedimentos hasta el Dogger. Esta plataforma, poco extensa durante el Domeriense, se extiende por casi todo el Subbético frontal durante el Toarciense superior.

DELGADO et al. (1981) estudian el Ammonítico Rosso del Dogger, en concreto para el Subbético Externo, las secciones de Cornicabra (Valdepeñas de Jaén) y Puerto Escaño y Cañada Hornillo (Carcabuey). MARTÍN y DABRÍO (1981) estudian la historia diagenética de las calizas de crinoides del Carixiense subbético. VERA (1981) describe las facies y asociaciones de facies más características del Mesozoico de las Zonas Externas, y las compara con las equivalentes en otros dominios alpinos. COMAS, RUIZ-ORTIZ y VERA (1982) analizan el Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética, describen los materiales cretácicos agrupados en nueve formaciones, su bioestratigrafía, cronoestratigrafía y paleogeografía. VERA (1982) en la introducción sobre el Cretácico de las Cordilleras Béticas establece la subdivisión en unidades, su posición actual y reconstrucción palinospástica y paleogeográfica, así como la distribución de facies y delimitación de grandes dominios. MOLINA, RUIZ-ORTIZ y VERA (1983a) analizan la interpretación paleogeográfica de algunos tipos de calizas oolíticas del Dogger de las Zonas Externas. VERA (1984a) analiza las características sedimentarias del Mesozoico (en los dominios alpinos mediterráneos) sus modelos de márgenes continentales y la similitud de facies e isocronía de los accidentes en su historia sedimentaria. MOLINA, RUIZ-ORTIZ y VERA (1986) estudian niveles en el Jurásico del Subbético Externo que interpretan como tempestitas. VERA et al. (1986) tratan sobre la sedimentación en ambientes pelágicos durante el Jurásico en la Zona Subbética.

- Aspectos paleontológicos y bioestratigráficos

LINARES y RIVAS (1971) estudian la metacronía del Ammonítico Rosso liásico. LINARES, MOUTERDE y RIVAS (1971) presentan una visión de conjunto para el Lías. MOUTERDE, BUSNARDO y LINARES (1971) estudian la bioestratigrafía del Domeriense superior. SEQUEIROS (1974) presenta en su Tesis Doctoral la paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética. OLORIZ (1976) en su Tesis Doctoral trata sobre la Paleontología y Bioestratigrafía del Kimmeridgiense-Tithónico inferior. SEQUEIROS (1977a) aporta nuevos datos paleontológicos y bioestratigráficos sobre algunos braquiópodos del Calloviense-Oxfordiense en las Sierras de Cabra, Alcaudete y Estepa. OLORIZ y TAVERA (1979.b,c) estudian el tránsito Tithónico inferior-Tithónico superior y describen un nuevo Simoceratina - Simoceras (Cordubiceras) en el Tithónico superior.

En Octubre de 1979 tiene lugar en Granada el II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, que supuso

una puesta al día de los conocimientos sobre el Jurásico de España con la publicación de un volumen monográfico con el conjunto de trabajos presentados, que cubren distintos aspectos de la geología de la Zona Subbética. En este volumen aparecen los siguientes trabajos de interés bioestratigráfico (entre paréntesis se indican los pisos estudiados):

BRAGA et al. (Domeriense); GARCIA HERNANDEZ et al. (a) y (b) (Lías infracarixiense y Carixiense); JIMENEZ y RIVAS (Toarciense); LINARES (Aalenense); OLORIZ (Kimmeridgiense); OLORIZ y TAVERA (Tithónico); RIVAS (Carixiense); RUGET y MARTINEZ-GALLEGRO (analizan la distribución de foraminíferos en el Lías medio y superior); SANDOVAL (a) y (b) (Bajociense y Bathoniense); SEQUEIROS (Calloviense); SEQUEIROS y OLORIZ (Oxfordiense); TAVERA (tránsito Jurásico-Cretácico); todos ellos publicados en 1979, en Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada. En dicha revista se incluye una biozonación de ammonites para todo el Jurásico de la Zona Subbética.

BRAGA y RIVAS (1980) estudian los Protogrammoceras y Fucinicerus (Ammonoidea) del Carixiense superior. BRAGA et al. (1981) establecen las correlaciones bioestratigráficas en el Lías. LINARES y SANDOVAL (1981), presentan un trabajo de síntesis sobre el Dogger, acerca de sus aspectos bioestratigráficos, correlaciones y facies. OLORIZ y TAVERA (1981) presentan una síntesis sobre los tipos de facies, bioestratigrafía y correlaciones en el Jurásico superior. BRAGA (1983) en su Tesis Doctoral estudia los ammonites del Domeriense. SANDOVAL (1983) en su Tesis Doctoral analiza la bioestratigrafía y paleontología del Bajociense y Bathoniense. Este mismo autor en 1985 publica un trabajo sobre los Strigoceratidae (Ammonitina) del Bajociense. TAVERA (1985) en su Tesis Doctoral estudia los ammonites del Tithónico Superior-Berriasiense. JIMENEZ (1986) por su parte trata sobre los ammonites del Toarciense y MIRA (1987) sobre la microfauna del Lías.

- Otros aspectos.

RIVAS, SANZ DE GALDEANO y VERA (1979) publican los itinerarios geológicos Granada-Jaén y Cabra-Loja.

Existen abundantes **Tesis de Licenciatura**, inéditas, que cubren distintos temas fundamentalmente de geología regional, dentro del área estudiada, se citan a continuación indicando su autor y área de estudio.

A) S de Córdoba:

CALIZ (1968), Sierra de Albayate y Sierra de los Judíos; DABRIO (1969), Sector Iznájar-Sierra de Rute, RIVAS (1969), región de Carcabuev; LAMOLDA (1970), Sierra de Gaena y cerro de Jarcas; MARTINEZ-GALLEGRO (1970), Sierra de Araceli y alrededores (Lucena); PEREZ BALLALTAS (1970), sector Higuera-Fuentes del Cesna (S de

Priego); SEQUEIROS (1970), borde S de la Sierra de Cabra; RODRIGUEZ JIMENEZ (1971), S de Priego de Córdoba; RUIZ-LOPEZ (1973), W de la Sierra de Cabra.

B) S de Jaén:

SANZ DE GALDEANO (1969), Castillo de Locubín-Valdepeñas de Jaén; CARRASCO (1970) sector próximo a Cabra de Santo Cristo; DELGADO (1970), E de Valdepeñas de Jaén, entre la Maleza y el Ventisquero; MONTEALEGRE (1970), ventana tectónica de Huelma; MORALES (1970), zona de Cabra de Santo Cristo; PUJALTE (1970), S de Pegalajar; ROBLES (1970), Sierra de Almadén-Cambil; MOLINA (1971), valle de Valdepeñas de Jaén; MURILLO (1971), zona próxima a Bélmez de la Moraleda; TEBA (1971), Menticero en Fuensanta de Martos; GARCIA SUANEZ (1973), sector S de Jaén (Los Grajales); OLORIZ (1973), sector NW de Campillo de Arenas; PALACIOS (1973), S de Jaén (Otíñar o Santa Cristina).

C) Otras Tesis de Licenciatura que cubren distintos aspectos paleontológicos y bioestratigráficos de interés para el área estudiada son las de BRAGA (1978) sobre el Domeriense inferior y medio, MIRA (1980) sobre los foraminíferos del Lías y CHECA (1981) sobre los Aspidoceratinae del Kimmeridgiense. Aspectos mineralógicos son estudiados por PALOMO (1981) que analiza la mineralogía de las facies margosas jurásicas y por LOPEZ GALINDO (1984) que estudia las hemipelagitas y pelagitas del Cretácico medio-superior.

1.6.3. Tipos de facies

Tomando como base fundamentalmente los trabajos de AZEMA et al. (1979), GARCIA-HERNANDEZ, RIVAS y VERA (1979a), SEYFRIED (1979, 1981a), VERA (1981, 1984a) y RUIZ-ORTIZ, MOLINA y VERA (1985) podemos realizar la siguiente síntesis sobre los tipos de facies existentes en el Subbético Externo:

A) Jurásico.

1) Facies de carbonatos someros de plataforma

- Lías: a) dolomías; b) calizas oolíticas y oncolíticas; c) calizas micríticas con foraminíferos; d) calizas micríticas con textura fenestral; e) calizas micríticas con algas; f) calizas con peloides; g) calizas de crinoides.

- Dogger: Calizas de: a) peloides; b) ooides; c) crinoides y otros bioclastos; d) oncoides; e) corales; f) tipo mudstone con textura fenestral.

2) Facies pelágicas:

- de umbral: a) Ammonitico Rosso calcáreo; b) calizas fosilíferas; c) niveles condensados con hardgrounds y superficies de omisión.
- de surco y margen de surco:
 - a) ritmita de margas y calizas margosas;
 - b) calizas con sílex; c) calizas micríticas;
 - d) Ammonitico Rosso margoso; e) turbiditas calcáreas; f) pebbly mudstones y olistotromas.

B) Cretácico.

- Facies pelágicas: a) ritmita de calizas margosas y margas; b) calizas micríticas con nannofósiles; c) turbiditas calcáreas; d) facies euxínicas; e) margas y margocalizas con foraminíferos planctónicos.

Más información acerca de las características, génesis interpretación paleogeográfica y relación con otros dominios alpinos de estas facies pueden encontrarse en la bibliografía citada.

1.6.4. De las discontinuidades

En numerosos trabajos anteriores se ha puesto de manifiesto la existencia de importantes discontinuidades estratigráficas en los materiales de la Zona Subbética. Entre los rasgos estratigráficos y otros criterios que han permitido a los distintos investigadores reconocer y caracterizar estas discontinuidades estratigráficas podemos destacar:

- a) lagunas estratigráficas detectadas mediante estudios bioestratigráficos detallados;
- b) existencia de niveles condensados, hardgrounds, costras ferruginosas, niveles fosfatados y estromatolitos pelágicos;
- c) diques neptúnicos;
- d) rasgos que indican emersión y erosión (paleokarsts, paleosuelos, bauxitas y lateritas, espeleotemas.);
- e) breccias y conglomerados sinsedimentarios procedentes en general del desmantelamiento de escarpes de fallas;
- f) cambios bruscos de litología;

g) discordancias.

Todos estos aspectos se discutirán ampliamente, más adelante, en el apartado IV.2. No obstante aquí se quiere destacar el gran interés de su estudio ya que la mayoría de las discontinuidades tienen una amplia representación en la Zona Subbética y son respuestas a causas (fluctuaciones del nivel del mar principalmente) simultáneas en toda la cuenca y algunas de ellas correlacionables con factores eustáticos. Se dispone por tanto de una importante herramienta para la correlación de "eventos".

Hay que destacar que una de las facies más características con niveles condensados son las facies Ammonitico Rosso presentes en el Lías medio-superior, Dogger y, especialmente abundantes, en el Malm del Subbético Externo. Sobre estas facies existen bastantes trabajos publicados, ya citados en el apartado de antecedentes bibliográficos, y sobre los que no se insistirá aquí. A continuación comentaré fundamentalmente algunos trabajos existentes en relación con discontinuidades estratigráficas en el dominio Subbético Externo. También se mencionarán otras publicaciones que estimo interesantes sobre este tema, aunque se refieran a otros dominios de las Zonas Externas de la Cordillera o sean de carácter general.

AZEMA y SORNAY (1966) y AZEMA (1977, p. 188-189) dan a conocer la existencia de importantes lagunas en el Subbético Externo de la Sierra de Crevillente (Barranco de Amorós, Es Roix) donde el Albiense reposa directamente bien sobre el Berriasiense, o bien sobre el Kimmeridgiense-Tithónico inferior, separados por un límite de erosión irregular. Las lagunas y fenómenos de condensación que aparecen en la Sierra de Crevillente según estos autores se pueden atribuir probablemente al juego de corrientes submarinas que afectaron a zonas de altos fondos.

FOUCAULT (1966, p. 528; 1971, p. 324) describió en el Subbético Externo, un contacto local de materiales cretácicos sobre los jurásicos, con una superficie de tipo kárstico (sección al W de Campofique, 10 km al NW de Huescar, NE de la provincia de Granada). Este autor encuentra las calizas con "filamentos" del Dogger, en su parte alta, con aproximadamente un metro de espesor, cruzadas por cavidades irregulares, rellenas por calizas con globigerínidos de edades comprendidas entre el Albiense y el Senoniense inferior. Sobre estos niveles descansan por medio de un hardground revestido de fosfatos, margas rojas y blanquecinas del Maastrichtiense. En su base y en el seno de estas margas se observan además, localmente, bloques de calizas de "filamentos" revestidos por una costra fosfatada. Aunque el afloramiento es pequeño en estos niveles se observan también materiales de edad triásica, de facies Keuper. Estos fenómenos según FOUCAULT (op. cit.) estarían ligados a movimientos diapíricos contemporáneos de la sedimentación. FOUCAULT (1971, p. 180) además reconoció para el Subbético Externo del NE de la provincia de Granada una laguna estratigráfica que comprende desde el Bathoniense superior al

Kimmeridgiense inferior ambos inclusive. No hay más que un corte en que encuentra fragmentos de ammonites que datan el Oxfordiense superior. Según este autor no hay criterios que permitan pensar en fenómenos de emersión; esta laguna puede ligarse a un intervalo sin sedimentos por deslizamientos sinsedimentarios.

VERA (1966) puso de manifiesto la discordancia de los materiales del Malm sobre los del Lías en la Unidad de Sierra Gorda. Del mismo modo en la unidad subbética s. str. reconoció que el Cretácico superior descansa discordantemente sobre el inferior, faltando el Cretácico medio.

GARCIA-DUEÑAS (1967b) consideró como un rasgo característico del Subbético Medio la falta de materiales de edad Aptiense-Albiense.

SANZ DE GALDEANO (1973) también reconoció la existencia de una importante laguna estratigráfica en la que se incluiría probablemente el Lías medio y superior, en algunas series de tipo umbral de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo; también existirían lagunas a techo de las calizas colíticas del Dogger de la Unidad de Grajales-Mentidero entre el Bathoniense y el Kimmeridgiense, y en el límite Cretácico inferior-superior en muchos puntos de la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo.

SEQUEIROS (1974, 1979), en función de la escasa representación de fauna, duda de la presencia de la biozona de Macrocephalum (Calloviense inferior) en algún punto de la Cordillera. Así mismo los materiales del Calloviense raramente sobrepasan los 2 m de espesor, con un depósito de esta edad muy reducido por tanto para el sector central y occidental de la Cordillera. SEQUEIROS (1974) y SEQUEIROS y OLORIZ (1979) señalan la ausencia en todo el sector central de la zona Subbética de faunas de la biozona Vertebrata (Oxfordiense inferior). Se constata en definitiva a partir de estudios bioestratigráficos precisos la existencia de importantes lagunas en el límite Bathoniense-Calloviense y en el límite Calloviense-Oxfordiense.

OLORIZ y TAVERA (1975) en el área de Campillo de Arenas precisan la existencia de una laguna estratigráfica de amplitud máxima comprendida entre el Aalenense superior y el Hauteriviense medio, pero de extensión muy variable según los puntos

LINARES, D. (1977) reconoció la presencia de importantes lagunas estratigráficas en la base del Cretácico superior de la Zona Subbética.

COMAS (1978) en la formación Fardes (Albiense-Santoniense) del Subbético Medio registró intervalos no caracterizados por microfauna, que corresponderían a hiatos o lagunas estratigráficas en el Barremiense-Albiense inferior, Cenomaniense inferior, Turoniense y Santoniense superior-Campaniense.

GARCIA-HERNANDEZ et al. (1976) estudiaron las características de detalle de la discontinuidad estratigráfica del Carixiense superior-Domeriense inferior en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. En relación con esta discontinuidad aparecen casi siempre uno o varios hardgrounds y condensación y reducción de la secuencia estratigráfica. Estos autores analizaron la condensación de faunas en los hardgrounds y la amplitud de la laguna estratigráfica ligada a ellos, así como la edad del inicio de la sedimentación pelágica, después de la sedimentación de las calizas someras. Como interpretación de conjunto esta ruptura marcaría una etapa de fracturación y adelgazamiento de la corteza continental, que señalaría el comienzo de la sedimentación propiamente geosinclinal. Esta ruptura es también estudiada posteriormente por GARCIA-HERNANDEZ, LUPIANI y VERA (1986a) que precisan las distintas etapas en la evolución del rift intracontinental liásico en el sector central de la Zona Subbética. GARCIA-HERNANDEZ, LUPIANI y VERA (1986b) en la Sierra Gorda (Subbético Interno) analizan cinco discontinuidades (intracarixiense, inicio del Dogger, límite Batheniense-Calloviense, límite Calloviense-Oxfordiense y Kimmeridgiense), y ponen de manifiesto la existencia de etapas de emersión y karstificación.

En el Subbético Externo CRUZ-SANJULIAN (1974, p. 57) al S de la Sierra de Estepa (Cantera de Juanito Carvajal, 1 km al E de Gilena) encuentra en el techo de las calizas oolíticas probablemente del Dogger una superficie de contacto, extremadamente irregular, que interpreta como un karst, probablemente submarino. En la base de las calizas nodulosas y brechoides suprayacentes del Kimmeridgiense aparecen numerosos cantos de calizas oolíticas. También este mismo autor (op. cit., p. 62) al S del Castillo de Estepa (provincia de Sevilla) encuentra niveles del Cretácico superior-Paleoceno, dispuestos sobre las calizas nodulosas del Jurásico superior. Del mismo modo en el extremo SW de la Sierra de Estepa encuentra una disminución progresiva en la potencia del Cretácico inferior, hasta el punto de que en algunos sectores (por ejemplo cerca de Acebuchosa), los materiales del Cretácico superior-Paleoceno llegan casi a contactar con las calizas jurásicas.

PEYRE (1974, p. 476) al SE de la Sierra de Estepa (Cortijo del Madroñal) encuentra los niveles margosos del Cretácico inferior descansando directamente sobre las calizas del Aalenense, datadas mediante braquiópodos. Existen "bolsadas" que atraviesan las calizas de crinoides y braquiópodos del Aalenense inferior, y están rellenas de una micrita con Calpionellidos del Berriasiense superior o Valanginiense. El contacto entre las dos microfacies está marcado frecuentemente por una orla de cristales de calcita. También este mismo autor (op. cit., p. 473) indica la presencia al S de Estepa de niveles oolíticos intercalados en el paquete noduloso.

BUSNARDO (1979, p. 132-136) reconoce la existencia en el Subbético Externo de áreas sin depósito (dorsal Locubín-Pollos) durante el Domeriense-Aalenense. Así en la región de Fuensanta de Martos faltan materiales de edad Domeriense. Del mismo modo entre Valdepeñas de Jaén y Castillo de Locubín, a lo largo de la alineación Angosturas-Pollos no se habrían depositado materiales del Domeriense-Aalenense y los de edad Bajociense descansan directamente sobre una dolomía infraliásica karstificada. Por otra parte el Aalenense en el Subbético Externo cuando existe se presenta fuertemente condensado con espesores de 10 a 20 cm (LINARES, 1979).

SEYFRIED (1979, p. 326-335) diferenció cuatro tipos de facies dentro de las secuencias condensadas en la Zona Subbética: a) calizas fosilíferas pelágicas; b) costras limoníticas y oolitos ferruginosos; c) calizas micríticas rojas, y d) calizas nodulosas rojas con textura brechoide. Se habían originado según este autor en áreas de umbrales, ligados a plataformas insulares jurásicas relacionadas lateralmente con superficies erosivas (de abrasión o karstificación) propias de áreas emergidas temporalmente. Las calizas fosilíferas pelágicas corresponderían a la etapa de rápido levantamiento tectónico de los umbrales pelágicos. Las costras limoníticas en cambio marcan una fase de estabilidad prolongada. Durante estos períodos las plataformas de los umbrales fueron bastante someras, con emersiones parciales que incluso dan lugar a plataformas insulares. Los principales períodos de formación de las costras limoníticas fueron el Carixiense y los tránsitos Lías-Dogger y Dogger-Malm. Las calizas micríticas rojas se depositaron tanto en el interior de grietas tectónicas de dilatación (diques neptúnicos), como dentro de las depresiones sumergidas, relacionadas con el margen de la plataforma insular. Las calizas nodulosas rojas con textura brechoide reflejan el desarrollo cíclico de los procesos de disolución y erosión.

En el sector oriental del Subbético Externo (Sierra de Quípar, Mai-Valera) el Dogger queda delimitado por dos hardgrounds importantes (LINARES y SANDOVAL, 1981; SANDOVAL, 1983): a) el inferior contiene faunas del Toanciense superior al Bajociense (zona de Subfurcatum); b) el superior puede abarcar desde la parte somital del Bathoniense medio (biohorizonte de Suspensum) hasta el Calloviense medio, sobre él se encuentran calizas nodulosas del Oxfordiense medio. En el sector central del Subbético Externo sendos hardgrounds tienen menos desarrollo, sobre todo el inferior que aparece únicamente en la Unidad del Ventisquero (Valdepeñas de Jaén), el superior está más extendido y mejor representado especialmente en la Sierra de Gaena, donde abarca términos desde la parte superior del Bathoniense medio al Calloviense inferior o medio, según los puntos estudiados.

SMIT (1981) con faunas de foraminíferos planctónicos puso de manifiesto la falta de una o varias biozonas en el límite Cretácico-Terciario de gran número de cortes estratigráficos en la

región comprendida entre Caravaca y Velez-Rubio (prov. de Murcia y Almería).

En la Zona Subbética BRAGA (1983) describe la asociación de facies más frecuente en el Domeriense inferior constituida por niveles condensados de escasa potencia (de pocos cm a 1 m aproximadamente), en los que además de esta reducción general de las secuencias son frecuentes las condensaciones parciales, a la escala del biohorizonte y subzona de ammonites. Estas facies se encuentran relacionadas con superficies de hardgrounds y costras limoníticas que pueden repetirse varias veces a lo largo de breves secuencias o bien constituir el único registro estratigráfico de todo el Domeriense inferior.

MOLINA, RUIZ-ORTIZ y VERA (1983b) y VERA, MOLINA y RUIZ-ORTIZ (1984) ponen de manifiesto las características e importancia de las discontinuidades estratigráficas a techo del Dogger de la Unidad del Camarena-Lanchares. Interpretan la génesis de sus rasgos sedimentológicos (diques neptúnicos, paleokarst, hardgrounds, brechas sinsedimentarias) según el modelo genético de un umbral pelágico limitado por fallas con interrupciones sedimentarias y emersiones temporales.

VERA (1984a) estudia los distintos tipos de rupturas estratigráficas y los rasgos sedimentológicos que las caracterizan y, por tanto, permiten reconocerlas en las series estratigráficas mesozoicas de los dominios alpinos. Diferencia: 1) Rupturas en materiales someros y borde de cuenca: a) Fases de emersión; b) Fases de erosión; c) Cambios bruscos de medios sedimentarios; d) Hardgrounds; y e) Aspectos geométricos; 2) Rupturas en facies pelágicas: a) Fases cortas de emersión; b) Diques neptúnicos; c) Períodos de interrupción sedimentaria (hardgrounds); d) Niveles fosfatados; e) Estromatolitos pelágicos; f) Cambios bruscos en los medios sedimentarios; y g) Aspectos geométricos. Según este autor para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas las principales rupturas presentes en los materiales jurásico-cretácicos coinciden con los momentos de fluctuación del nivel del mar (GARCIA-HERNANDEZ et al. 1982 y VERA, 1984a) y son: a) Ruptura del Carixiense superior-Domeriense inferior; b) Ruptura del final del Toarciense; c) Ruptura del límite Dogger-Malm; d) Ruptura del Kimmeridgiense; e) Ruptura del Berriasiense; f) Ruptura intravalanginiense; g) Ruptura intrahauteriviense; h) Ruptura intraptiense; i) Ruptura intraalbiense; j) Ruptura del límite Cenomaniense-Turonense; k) Ruptura de la base del Senoniense; l) Ruptura intracampaniense; m) Ruptura del límite Cretácico-Terciario. De estas trece rupturas la mayoría tienen sus equivalente en otros dominios alpinos, mientras que algunas (las f, g y l) pueden deberse a factores locales que afectan exclusivamente a esta cuenca.

VERA (1984b) en un trabajo posterior analiza las discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos, establece

una clasificación de las discontinuidades, da los criterios de diferenciación y reconocimiento de cada tipo, así como su interpretación genética. Diferencia seis tipos de discontinuidades:

- 1) Discontinuidades detectadas exclusivamente por fósiles.
- 2) Discontinuidades con niveles condensados.
- 3) Paraconformidades marcadas por hardgrounds.
- 4) Discontinuidades con superficies que indican emersión.
- 5) Paraconformidades con diques neptúnicos.
- 6) Discordancias angulares.

Las principales discontinuidades en materiales pelágicos estarían relacionadas según este autor con cambios relativos del nivel del mar y tienen sus equivalentes en las facies marinas someras del mismo margen continental.

VERA et al. (1986) estudiaron los yacimientos de bauxitas de Zarzadilla de Totana (Murcia) localizados en materiales jurásicos del Subbético Interno. Las bauxitas se disponen rellenando cavidades paleokársticas, en huecos de calizas del Lías infradomerense e indican patentemente una etapa de emersión de un umbral pelágico que pudo comprender parte del Lías superior y del Dogger.

COMPANY et al. (1982) y GONZALEZ-DONOSO et al. (1983) estudiaron las discontinuidades estratigráficas existentes en el dominio Penibético, con rellenos de materiales pelágicos cuya edad oscila entre el Lías superior y el Paleogeno en cavidades de origen kárstico. Reconocieron la existencia de erosión subaérea y karstificación anterior al depósito del Jurásico superior, posiblemente durante el Dogger. Además, la base del Cretácico es una superficie cartográficamente irregular jalonada de diques neptúnicos y cavidades cuya morfología sugiere un origen kárstico. El conjunto litoestratigráfico situado por debajo de la discontinuidad es calizo y la edad de su techo varía entre el Kimmeridgiense y el Valanginiense. Existe una laguna estratigráfica que comprende como mínimo el Berriasiense superior-Valanginiense inferior, e incluso parte del Tithónico superior, intervalo durante el cual se debió de originar el segundo sistema de cavidades cretácicas. La fosilización de estas cavidades se realizó cuando la sedimentación llegó a cubrir los relieves preexistentes, lo que ocurrió heterocrónicamente, durante el intervalo Albiense medio-Paleoceno. A partir del estudio de los materiales prealbienses existentes en los distintos cortes y de las superficies de interrupción sedimentaria que contienen, se detectan las siguientes discontinuidades: a) intravalanginiense; b) intrahauteriviense; c) Aptiense inferior; y d) Albiense inferior.

Por último en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas concretamente en el Complejo Maláguide DURAND-DELGA, MAGNE y PEYRE (1959) y AZEMA (1961) describieron una superficie de tipo kárstico sobre calizas jurásicas, fosilizadas por materiales del

Albiense, en la provincia de Málaga. MARTÍN-ALGARRA et al. (1983) y MARTÍN-ALGARRA (1987) estudian las discontinuidades en unidades del dominio Rondaides (o dorsal según otros autores) como la Almola, con superficies de paleokarst y recubrimientos de espeleotemas. ROEP (1980) en Xiquena y Velez-Rubio describió también en el Complejo Maláguide una secuencia de calizas cretácicas muy condensadas.

II. EL SUBBETICO EXTERNO AL SUR DE LA
PROVINCIA DE CORDOBA

II. EL SUBBÉTICO EXTERNO AL SUR DE LA PROVINCIA DE CORDOBA

II.1. RASGOS GENERALES

II.1.1. Criterios de división

Las características estratigráficas y tectónicas permiten diferenciar en el Subbético Externo de la provincia de Córdoba tres unidades alóctonas con materiales de edades comprendidas entre el Triás y el Mioceno medio (ver figura 5):

- 1) Unidad del Camarena-Lanchares (VERA et al., 1984)
- 2) Unidad de Gaena (RIVAS et al., 1979)
- 3) Unidad del Lobatejo-Pollos, definida por primera vez en este trabajo.

Presentan una estructura en mantos de corrimiento cuyos niveles de despegue están constituidos por los materiales triásicos. El conjunto está plegado y fracturado después de los cabalgamientos.

Desde un punto de vista estratigráfico y como en el resto del Subbético son las facies del Jurásico, y especialmente las que aparecen a partir del Lías medio, las que nos permiten diferenciar las distintas unidades. Muy sucintamente las características más destacables utilizables para distinguir estas unidades entre sí y respecto de otras del Subbético en la misma transversal son las siguientes:

Unidad del Camarena-Lanchares. 1) Presencia de un Lías medio-superior de calizas margosas y margas de potencia muy reducida; 2) potente formación de calizas oolíticas en el Dogger; 3) calizas nodulosas con facies Ammonitico Rosso de edad Calloviense-Berriasiense; y 4) poca representación o ausencia de los términos cretácicos, especialmente en el sector NE de la unidad.

Unidad de Gaena. 1) Presenta un Lías medio-superior de calizas margosas y margas, también de espesor reducido pero algo más potente que el de la unidad del Camarena-Lanchares; 2) calizas con sílex y calizas nodulosas (Ammonitico Rosso) en el Dogger; 3) calizas nodulosas (Ammonitico Rosso) en el Malm; y 4) materiales cretácicos bien representados.

Unidad del Lobatejo-Pollos. 1) No expone materiales atribuibles al Lías medio-Aalenense, de modo que sobre las dolomías y calizas del Lías inferior se disponen calizas margosas y nodulosas del Bajociense; 2) fundamentalmente calizas nodulosas en el Dogger y Malm; y 3) el Cretácico, y especialmente el Cretácico superior que está bien desarrollado, se presenta en extensos afloramientos.

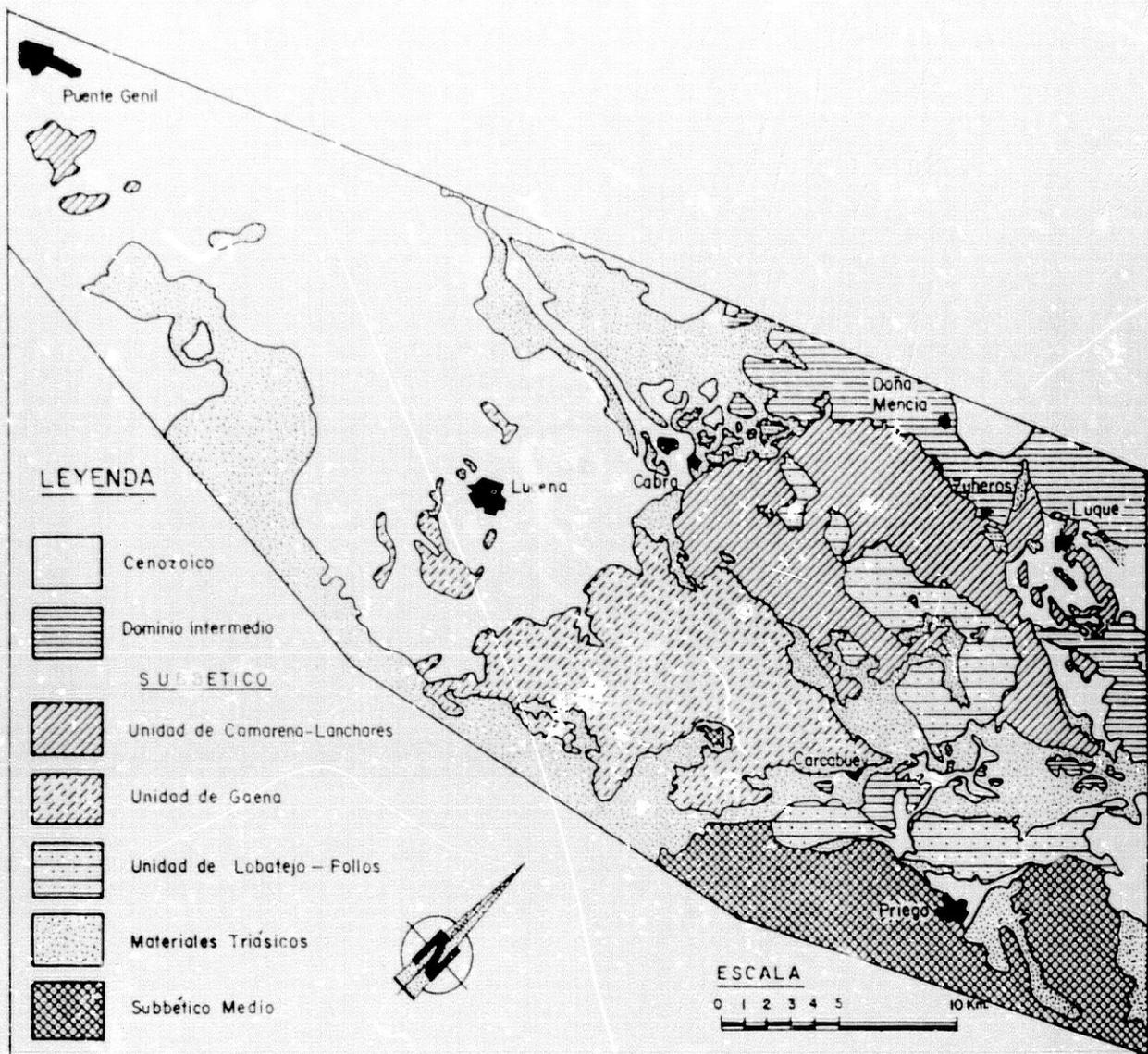


Figura 5. Unidades del Subbético Externo en la provincia de Córdoba

11.1.2. Estructura.

Desde el punto de vista estructural pueden diferenciarse en el área estudiada dos grandes mantos de corrimiento que denominaremos inferior y superior en función de su posición tectónica (ver figura 6).

No obstante, hay que tener en cuenta el problema que supone la agrupación correcta de los materiales para definir y delimitar exactamente los mantos de corrimiento, cuando como aquí sucede, los términos mesozoicos agrupables en un manto, a veces con series muy incompletas, aparecen aislados unos de otros por efectos de la propia traslación y de la erosión, así como por los depósitos y deformaciones tectónicas posteriores al emplazamiento de los mantos.

El manto de corrimiento inferior corresponde a la Unidad del Camarena-Lanchares, y el manto de corrimiento superior comprende la Unidad de Gaena y la mayor parte de la Unidad del Lobatejo-Pollos. El sector de las Angosturas, atribuido en función de su serie estratigráfica a la Unidad del Lobatejo-Pollos, se encuentra separado del resto de la unidad por una banda de materiales triásicos y relacionado mediante un sinclinal muy apretado y fallado, en cuyo núcleo afloran materiales cretácicos, con la Sierra de los Judíos, esta última con una serie jurásica que se puede atribuir al Subbético Medio (CASTILLO et al., 1984). Del mismo modo la Sierra de Pollos o Jaula también atribuida en función de su serie estratigráfica a la Unidad de Lobatejo-Pollos se encuentra relacionada por una importante falla inversa al conjunto de las sierra de Priego-Horconera Rute que comprende series estratigráficas del Subbético Medio y de transición Subbético Externo-Medio, como veremos en el apartado 11.5. El manto de corrimiento inferior (Unidad del Camarena-Lanchares) se superpone a la Unidad Intermedia (Unidad de Doña Mencía) que aflora al N del frente de corrimiento subbético, así como en ventanas tectónicas situadas al E y N de Carcabuey. La relación entre los dos mantos de corrimiento subbéticos inferior (Unidad del Camarena-Lanchares) y superior (Unidades de Lobatejo-Pollos y Gaena) se pone de manifiesto por la existencia de ventanas tectónicas de la Unidad del Camarena-Lanchares (Barranco de Navahermosa al N del Lobatejo, y S de Abuchite) así como de isleos tectónicos de la Unidad del Lobatejo-Pollos como son los de la Ermita de la Sierra o Cueva de los Murciélagos.

11.1.2.1. Estructura del manto de corrimiento inferior (Unidad del Camarena-Lanchares).

Debido a la naturaleza fundamentalmente caliza de la unidad, ésta se ha comportado ante los esfuerzos de compresión como una losa rígida de modo que los pliegues que aparecen son de gran radio y localmente se desarrollan estructuras en escamas.

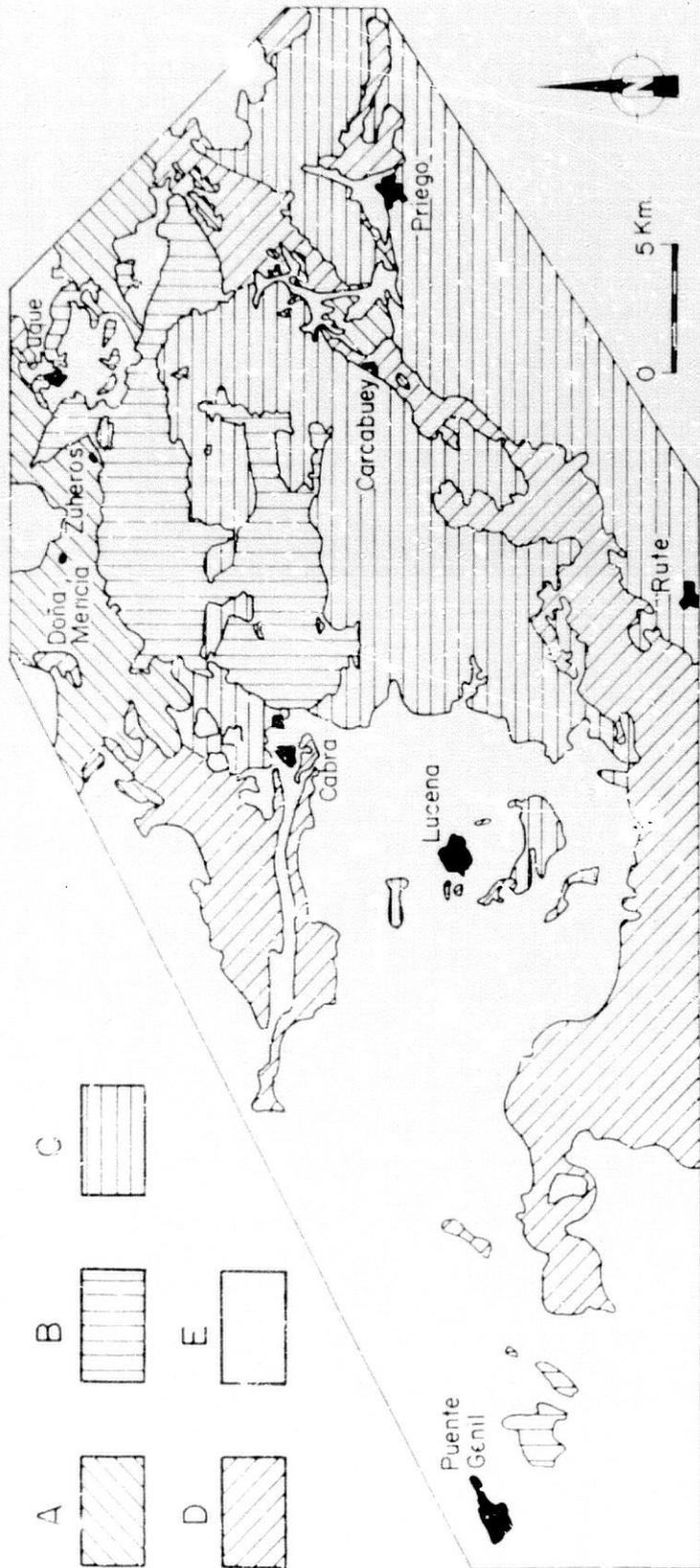


Figura 6. División tectónica. A: Unidad Intermedia (Unidad de Doña Mencía). B: Manto de corrimiento inferior del Subbético Externo (Unidad del Camarena-Lanchares); C: Manto/s de corrimiento superior del Subbético Externo; D: Materiales triásicos de la Zona Subbética de atribución dudosa; E: Mesógeno-Cuaternario.

La Unidad del Camarena-Lanchares en su parte oriental (Sierra de la Lastra) presenta un buzamiento al S de 35° , mientras que en su parte occidental (Camarena) se presenta horizontal o localmente con buzamientos suaves (10°) hacia el NW y W. En su parte meridional (área de los Lanchares y S del Lobatejo) la unidad presenta un buzamiento de unos 30° S. La estructura de conjunto constituye un pliegue anticlinal de gran radio de dirección aproximada E-W y con su flanco N prácticamente horizontal. La parte central de la estructura se encuentra afectada por dos importantes fallas normales paralelas, de dirección aproximada E-W ($N100^\circ E$), que han hundido los materiales de la Unidad del Lobatejo-Pollos cabalgante sobre la Unidad del Camarena-Lanchares, en forma de graben. Este sistema de fallas normales de dirección aproximada $N100^\circ E$ se ve afectado por otro posterior de dirección $N170^\circ E$. También en las proximidades del frente de cabalgamiento (W de la Sierra de la Lastra y N de Abrevia) hay fallas normales de dirección E-W aproximadamente, ligadas a los escapes producidos por el propio frente de cabalgamiento. Asimismo en algunas áreas se observan despegues y deslizamientos de las calizas del Dogger sobre las calizas del Lías inferior a favor de las calizas margosas y margas del Domerense-Toarciense, que hacen que este tramo de margas y calizas margosas se encuentre en algunos puntos replegado y laminado.

Dentro de esta unidad se incluyen dos escamas individualizadas tectónicamente (las sierras del Pelpitre y el Esparragal) que se sitúan en una posición tectónica intermedia o intercaladas entre el manto de corrimiento inferior y superior pero que presentan series estratigráficas parecidas a las de la Unidad del Camarena-Lanchares. Además también se atribuyen a esta unidad los afloramientos mesozoicos al SE de Puente Genil, muy cerca del río Genil (Sierras Gorda, del Castillo y del Niño) individualizados tectónicamente y rodeados por materiales cenozoicos. Presentan como se verá más adelante una serie mesozoica incompleta pero correlacionable, al menos en los términos aflorantes con las series típicas de la Unidad del Camarena-Lanchares, por otro lado geográficamente próximas (Sierra de Cabra unos 30 km al E y Sierra de Estepa unos 15 km al W). Sin duda se trata de materiales alóctonos, pero de los que prácticamente no se puede precisar algo más a partir de la observación de sus afloramientos. Así, cuestiones como: edad del emplazamiento, relación tectónica con el resto de las unidades subbéticas, existencia o no de enraizamiento en estos afloramientos, etc., constituyen serias interrogantes. Para PEYRE (1974, pág. 474) se trata de "algunos bloques calizos que flotan sobre las margas triásicas o cretácicas", es decir que los interpreta como isleos tectónicos o klippes sedimentarios. Sin embargo, algunos datos parecen indicar que el conjunto no está tan distorsionado o desorientado como correspondería a una agrupación de olistolitos o klippes sedimentarios. Así, por ejemplo, en algunos sectores se observa el Cretácico margoso dispuesto concordantemente sobre el Jurásico calizo, a pesar del distinto comportamiento tectónico que habría de esperar de estos materiales; por otro lado, la estratificación en los distintos afloramientos jurásicos, o posibles

"bloques" individualizados, mantiene bastante homogénea su dirección y buzamiento ($N150^{\circ}-160^{\circ}/20^{\circ}-50^{\circ}$ NE) de unos a otros. Por tanto las hipótesis a tener en cuenta serían que se tratase, bien de un isleo o conjunto de isleos tectónicos o bien que estuvieran enraizados con unidades subbéticas no aflorantes.

11.1.2.2. Estructura del manto de corrimiento superior.

Las unidades de Lobatejo-Pollos y Gaena, que constituyen el manto de corrimiento superior, presentan una estructura más compleja caracterizada por la existencia de relieves de calizas competentes del Lías inferior limitados por fallas normales de borde. Aparte de las fallas normales de dirección E-W ya citadas y que afectan al actual frente de cabalgamiento, en la unidad tectónica superior existen otros dos sistemas de fallas normales de dirección aproximada $N20^{\circ}E$ y $N170^{\circ}E$. Los pliegues son de gran radio generalmente, al SE de Gaena existen algunos anticlinales y sinclinales con ejes de plegamiento de dirección aproximada $N70^{\circ}E$. También hacia el SE de la unidad son muy notables las estructuras de plegamiento. Así, por ejemplo, la Sierra de Pollos constituye un sinclinal vergente hacia el NW cuyo eje tiene una dirección $N40^{\circ}E$ y con una terminación perisinclinal hacia el SW, y la Sierra de la Gallinera constituye un anticlinal apretado vergente al NW, con la misma dirección del eje que la anterior pero con cierre perianticlinal hacia el NE.

Esta variación en la directriz del plegamiento respecto a la dirección normal en la zona Subbética puede estar originada por el funcionamiento de fallas de desgarre importantes, en este caso de dirección aproximada $N40^{\circ}E$, de carácter sinistroso. Estas fallas habrían ocasionado el avance hacia el N del área de la Sierra de los Judíos y Priego respecto a las Sierras de Cabra y Gaena, explicarían la aparición del Cretácico de las Unidades Intermedias en las ventanas de Carcabuey y habrían originado la alineación, de dirección $N40^{\circ}E$, Gallinera-Pollos-Angosturas-Sierra de Orbes con una longitud de más de 30 km. Fallas de desgarre probablemente parecidas, aunque con distinta dirección, han sido descritas para el Subbético en áreas próximas (Sierras de San Pedro y Vadillo Alto) por SANZ DE GALDEANO (1973).

En función de sus características estratigráficas también se atribuye a la unidad de Gaena la Sierra de Araceli que aflora al S de Lucena, rodeada por materiales terciarios. Esta constituye un anticlinal muy apretado de dirección aproximada $N60^{\circ}E$ y cuyo flanco S está fallado mientras que el flanco N buza unos 70° hacia el N.

El límite de esta unidad tectónica con la unidad más meridional de Sierras de Priego-Horconera-Rute viene marcado por una banda de materiales triásicos predominantemente de facies Kéuper.

11.1.3. Sobre los materiales terciarios y la edad de las deformaciones.

Los materiales terciarios de estas unidades están en general muy mal representados. Litológicamente pueden diferenciarse los siguientes tramos de muro a techo:

- Conglomerados y brechas de base forrados por cantos de rocas de edad mesozoica con escasa matriz margosa. Este tramo no siempre está presente. Son muy características las brechas con cantos de calizas oolíticas blancas del Dogger y nodulosas rojas del Malm.

- Areniscas calcáreas bioclásticas de color amarillento por alteración y gris en corte fresco, con intercalaciones margosas hacia la parte superior.

- Margas arenosas blancas. El contacto de este tramo con el anterior es gradual de modo que van desapareciendo las intercalaciones calcareníticas progresivamente al tiempo que incrementa la presencia de los niveles margosos.

La potencia total es difícil de precisar con exactitud, al no existir afloramientos completos que lo permitan y posiblemente al mostrar adelgazamiento debido a causas tectónicas, pero en conjunto debe de rondar alrededor de los 80 m como máximo.

Al microscopio los niveles calizos aparecen como areniscas calcáreas con foraminíferos (Lepidocyclina sp., Heterostegina sp., Amphistegina sp., Operculina sp., Nummulitidos, Globigerinas, Miogypsinas,...) algas coralináceas (Lithothamnium), Briozoos, y otros bioclastos. También se han encontrado algunos microfósiles (pectínidos, ostreas y equinodermos). En algunos niveles abundan los fragmentos de cuarzo bastante angulosos. Los niveles margosos presentan texturas de wackestone y packstone con gran cantidad de globigerinas, espículas de esponjas y otros bioclastos. Es muy típica la existencia de foraminíferos planctónicos del Senoniense resedimentados.

Estos materiales se sitúan discordantemente sobre los materiales mesozoicos, sea sobre el Lías, como puede observarse en la vertiente septentrional de la Sierra de Cabra, sea sobre el Dogger o el Malm, como por ejemplo al S de la Sierra de la Lastra, bien sobre el Cretácico como sucede al N del Lobatejo o al W de la Unidad de Gaena. Su edad está comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio. Existe una importante laguna estratigráfica entre el Paleoceno y el Oligoceno superior.

Con objeto de precisar la edad de los cabalgamientos se han estudiado particularmente los materiales terciarios implicados en el contacto tectónico entre los mantos de corrimiento. En concreto se ha

prestado especial interés a los materiales miocenos situados: a) al N del Cerro Jarcas (S de los Lanchares), que se encuentran en la base del cabalgamiento de la Unidad de Gaena; b) 2 km al N del Lobatejo y 2 km al NW del Abuchite, en la base del cabalgamiento de la Unidad del Lobatejo-Pollos, y; c) al N de la Sierra de la Lastra, en la base del cabalgamiento de la Unidad del Camarena-Lanchares.

En la Unidad del Camarena-Lanchares, justamente por debajo del cabalgamiento de la Unidad de Gaena, al N del Cerro Jarcas, se ha determinado la siguiente asociación faunística:

Muestra CA-706

Globigerina gr. praebulloides BLOW
Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS)
Globigerina falconensis BLOW
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN

Del mismo modo los términos más modernos datados en la Unidad del Camarena-Lanchares, justo por debajo de la superficie de corrimiento de la Unidad del Lobatejo-Pollos, al N de este vértice, han suministrado:

Muestra MC-9745

Globigerinoides bisphericus TODD
Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina falconensis BLOW
Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS)
Globoquadrina baroemoenensis (LE ROY)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia acrostoma (WEZEL)
Turborotalia zealandica (HORNIBROOK)
Globigerinita incrusta AKERS

Lo que precisa la edad del cabalgamiento del manto de corrimiento superior (compuesto por las unidades de Gaena y Lobatejo-Pollos) como posterior al Burdigaliense superior.

En lo que respecta a la edad del cabalgamiento de la Unidad del Camarena-Lanchares, éste solapa al Mioceno discordante sobre las Unidades Intermedias al N de la Sierra de la Lastra. Aquí se han recogido dos muestras en las margas miocenas para su análisis micropaleontológico, concretamente 1 km al N de la Fuente Morellana (en la carretera de Luque a Fuente Alhama) y 400 m al N de la Fuente Alhama. Las muestras recogidas han suministrado la siguiente microfauna:

Muestra RO-9985

Globigerinoides subquadratus/subelongatus
Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globigerinoides bisphericus TODD
Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina praebulloides BLOW
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Globorotalia praescitula (BLON)

Muestra RO-9965

Praeorbulina glomerosa (BLOW)
Praeorbulina transitoria (BLOW)
Praeorbulina sicanus (DE STEFANI)
Orbulina suturalis? BRONNIMANN
Globorotalia praescitula BLOW
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina falconensis BLOW
Globigerina woodi JENKYN
Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globigerinoides bisphericus TODD
Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN
Sphaeroidinellopsis disjuncta (FINLAY)
Globoquadrina dehiscens (CHAMPMAN, PARR y COLLINS)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia acrostoma (WEZEL)

Muestra RO-9986

Globorotalia cf. praemenardii CUSHMAN y STAINFORTH
Orbulina suturalis BRONNIMANN
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina falconensis BLOW
Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Turborotalia peripheroronda (BLOW y BANNER)
Turborotalia zealandica (HORNIBROOK)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia acrostoma (WEZEL)
Globorotalia mizea (FINLAY)
Globorotalia praescitula BLOW
Catapsydrax parvulus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN

La muestra más moderna tiene una edad Langhiense superior-Serravalliense inferior posteriormente a la cual se habría producido este cabalgamiento observable actualmente.

11.1.4. Olistolitos al Este y Sur de Luque

De gran interés son los afloramientos al S y E de Luque donde afloran grandes masas de materiales mesozoicos, constituidos principalmente por calizas oolíticas del Dogger, relacionadas espacialmente con materiales margosos de carácter pelágico del Mioceno medio (margas blancas con intercalaciones de calcarenitas). Estos afloramientos mesozoicos presentan como características importantes: 1) la existencia de una ola continua de brechas de cantos de calizas oolíticas, frecuentemente con matriz de margas miocenas; 2) estrecha relación espacial entre los materiales del Mioceno medio y las masas de calizas oolíticas de modo que éstas siempre se rodean cartográficamente de los primeros, y a partir de cuyas relaciones tectoestratigráficas se deduce que los materiales mesozoicos citados se encuentran intercalados en las margas miocenas; 3) cuando la intensa karstificación lo permite y pueden reconocerse las superficies de estratificación se observa la gran heterogeneidad en la disposición de los distintos afloramientos mesozoicos o "bloques" individualizados; 4) existencia de equinodermos de medios someros en el Mioceno que se dispone sobre las partes altas de los afloramientos mesozoicos, lo que podría indicar la influencia que estas elevaciones del fondo tendrían sobre la paleogeografía de la cuenca miocena.

En función de estos criterios RUIZ-ORTIZ et al. (1980) interpretan estos afloramientos como olistolitos, emplazados en la cuenca sedimentaria durante el Mioceno medio.

Junto a las calizas oolíticas del Dogger, y formando parte de distintos olistolitos se observan localmente: calizas margosas y margas con ammonites del Liás medio-superior; calizas nodulosas del Malm; y margas y margocalizas del Maestrichiense; lo que permite atribuir estos materiales a la Unidad del Camarena-Lanchares cuyos afloramientos se sitúan inmediatamente al S.

La evolución tectosedimentaria, de acuerdo con la figura 7, podría esquematizarse del siguiente modo:

1) Durante el Burdigaliense se produciría el emplazamiento de la Unidad del Camarena-Lanchares sobre el Cretácico de las Unidades Intermedias. Bien como resultado directamente de este corrimiento o de la posterior erosión quedarían independizados algunos klippes o isleos de dolomías y calizas de edad liásica.

2) Durante el Mioceno medio se reanuda la sedimentación margosa pelágica en una pequeña cuenca al N del frente de cabalgamiento. La formación de esta cuenca pudo venir condicionada en gran parte por la actuación de una o varias fallas verticales, con una cierta componente de desgarre, de dirección aproximada N-S, situadas inmediatamente al N de Luque y en el borde E de la Sierra de la Lastra. La actuación de estas fallas en régimen

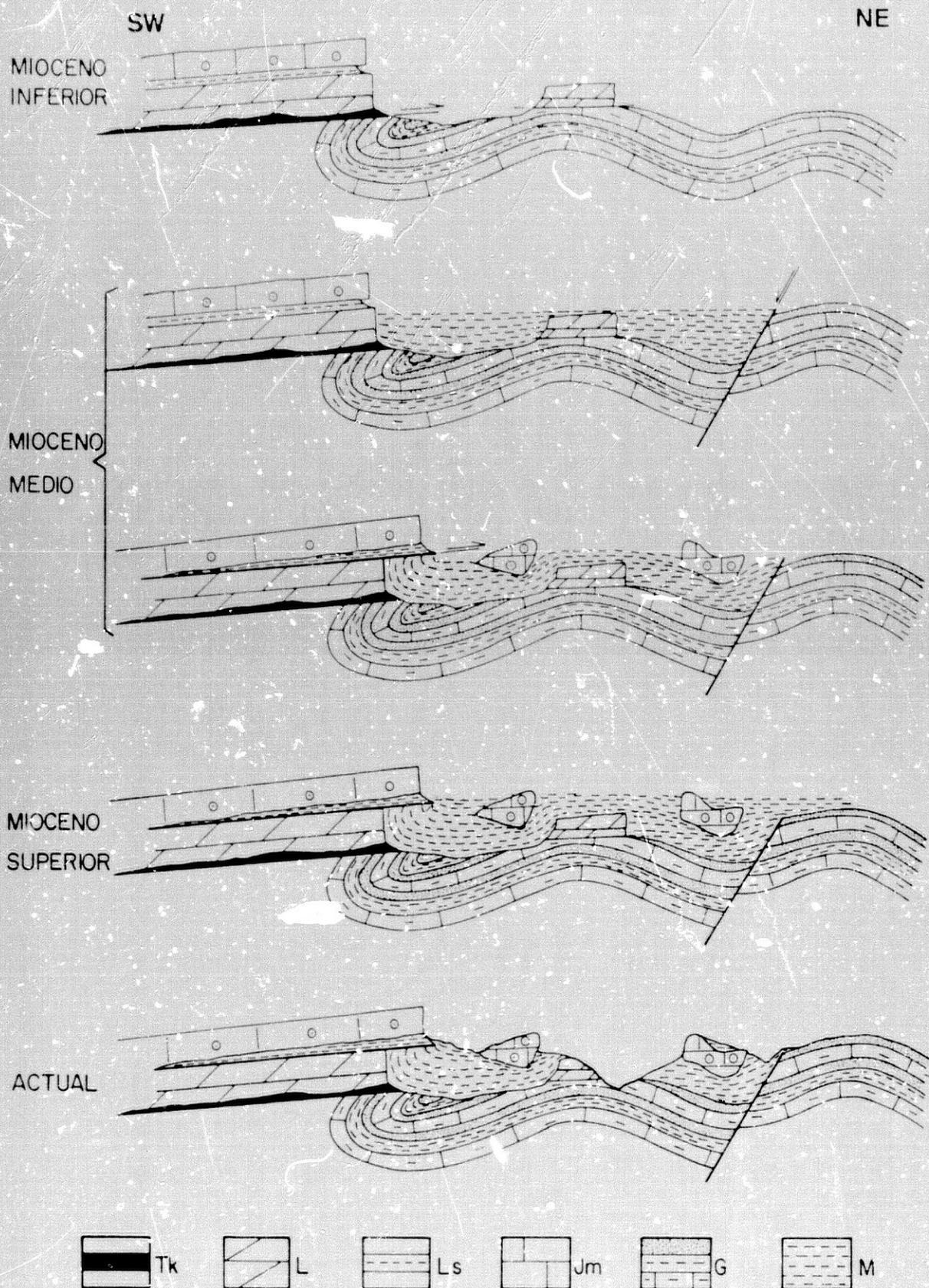


Figura 7. Evolución tectosedimentaria del sector situado al E y S de Luque (ver comentario en el texto). Leyenda: Tk- Irias de facies Keuper; L: Calizas y dolomías del Lías inferior (Formación Gavilán); Ls: Margas y calizas margosas (Formación Zegrí); Jm: Calizas oolíticas (Formación Camarena); G: Materiales cretácicos de las Unidades Intermedias; M: Mioceno.

distensivo originaría un pequeño graben que ganaría en profundidad hacia el NE por donde conectaría con la Depresión del Guadalquivir.

3 y 4) Durante el Mioceno medio-superior tendría lugar una nueva traslación de parte al menos de la Unidad del Camarena-Lanchares, pero en este caso el nivel de despegue fundamental parece haber sido, en una parte del frente de cabalgamiento incluida en el graben aludido, el tramo margoso del Lías medio-superior presente en la unidad. Como resultado se produciría el emplazamiento de los olistolitos en la cuenca sedimentaria al tiempo que continuaba la sedimentación margosa del Mioceno medio.

5) Con posterioridad la erosión en condiciones subaéreas daría lugar al relieve actual.

La primera de estas dos etapas de deformación podría corresponder con la etapa orogénica intraburdigaliense muy bien representada en el ámbito subbético (ver RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1982, p. 182), causante del cese de la sedimentación subbética y del acercamiento de las Zonas Internas ya estructuradas a las Zonas Externas, y la segunda etapa podría corresponder a la etapa post-serravalliense (RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1982, p. 184) que resulta responsable del emplazamiento definitivo del frente subbético y produce el cabalgamiento hacia el N del Complejo tectosedimentario del Guadalquivir (BOURGOIS, 1978).

11.2. UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES

11.2.1. Rasgos generales

La Unidad del Camarena-Lanchares fue definida por VERA, MOLINA y RUIZ-ORTIZ (1984). El nombre lo toma del vértice Camarena, el de mayor altitud (1170 m) dentro de la unidad, y del singular paraje de los Lanchares, al N de la carretera de Cabra a Priego. Esta unidad equivale a la "serie oclítica de Cabra" de FELGUEROSO y COMA (1964) y al conjunto de la Unidad de Cabra y Unidad de la Guitarra de RUIZ LOPEZ (1973). Corresponde también a parte de las unidades de Luque, Sierra de Cabra y Zamora de BUSNARDO (1979).

Como ya se indica en VERA, MOLINA y RUIZ-ORTIZ (1984) se ha preferido esta denominación a la de Unidad de Sierra de Cabra, por la posible confusión y las diferencias existentes con las unidades descritas por los autores citados anteriormente, y porque una buena parte de la Sierra de Cabra pertenece a otra unidad subbética (Unidad del Lobatejo-Pollos) superpuesta tectónicamente y que presenta una serie jurásica diferente.

Dentro de esta unidad se incluyen dos escamas individualizadas tectónicamente (sierras de Pelpitre y Esparragal), así como los materiales jurásico-cretácicos que afloran al SE de Puente Genil (sierras Gorda, del Castillo y del Niño) que presentan series estratigráficas muy semejantes en los términos aflorantes.

La Unidad del Camarena-Lanchares constituye un conjunto alóctono corrido hacia el N que cabalga sobre las Unidades Intermedias (Unidad de Doña Mencía, RUIZ-LOPEZ, 1973) y es cabalgado a su vez por otras unidades del Subbético Externo (unidades de Gaena y Lobatejo-Pollos). La serie jurásico-cretácica se sitúa sobre una lámina de materiales triásicos de facies Keuper y he distinguido dentro de ella las siguientes formaciones de muro a techo (fig. 8):

1) Formación Gavilán (L). Conjunto calizo-dolomítico con calizas de crinoides en su parte más alta y ammonites del Domeriense inferior en el techo. La denominación empleada fue propuesta formalmente por VAN VEEN (1969) para materiales de la misma facies y edad en el Subbético al W de Caravaca (prov. de Murcia).

2) Formación Zegrí (Ls). Consta de un tramo inferior compuesto de una alternancia de calizas margosas y margas, y un tramo superior de facies "Ammonítico Rosso margoso", con ammonites del Domeriense y Toarciense. Denominación propuesta aquí por primera vez, aunque ya se venía utilizando de modo informal (VERA, RUIZ-ORTIZ y MOLINA, 1983). El corte tipo se localiza entre

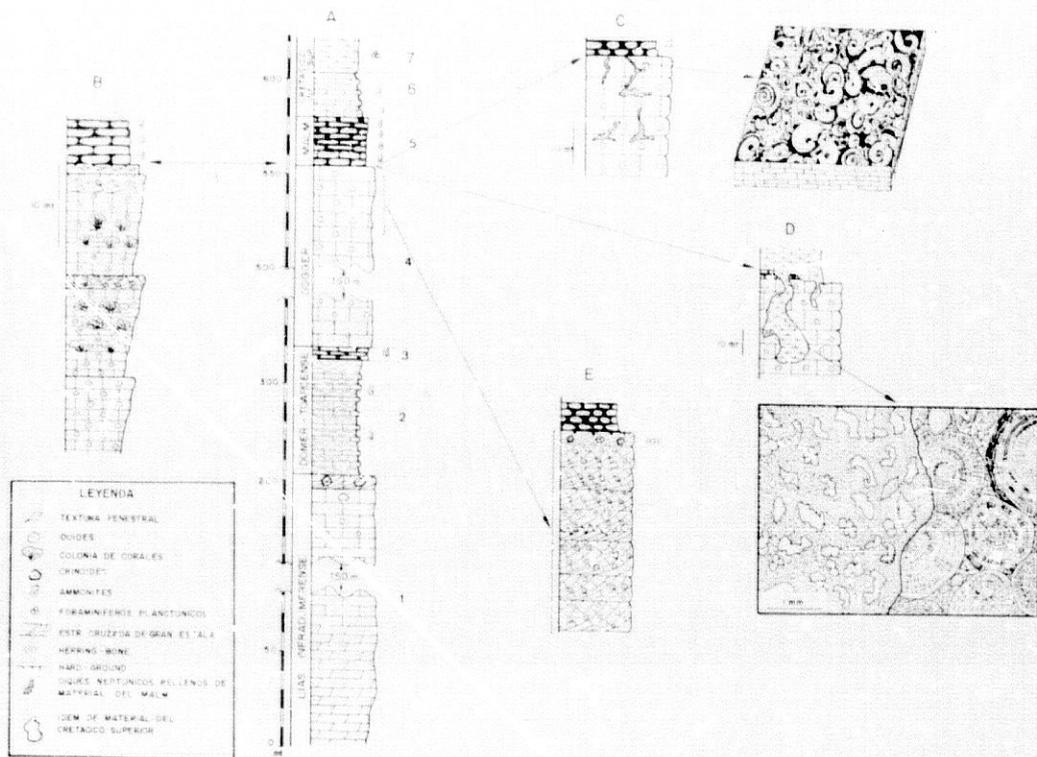


Figura 8. Serie estratigráfica de la Unidad del Camarena-Lanchares. A: Serie tipo de los materiales jurásicos y cretácicos (la descripción de las distintas formaciones se realiza en el texto); B: Corte parcial correspondiente a la Sierra Gorda de Puente Genil, donde las colonias de corales alcanzan el máximo desarrollo. Obsérvense las megasecuencias descritas en el texto. C: Diques neptúnicos con relleno de material pelágico del Calloviense y Malm correspondiente a la Sierra de Cabra. El detalle inspirado en WENDT (1976) refleja la gran cantidad de ammonites de pequeño tamaño que se observan en el relleno de las fisuras más superficiales. D: Diques neptúnicos de morfología claramente kárstica con relleno de material Cretácico superior (incluido Albiense superior), correspondiente al sector próximo a la fuente del Espino (Sur de Luque). En el detalle se observa, en el dibujo realizado a partir de una lámina delgada, el contacto entre las calizas oolíticas (roca encajante) y el relleno del dique formado por una biomicrita con gran abundancia de foraminíferos planctónicos. E: Detalle de la estructura interna de las calizas oolíticas (en su parte superior) en el sector de los Lanchares (Sierra de Cabra), observada en las canteras más meridionales. Se observan estratificaciones cruzadas de gran escala (sets de 1 a 3 m de espesor) unidireccionales con abundantes estilolitos, y lentejones de calizas bioclásticas (de crinoides). En el techo hay niveles de calizas de crinoides con estructuras herring bone, coronados con un hardground. (Según MOLINA et al, 1985).

los km 393 y 396 de la carretera de Jaén a Granada, en las proximidades de la cortijada y puerto del Zegrí, en el flanco septentrional del anticlinal allí existente, dada la ausencia de secciones de esta formación con la suficiente calidad dentro del área estudiada.

3) Formación Camarena (Jm). Calizas oolíticas blancas que afloran extensamente y presentan un relieve kárstico bien desarrollado. En ellas se intercalan hacia la parte superior niveles de calizas de crinoides. A techo presentan localmente un hard-ground con ammonites del Bathoniense superior. Da nombre a esta formación el vértice Camarena (1170 m) el de mayor altitud dentro de la unidad.

4) Formación "Ammonitico Rosso" superior (J₂). Calizas nodulosas de color rojo o beige con abundantes ammonites del Calloviense-Berriasiense. Presentan idéntica facies y en muchos casos edad que la misma formación definida en numerosos puntos de las cadenas alpinas.

5) Formación Carretero (COMAS, RUIZ-ORTIZ y VERA, 1982) (G). Alternancia de calizas margosas y margas de color amarillento con ammonites del Cretácico inferior.

6) Formación Quípar-Jorquera (COMAS, RUIZ-ORTIZ y VERA, 1982) (C). Margas y calizas margosas de color blanco y con gran abundancia de foraminíferos planctónicos del Cretácico superior.

Discordantemente sobre los materiales mesozoicos afloran localmente, conglomerados y brechas, calcarenitas y calizas margosas de edad comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio. Cabe indicar que los únicos afloramientos de edad liásica (formaciones Gavilán y Zegrí) de esta unidad se sitúan en la vertiente N de la Sierra de Cabra (S de Doña Mencía, proximidades de Luque, Sierras de la Lastra y Alcaide) y en la Sierra del Pelpitre. Por otro lado los afloramientos de materiales cretácicos (formaciones Carretero y Quípar-Jorquera) presentan muy poca extensión.

II.2.2. Formación Gavilán (L)

Constituida por calizas y dolomías, presenta poca extensión en esta unidad. Los afloramientos existentes se encuentran inmediatamente al S de la carretera de Doña Mencía a Luque (vertiente N de la Sierra de Cabra) y en algunos cerros al E de Luque (E. de la Sierra de Mascuna, La Alaya y Loma de Juan Mateo), en la vertiente N de la Sierra de la Lastra, Sierra Alcaide y en el Cerro Pelpitre. Los mejores afloramientos se encuentran en la vertiente N de la Sierra de la Lastra, donde esta formación alcanza una potencia máxima de 330 m. Generalmente se dispone

sobre una fina lámina de materiales triásicos de facies Keuper. La base de esta formación presenta una fuerte laminación tectónica especialmente hacia el W de la unidad.

11.2.2.1. Secciones estudiadas

Además de las observaciones puntuales realizadas en distintos afloramientos se han estudiado detalladamente las secciones N del Cerro de las Melladas 1 (fig. 9), Zuheros-1 (fig. 10), Zuheros-2 (fig. 11), Lastra-1A (fig. 12), Lastra (fig. 13), Lastra-2A (fig. 14) y Pelpitre (fig. 15) cuya situación geográfica puede verse esquematizada en la fig. 16.

Las principales características observables en las secciones estudiadas de esta formación son:

1) Existencia de un tramo inferior dolomítico y un tramo superior calizo; la potencia máxima observable del tramo dolomítico es de 65 m y la del tramo calizo de 265 m; en la parte occidental la potencia del tramo dolomítico es mucho menor o incluso éste no aparece.

2) El contacto entre ambos tramos es gradual e irregular de modo que a ese nivel aparecen calizas dolomíticas con mayor o menor extensión, desde algunos dm a varias decenas de m, así como pasos laterales de dolomías a calizas e intercalaciones más o menos discontinuas de dolomías en la base de las calizas.

3) Hacia la parte alta del tramo calizo y con potencia variable según los puntos, aparecen calizas de crinoides, localmente con sílex. Se encuentran mejor desarrolladas en las secuencias del W de la unidad y alcanzan una potencia máxima de 40 m en los alrededores de Zuheros.

4) El paso a la formación superior (Formación Zegrí) viene dado por la desaparición de las calizas de crinoides y la aparición de intercalaciones de margas y calizas margosas. En la parte occidental de la unidad este tránsito es gradual de modo que es difícil precisar exactamente el nivel en que se produce. Sin embargo en el sector oriental y meridional (Sierra de la Lastra y Pelpitre) el contacto es más nítido, pues la aparición de las margas es brusca y el contacto viene jalonado por uno o varios hardgrounds bien desarrollados, o por una superficie netamente erosiva a techo de las calizas, cuyas características se describen en el apartado 11.2.2.5.

FORMACION ZEGRI — UNIDAD DEL CAMARENA — LANCHARES

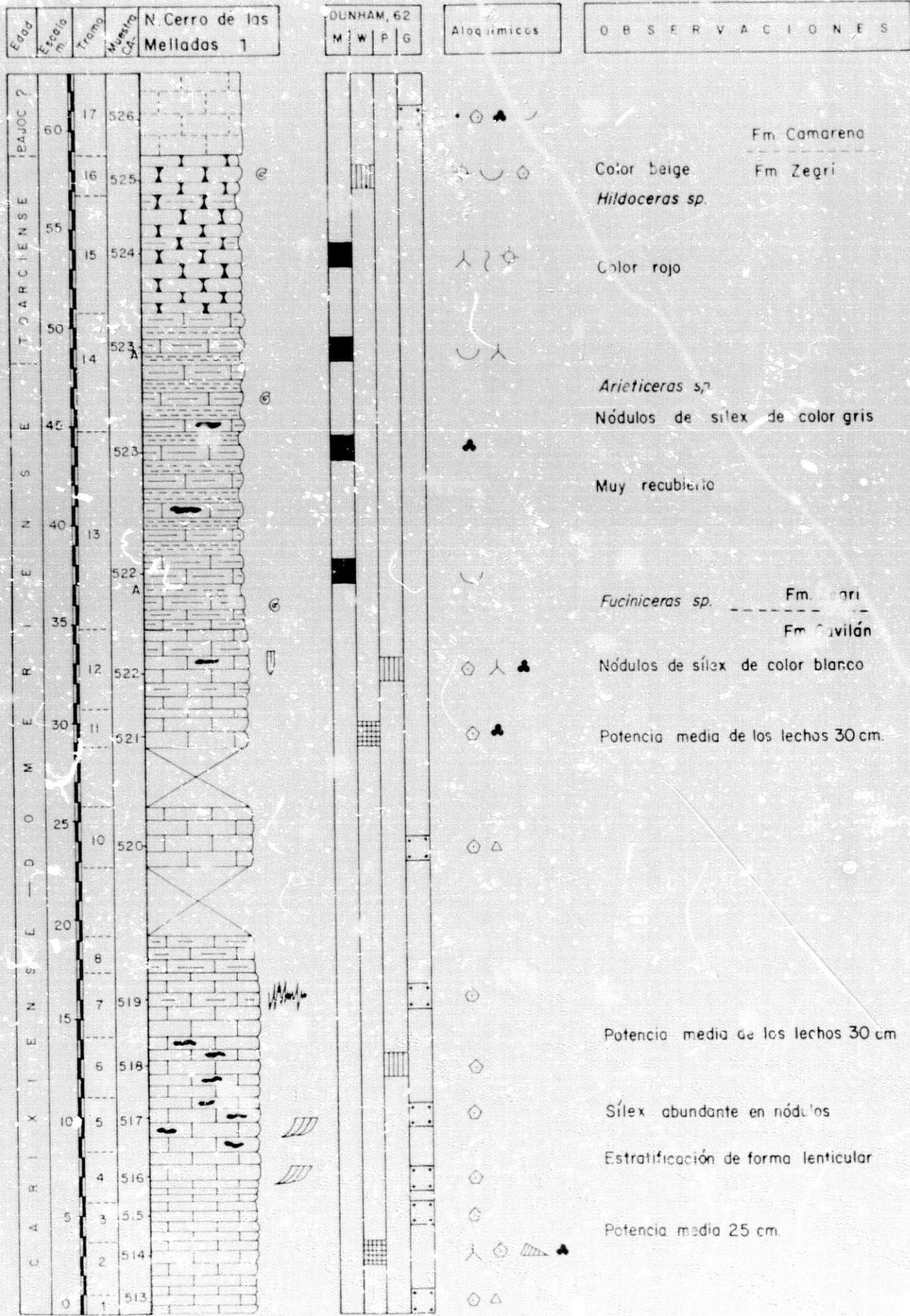


Figura 9

FORMACIONES GAVILAN Y ZEGRI - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

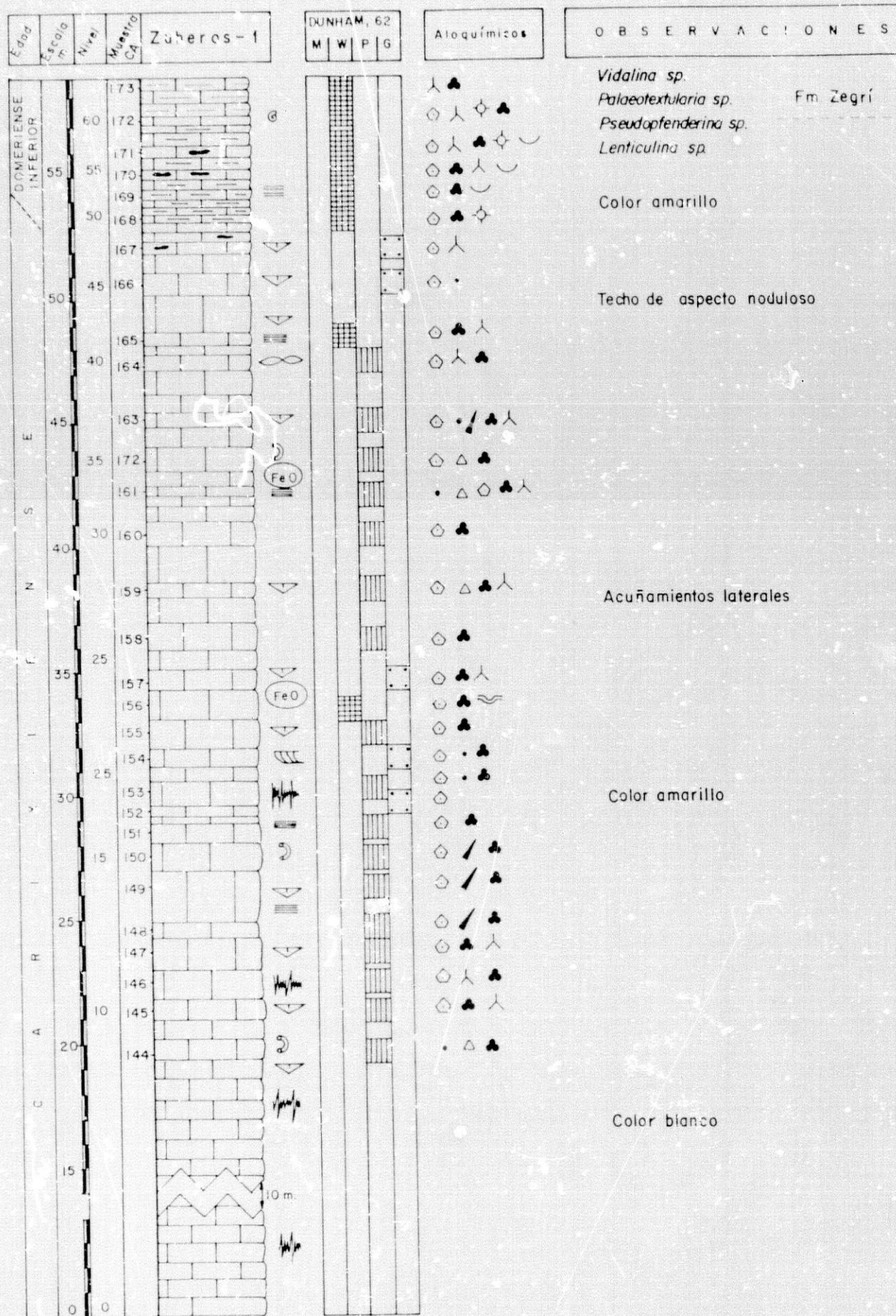


Figura 10

FORMACION CAVILAN — UNIDAD DEL CAMARENA — LANCHARES

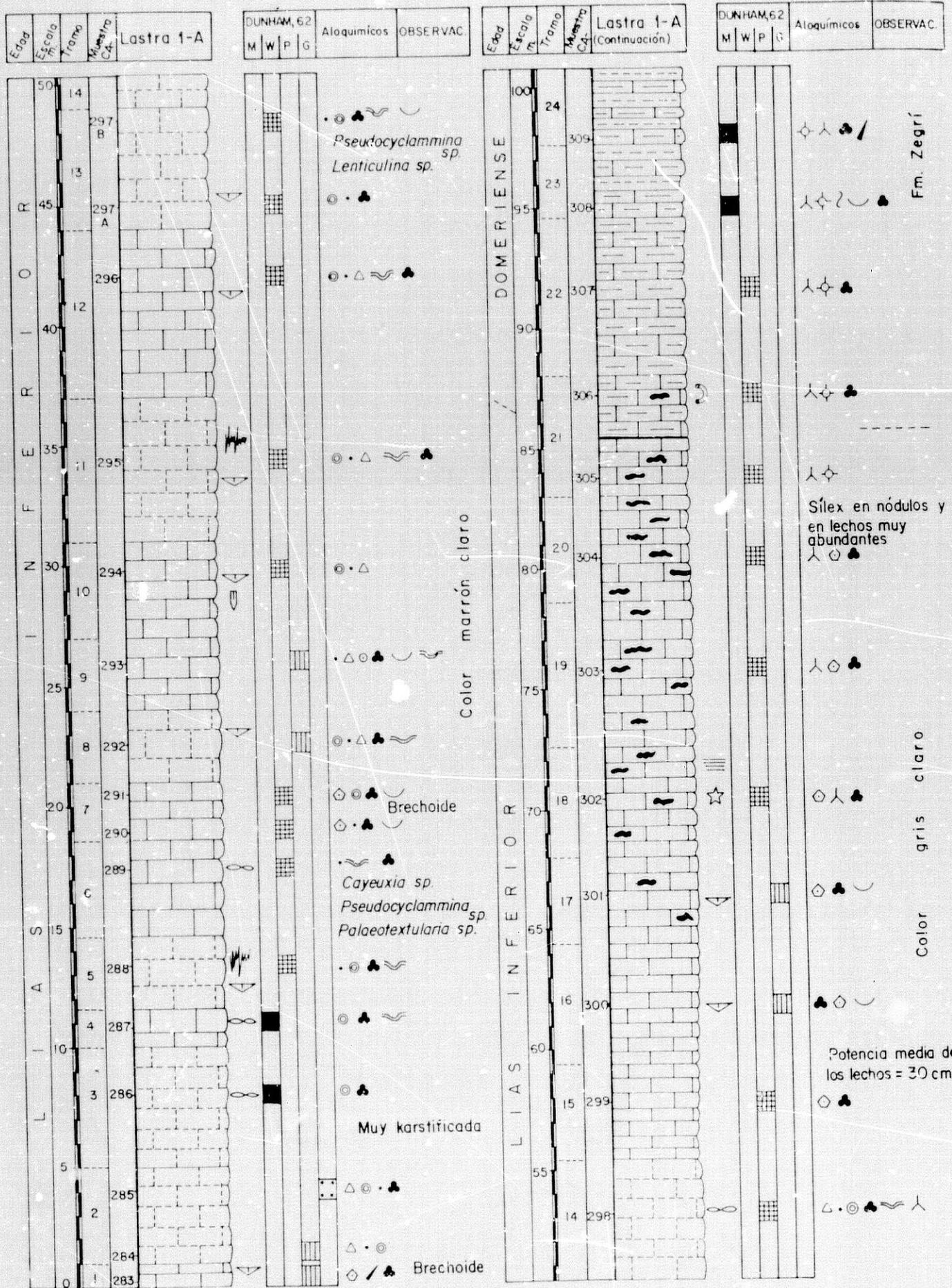


Figura 12

FORMACION GAVILAN — UNIDAD DEL CAMARENA — LANCHARES

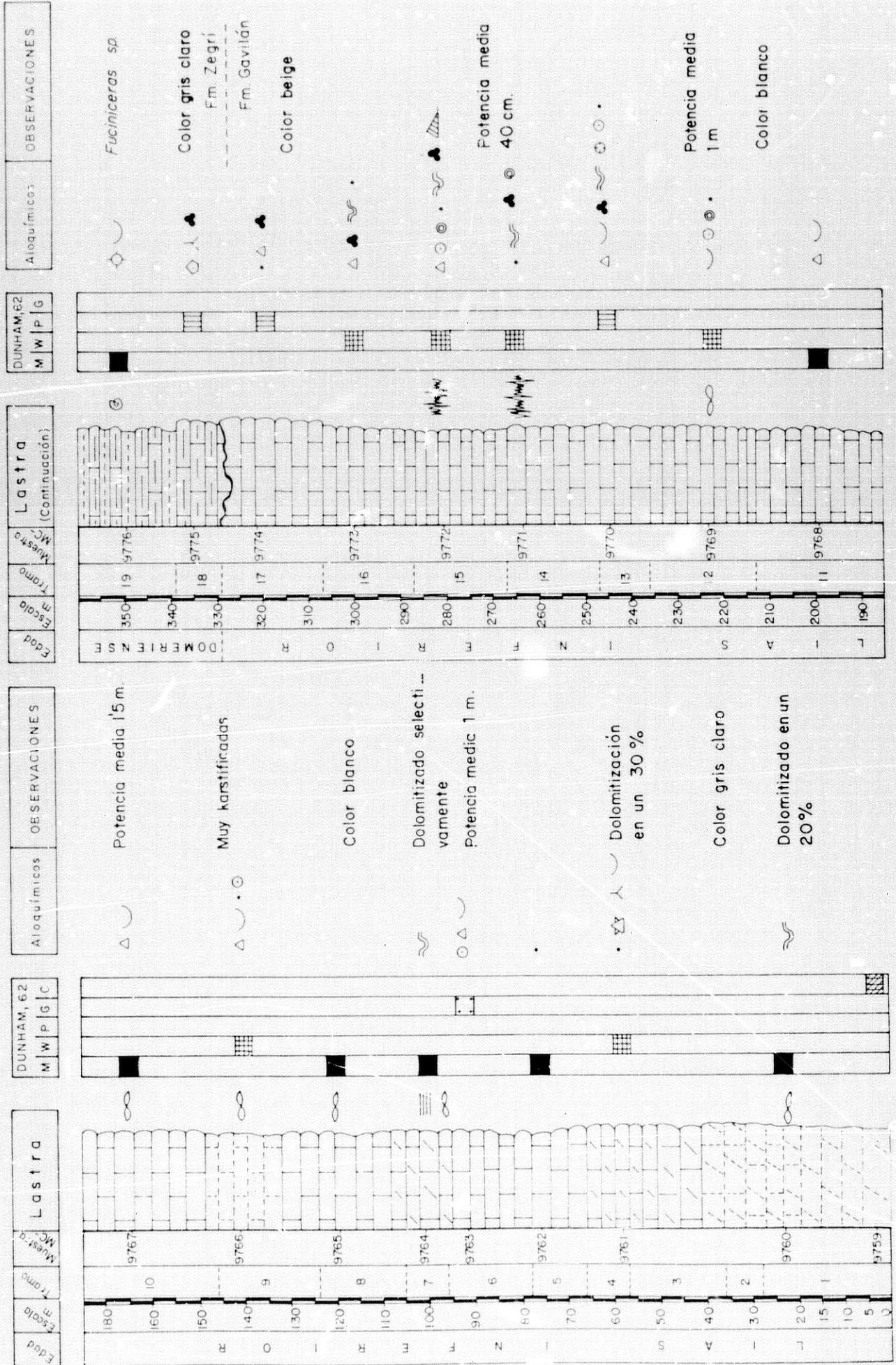


Figura 13

FORMACION GAVILAN — UNIDAD DEL CAMARENA — LANCHARES

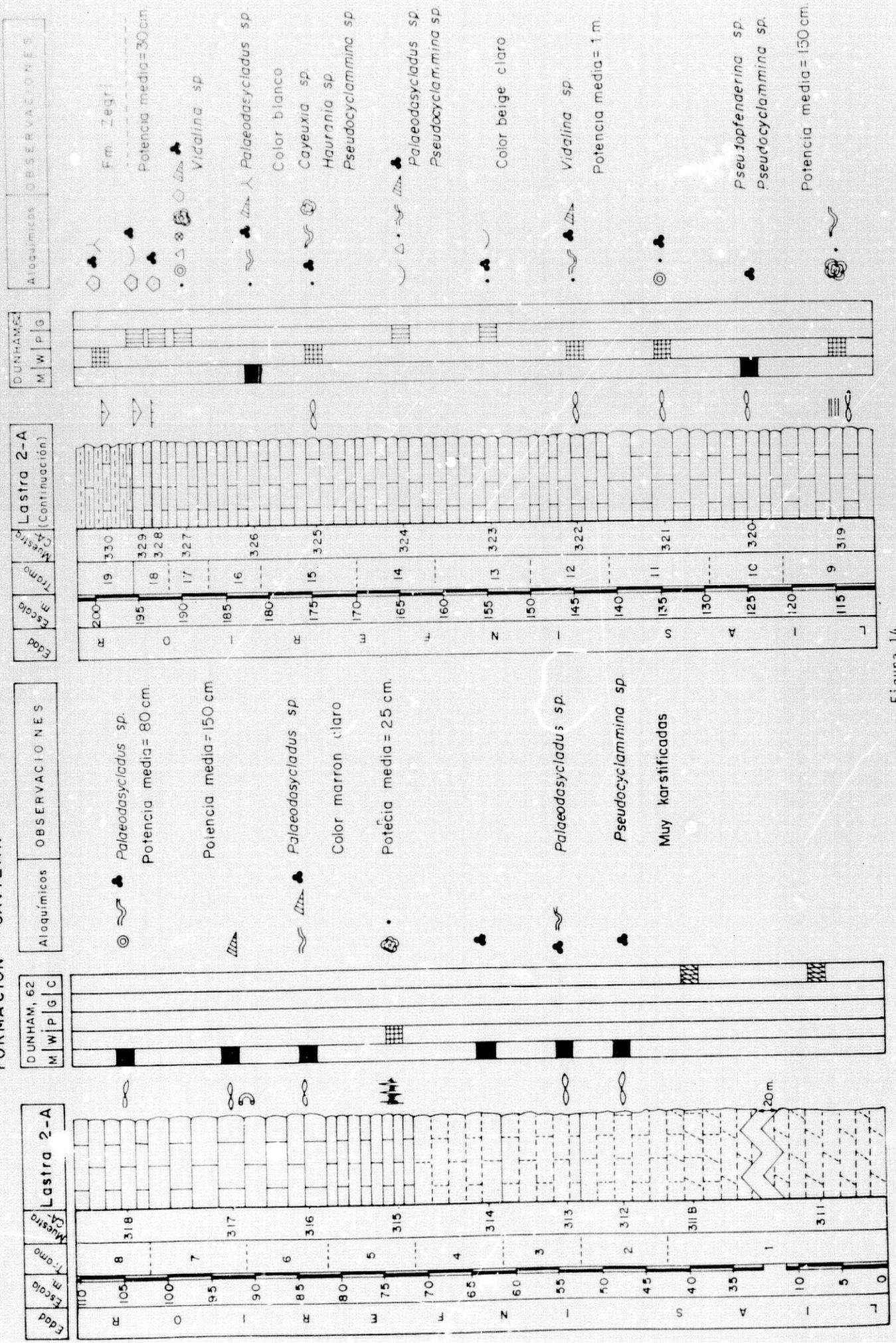


Figura 14

JURASICO DEL PELPITRE - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

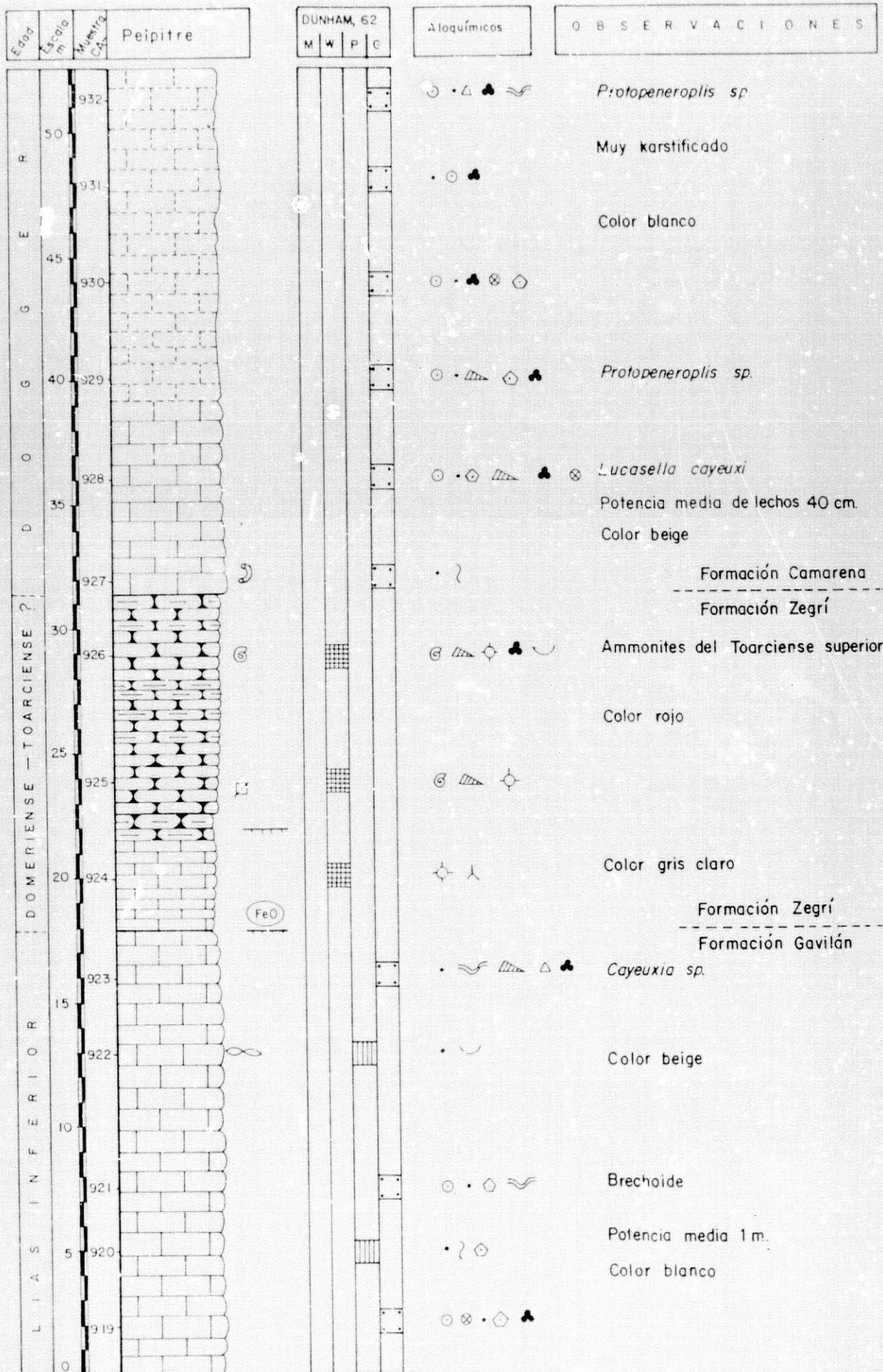
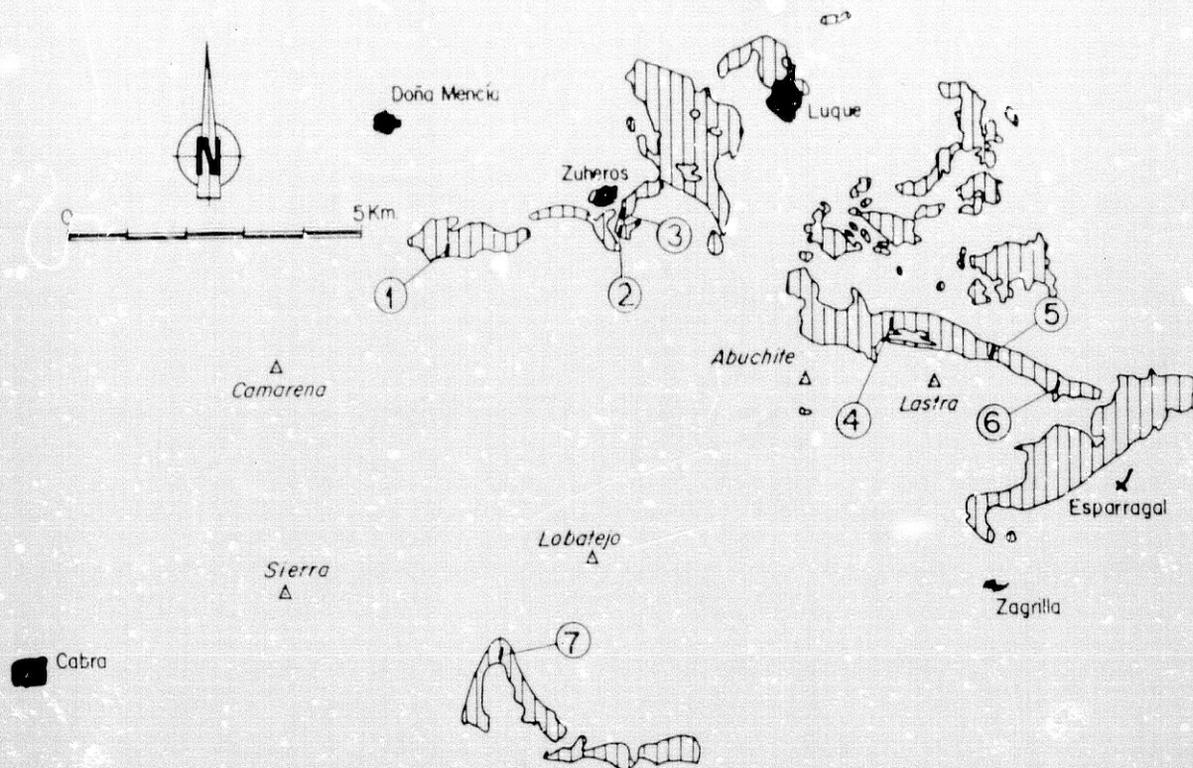


Figura 15



FORMACION GAVILAN (L)-U. CAMARENA-LANCHARES

Figura 16. Situación de las secciones estudiadas en la Formación Gavilán de la Unidad del Camarena-Lanchares.

- | | |
|------------------------------|---------------|
| 1: N Cerro de las Melladas 1 | 5: Lastra |
| 2: Zuheros-1 | 6: Lastra 2-A |
| 3: Zuheros-2 | 7: Pelpitre |
| 4: Lastra 1-A | |

II.2.2.2. Facies y microfacies

Se han diferenciado los siguientes tipos:

1) Carniolas

Aparecen en afloramientos dispersos, de muy poca extensión, en la base de la formación y en contacto con los materiales triásicos. Alcanzan una potencia máxima de cuatro metros, justo al N de la Casilla de la Lastra (2 km al N del Abuchite), aunque los afloramientos son de poca calidad por encontrarse muy cubiertos, de modo que es difícil encontrarlas "in situ", y lo más frecuente es que aparezcan formando bloques en los mismos derrubios.

Tienen composición calizo-dolomítica, color amarillento o gris y se caracterizan por su estructura vacuolar o cavernosa ligada a procesos de meteorización. De acuerdo con la clasificación de LEINE

(1968) se trata de carniolas monomíticas, es decir, originadas a partir de un único tipo de roca. Según la clasificación de RIEDMULLER (1976) son carniolas dolomíticas. Presentan estructura brechoidea, más o menos angulosa, y localmente puede observarse toda una gradación, desde dolomías atravesadas por venas de calcita a estructuras totalmente brechoideas, dedolomitizadas y cementadas por calcita. Se pueden diferenciar claramente a simple vista dos tipos de calcita: a) de sustitución, de color amarillento con aspecto algo "sucio" por la presencia de limonita, arcillas, restos dolomíticos y otras impurezas, y b) calcita rellenando pequeñas fracturillas en forma de venas, de color blanco con cristales de mayor tamaño y con un aspecto más "limpio". El primer tipo sería el resultado de la dedolomitización o sustitución de la dolomía y la segunda consecuencia del relleno simultáneo o posterior de pequeñas fracturas.

La estructura cavernosa típica es consecuencia de la mayor facilidad a meteorizarse de los fragmentos no calcitizados. En algunos casos se observa un paso intermedio entre la dolomía y la carniola, que consiste en un material compuesto de un polvo fino (Dolomitasche, en algunas publicaciones en alemán), de granos dolomíticos, generalmente con forma romboédrica y de muy poca cohesión, entre el armazón calcítico más resistente. Presenta este polvo un color marrón claro o grisáceo. Su análisis por difracción de Rayos-X ha demostrado que su composición es la de una dolomía, que es la roca a partir de la cual se han originado las carniolas, con algunas impurezas (menos del 5%) de calcita y algunas arcillas.

La forma y tamaño de las cavidades y huecos resultantes depende del volumen y disposición de las venas de calcita, que darán como consecuencia un armazón más o menos poligonal, o alveolar, así como de la calcitización de los fragmentos que quedan dentro de este armazón, que puede dar lugar a formas más o menos rugosas e irregulares en las superficies de los septos. Atendiendo a los tipos genético-morfológicos de cavidades en carniolas que distingue WARRAK (1974), en el caso estudiado la mayoría son del tipo parche (patchy), aunque también hay huecos romboédricos. El tamaño de las cavidades es variable, desde microscópico a varios cm de diámetro. Estas rocas presentan como es obvio una gran porosidad.

El armazón resistente que sobresale, fundamentalmente calcítico, muestra en algunos puntos un hábito planar con formas poligonales dadas por la intersección de varios juegos de septos, es la denominada estructura boxwork (LEINE, en FAIRBRIDGE y BOURGEOIS, 1978). La disposición de estos septos normalmente no se puede sistematizar dada su intrincación, aunque a veces sí se han podido establecer juegos de venas de edades diferentes con variaciones de espesor y cristalinidad. Presentan un color blanco o amarillento, con un espesor de varios mm. En algunos hay rellenos de pequeños cristales aciculares de calcita, perpendiculares a los

bordes del septo, y son frecuentes los rellenos drusiformes con grandes cristales de calcita idiomorfa. Otras veces el armazón resistente presenta una textura vesicular dando lugar a que las cavidades tengan una forma más o menos redondeada. Lo más frecuente es una combinación entre estructura boxwork y vesicular.

Al observar la transición de carníolas a dolomías, las venas calcíticas de aquellas se continúan en las dolomías apareciendo dolomías con textura y/o estructura en venas. El aspecto carníolar impuesto por la meteorización es en definitiva el indicador de la transición a la roca originaria (dolomías).

2) Dolomías y calizas dolomíticas

De color gris oscuro en superficie y gris claro o beige claro en corte fresco, presentan un aspecto masivo, sin que sea observable la estratificación; son pulverulentas cuando están alteradas. Al microscopio presentan un tamaño de grano desde microcristalino hasta 0,4 mm. Frecuentemente son muy porosas y en numerosas secciones aparecen venas de calcita que indicarían una calcitización tardía. En la mayoría de los casos es imposible reconocer la textura de la caliza original pero en algunas muestras pueden observarse fantasmas de aloquímicos (bioclastos, intraclastos, ooides y peloides). El estudio de estas muestras y de otras procedentes de la zona del contacto calizas-dolomías, incipientemente dolomitizadas, indica que la dolomitización afecta indiferentemente a distintos tipos de calizas de modo que parece no existir ningún tipo de control estratigráfico.

Por otro lado puede observarse al microscopio que las facies oolíticas presentan oolitos e intraclastos deformados por compactación y cementados antes de la dolomitización. Además existen calizas con nódulos de sílex, diagenéticos como veremos en el apartado 11.2.2.4, que aparecen reemplazados por dolomita lo que indicaría también que la dolomitización es un proceso diagenético más tardío.

Al E de la Sierra de la Lastra (S del Cortijo del Barranco) se ha observado hacia el techo de las dolomías un bandeado de lechos oscuros y claros, con un espesor en cada banda del orden del mm al cm. Estas dolomías cebradas o "franciscanas" presentan en total hasta 2 m de espesor, no tienen gran extensión lateral y localmente se encuentran deformadas con pequeños pliegues y fracturas. Son "franciscanas" de dos bandas (DELGADO, 1978) en las que los lechos de color gris son de naturaleza dolomicrocristalina y los lechos claros están constituidos por una dolomía cristalina blanca.

En el contacto entre las calizas y dolomías aparecen calizas dolomitizadas en mayor o menor grado, de color gris claro y con un moteado característico de "manchas" más oscuras que corresponden a las partes dolomíticas. Aparecen dispersos, cristales idiomorfos de dolomita con una longitud media de 0,1 mm y hasta 0,4 mm de

longitud máxima y en algunos puntos de las partes micríticas pueden verse también agrupaciones de romboedros, mientras que los bioclastos y otros aloquímicos no los presentan. Se han observado también alternancias finas de escala milimétrica de lechos calcícticos y dolomíticos que corresponden a una laminación de mallas de algas dolomitizada selectivamente.

3) Mudstone con textura fenestral

Equivalente a la dismicrita de FOLK (1959) o a las calizas con birdseyes de muchos autores. Generalmente aparecen inmediatamente encima de las dolomías, aunque localmente se encuentran en el seno de éstas, próximas al contacto, "bolsones" de mudstone con textura fenestral, nada o ligeramente dolomitizadas. Del mismo modo estas facies aparecen próximas al contacto dolomitizadas en mayor o menor grado. Son calizas de color blanco o beige claro que al microscopio presentan peloides, oncolitos e intraclastos de bordes redondeados, en porcentajes siempre inferiores al 10%. En cuanto a los microfósiles he encontrado algas (Palaeodasycladus mediterraneus PIA, Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI), foraminíferos (Pseudocyclarmina betica, GONZALEZ-DONOSO, Palaeotextularia sp., Lenticulina sp., Pseudopfenderina sp., Miliolidae) además de algunos pequeños gasterópodos y bioclastos.

La característica fundamental es la existencia de textura fenestral muy bien desarrollada, con huecos rellenos de cemento esparítico y localmente con sedimento interno geopetal (micrita, microesparita o pequeños peloides).

Pueden diferenciarse en estas facies los siguientes tipos de ventanas (de acuerdo con FLUGEL, 1982, p. 218):

Birdseyes de forma irregular y pequeño tamaño (hasta 4 mm de diámetro máximo), presentan dos tipos de cemento esparítico: a) cemento fibroso de color ligeramente amarillento, con forma de empalizada, originado por crecimiento desde las paredes hacia el espacio hueco; y b) cemento granular de esparita incolora en el interior de la cavidad. Los birdseyes se encuentran distribuidos en general irregularmente, aunque en ciertos puntos se observa una disposición laminar paralela a la estratificación.

Los stromatactis son menos abundantes, presentan sedimento interno geopetal de color amarillento en la base y esparita en la parte superior. El fondo de la cavidad es horizontal o casi plano y la parte superior irregular. Son de mayor tamaño que los birdseyes (hasta 2 cm) y muestran una disposición planar paralela a la estratificación.

Existen además pequeñas fracturillas más o menos discontinuas e irregulares rellenas únicamente con cemento esparítico que corresponden probablemente a grietas de retracción (prism cracks y

sheet cracks de FISCHER, 1964, p. 144). Algunas fenestras de forma circular y elipsoidal y con relleno geopetal de pellets pueden corresponder a burrows, o huellas de raíces.

En muchos puntos la micrita presenta un aspecto grumoso (structure grumeleuse o clotted structure, en BATHURST, 1975, p. 511) de modo que se dispone en elementos subredondeados rodeados por cristales de microesparita o esparita. Los "grumos" presentan un tamaño entre 30-140 μ y puede observarse un cambio lateral de estas zonas con micrita grumosa por un lado a micrita, y por otro lado a pelesparita, cuando disminuye o aumenta respectivamente la proporción de microesparita.

4) Packstone de pisoides

Intercaladas en la facies descrita anteriormente, especialmente hacia su parte alta, aparecen packstone de pisoides y peloides. Son calizas de color beige fácilmente reconocibles a simple vista por su textura pisolítica muy bien desarrollada.

Los pisoides presentan forma esférica u ovoidal y hasta 1 cm de diámetro máximo, con 6 mm como media. El núcleo está compuesto por fragmentos de pisoides o intraclastos micríticos. Abundan los pisoides compuestos, con núcleo formado por varios pisoides pequeños. La envoltura presenta una alternancia de finas láminas de color amarillo claro y marrón de microesparita y micrita, sin espesor uniforme ya que suelen ser más delgadas en los vértices de los núcleos. El número de láminas de la envoltura es generalmente mayor de 10, aunque en muchos casos es difícil de precisar.

Los peloides tienen forma redondeada pero con contornos irregulares, presentan un tamaño de hasta 0,15 mm, a veces destacan en una matriz micrítica de aspecto grumoso. Carecen individualmente, de algún tipo de textura u ordenamiento interno.

Estos aloquímicos se encuentran rodeados por un borde de cemento microesparítico de color gris con impurezas, mientras que el resto de los huecos está ocupado por cemento de calcita granular, observándose también buenos ejemplos de cemento en menisco (DUNHAM, 1971) entre partículas.

En algunos puntos es muy intensa la brechificación, con fracturas penecontemporáneas de la sedimentación generadas en varias fases. Así es frecuente que los pisoides aparezcan rotos y revestidos lo que indicaría que alternaron episodios de fracturación con etapas de crecimiento del pósito.

Muy característica es la existencia en algunos puntos de granoselección inversa bien desarrollada en los pisoides y peloides, relleno de pequeñas "bolsadas" de hasta 1 cm de anchura y varios mm de profundidad sobre un sustrato micrítico. En algunos lechos se han observado secuencias que vienen dadas por una

gradación hacia arriba en la que se pasa de una zona de pisolitos con gradación inversa (división A) a otra con pisolitos fragmentados y rotos e intraclastos de pisolitos (división B) de modo que parece que la mayor parte de esta división B se hubiera depositado como clásticos; incluso localmente puede observarse como la base de esta división es ligeramente erosiva. Sobre ella y de forma gradual se sitúa una división C de micrita (wackestone) con textura fenestral bien desarrollada (Fig. 17). A veces sólo aparecen las divisiones A y B. Hay puntos también en que la granoselección inversa de la división A no es muy clara.

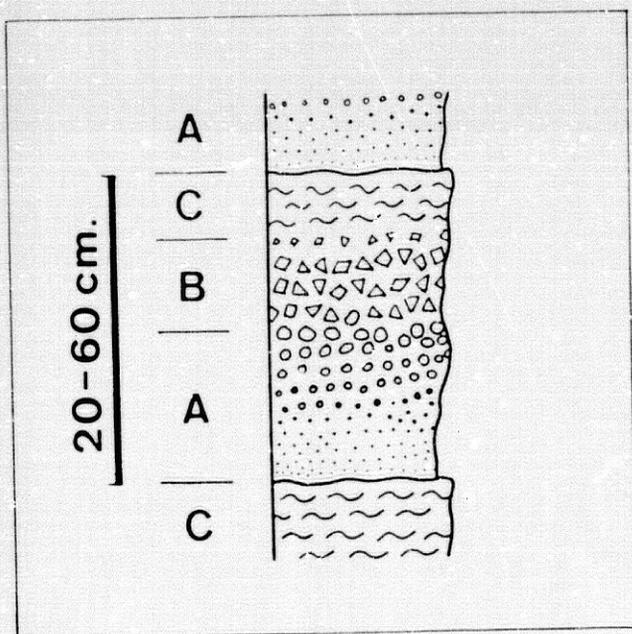


Figura 17. Secuencias observadas en la facies packstone de pisoides de la Formación Gavilón (ver descripción en el texto).

5) Grainstone y packstone de peloides, ooides, oncoides, intraclastos y bioclastos

Son calizas de color blanco o beige claro que se encuentran en relación lateral y vertical con las facies de mudstone con estructura fenestral. Describiré a continuación brevemente los distintos aloquímicos que las componen.

En función de sus características y probable génesis he diferenciado los siguientes tipos de peloides:

a) Pellets. Presentan forma alargada, oval o elíptica, de tamaño bastante homogéneo, con un diámetro máximo que oscila alrededor de 0,1 mm. En algunos puntos se encuentran formando

racimos y frecuentemente como relleno geopetal en burrows, así como dispersos entre los restantes aloquímicos en zonas con abundantes fósiles y bioturbación. Algunos presentan estructura interna en forma de pequeñas perforaciones o laminillas de color más claro. En función de estas características se interpretan como pellets es decir peloides de origen fecal producidos por distintos animales marinos.

b) Otros peloides: - Asociados con intraclastos, de los que en la mayoría de los casos es imposible diferenciarlos salvo por el tamaño, se han observado pseudopeloides o pequeños intraclastos según FAHRAEUS et al. (1974, p. 27). Presentan un diámetro máximo de 0,2 mm y medio de 0,1 mm.

- En relación con oncoides y bioclastos de algas calcáreas se encontrado peloides algales (WOLF, 1965) que presentan formas irregulares y tamaños heterogéneos entre 0,05 y 0,15 mm. Pueden haberse originado como revestimientos finos de carbonato alrededor de algas o como productos de descomposición de éstas.

- Por último, otro tipo de peloides observados son los clasificados como bahamitas (BEALES, 1958), que aparecen asociados con bioclastos con los bordes micritizados (micrite envelopes de BATHURST, 1966, o cortoids de FLUGEL, 1982). Se habrían originado a partir de la micritización progresiva de bioclastos u ooides por algas, hongos u otros organismos perforantes. Cuando la micritización es total se desarrollan estas partículas micríticas redondeadas que carecen de estructura interna. Su tamaño dependerá del que tenga el material de origen fundamentalmente, por lo que es muy variable.

En la mayoría de los casos sin embargo es muy difícil diferenciar los distintos tipos y asignar a cada peloide una génesis concreta en función únicamente de sus características individuales.

Los ooides presentan un diámetro medio de 0,6 mm, el diámetro máximo observado es de 1 mm, y lo más frecuente es que tengan diámetros entre 0,4 y 0,8 mm. Hay dos tipos de ooides:

a) normales con más de dos láminas concéntricas alrededor del núcleo, con textura tangencial;

b) micríticos, con láminas criptocristalinas oscuras, sin orientación preferente de los cristales constituyentes, que parecen corresponder a ooides normales micritizados.

El núcleo en ambos tipos de ooides puede ser un peloide o un grano esquelético (foraminífero, pequeño gasterópodo, bioclasto). En algunos puntos se encuentran deformados de modo que las láminas externas de los ooides están descascarilladas y separadas del núcleo, fenómeno que debió ocurrir durante la compactación; estas texturas de deformación corresponden a formas del grupo 3 de CAROZZI (1961, p. 272) de ooides distorsionados (distorted ooids)

en las que porciones de anillos concéntricos están rotos y aislados en el cemento. También se observan fenómenos de aplastamiento con interpretación de granos por deformación plástica y pequeños contactos de disolución a presión que indican una compactación previa a la cementación.

Los oncoides presentan un diámetro medio de 2 mm, un diámetro máximo de 6 mm, y son de forma elipsoidal o esférica. Se diferencian dos tipos de oncoides:

a) con laminación algal, muy notable, y restos filamentosos de algas cianofíceas atribuibles al género Girvanella. En algunas láminas la micrita presenta un aspecto grumoso e incluye pequeños foraminíferos;

b) micríticos, en los que no se observan estructuras biogénicas nítidas; únicamente aparecen pequeñas vacuolas y cavidades rellenas de esparita o microesparita y pequeñas laminillas de color más oscuro dispuestas concéntricamente.

El núcleo es generalmente un bioclasto con bordes micritizados o un grano de micrita (peloide, pequeño intraclasto); en este último caso no hay un límite neto entre núcleo y envoltura oncoidal. Pertenecen, genéticamente hablando, a los estromatolitos ya que son estructuras biosedimentarias laminadas originadas por algas microscópicas y probablemente bacterias. Corresponden al tipo SS (estromatolitos esferoidales) en la clasificación morfológica de LOGAN et al. (1964). Entre ellos son más frecuentes los del subtipo SS-C, oncoides normales en los que la forma del oncoide corresponde a la forma del núcleo, por acumulación concéntrica, aunque también los hay del tipo SS-R, en el que aparecen estructuras con forma de domo, que indicarían distintas velocidades de crecimiento en la superficie del oncoide. De acuerdo con la clasificación de DAHANAYAKE (1977) basada en el tipo de laminación de los oncolitos, los aquí estudiados pertenecen a los tipos I y III.

Los intraclastos presentan una longitud máxima de hasta 8 mm y por término medio varios mm, con formas elipsoidales, están compuestos por micrita sin ninguna estructura interna, únicamente se observa en ellos localmente la existencia de algunas vacuolas pequeñas rellenas de microesparita, probablemente antiguas burbujas de gas resultado de la descomposición de la materia orgánica.

Los bioclastos (fundamentalmente fragmentos de moluscos, braquiópodos y crinoides) presentan con bastante frecuencia envolturas micríticas (micrite envelopes de BATHURST, 1966 o cortoids de FLUGEL, 1982) ligadas a perforaciones de microorganismos denominados comúnmente endolíticos.

Los microfósiles encontrados en este tipo de facies son los siguientes: algas (Cayeuxia sp., Girvanella sp.), foraminíferos

(Palaeotextularia sp., Pseudopfenderina sp., Vidaiina martana FARINACCI, Pseudocyclamina sp., Trocholina sp.), espículas de equínidos, braquiópodos y algunos fragmentos de crinoides.

Generalmente los aloquímicos se encuentran cementados por dos tipos de esparita: a) cemento en drusa, formado por cristales alargados situados perpendicularmente al borde de los aloquímicos, y b) cemento granular formado por un mosaico de cristales que ha cristalizado posteriormente en los huecos. En algunos puntos falta el cemento de la primera generación y el cemento granular se dispone inmediatamente en contacto con los aloquímicos.

6) Wackestone de espículas de esponjas (Epiculitas)

Son calizas de color amarillento, en algunos puntos con nódulos de sílex de color gris claro. Se sitúan en la parte alta de la formación inmediatamente encima de las facies anteriormente descritas o bien intercalados en las calizas de crinoides del techo de la formación.

Al microscopio aparecen como wackestone de espículas, con peloides, radiolarios, calcíferas, braquiópodos, foraminíferos (Vidaiina martana FARINACCI, Involutina liassica JONES, Palaeotextularia sp., Pseudopfenderina sp., Lenticulina sp.), fragmentos de crinoides y otros bioclastos. La bioturbación en algunos puntos es intensa, se han encontrado burrows y perforaciones de hasta 2,5 mm de diámetro. También existen granos de glauconita dispersos. En cuanto a las espículas, en lámina delgada las más abundantes parecen ser monactinas aunque muchas de estas secciones pueden corresponder a otros tipos de espículas, como lo demuestra la existencia en algunas de ellas de un engrosamiento central del que presumiblemente partirían otras ramas. Otras parecen tetractinas e incluso hexactinas como veremos a continuación. Muchas de ellas presentan extremos aguzados y muestran un canal central característico.

La no conservación de ejemplares completos o restos parciales de las esponjas además de la calcificación del esqueleto silíceo original, que ha borrado la mayoría de las características empleadas para determinaciones genéricas o específicas, hace que sólo sea posible intentar diferenciarlas sistemáticamente a partir de estructuras observables en lámina delgada. En este sentido sólo se ha encontrado en una lámina delgada (muestra CA-514, sección N del Cerro de las Melladas) un trozo de esponja con un área de varios centímetros cuadrados en que se ha conservado parte del esqueleto. En ella puede observarse que las espículas se agrupan formando una red rectangular de dimensiones 0,25x0,17 mm entre los nudos de las espículas. Son espículas de tipo hexactinas que se agrupan dando redes más o menos rígidas paralelepípedicas correspondientes a esponjas de la clase Hexactinellida.

Aunque originalmente silíceas las espículas en la actualidad se encuentran mayoritariamente calcitizadas. Las espículas han constituido la principal fuente de sílice responsable de la silicificación diagenética presente en la parte alta de la formación. Durante la diagénesis se habría producido la transformación de sílice opalina a cristalina, la disolución de las espículas y su reemplazamiento por calcita. La calcitización de las esponjas puede ser explicada por un proceso diagenético temprano durante la sedimentación (ver FLÜGEL y STEIGER, 1981, p. 375).

Algunas espículas y otros bioclastos como crinoides, braquiópodos, radiolarios y calcíferas se encuentran silicificados. Hay dos tipos de cuarzo resultado de esta silicificación:

a) cuarzo microcristalino con pequeños cristales de menos de 35μ de longitud máxima dispuestos sin ninguna ordenación.

b) cuarzo fibroso (calcedonia), se encuentra en forma de esferulitas o rosetas fibroso-radiadas de gran belleza, con un diámetro máximo de 1,2 mm, o como costras fibrosas. En la mayoría de los casos es calcedonia de la variedad calcedonita, con elongación negativa. También se han encontrado en el interior de conchas de braquiópodos esferulitas de calcedonia de las variedades quartzina, de elongación positiva, y además, aunque más raramente en nódulos de menor tamaño y forma elipsoidal, calcedonia de la variedad leucita, de extinción oblicua. Estas dos últimas variedades, quartzina y leucita o length-slow chalcedony no son frecuentes en la naturaleza y de acuerdo con FOLK y PITTMAN (1971) este tipo raro de sílice fibrosa aparece casi exclusivamente en asociación con sulfatos y evaporitas, aunque a menudo los minerales evaporíticos hayan sido totalmente removilizados, y podría considerarse como un criterio adicional para la identificación de evaporitas silicificadas. Este hecho fue corroborado por otros investigadores como SIEDLECKA (1972, 1976), CHOWNS y ELKINS (1974), TUCKER (1976 a,b), MILLIKEN (1979), ARBEY (1980). Sin embargo existen en la bibliografía sobre el tema excepciones a esta regla general de que estas variedades de calcedonia correspondan únicamente a silicificación de evaporitas así SIEDLECKA (1972), JACKA (1974), FOLK (1975), HATFIELD (1975), MEYERS (1977), SCHMITT y BOYD (1981), KEENE (1983) y ELORZA y ORUE-ETXEBARRIA (1985) citan la existencia de quartzina y leucita originadas como resultado del reemplazamiento de fósiles calcíticos, especialmente con alto contenido en Mg, o aragoníticos, o bien como resultado del relleno de huecos, sin estar en relación con ambientes evaporíticos. La quartzina y leucita aquí descrita pertenecería también a este grupo y claramente no está relacionada con ambientes evaporíticos

7) Packstone y grainstone de crinoides (Calizas de crinoides)

Se encuentran situadas en la parte alta de la formación. Son calizas de color gris claro en corte fresco y amarillento en superficie, con sílex de color blanco en nódulos y en lechos. Al

microscopio se observa que se trata de una packstone o grainstone constituida fundamentalmente por fragmentos de crinoides y otras partículas menos abundantes como peloides, intraclastos, foraminíferos (Involutina liassica JONES, Lenticulina sp., Palaeotextularia sp., Dentalina sp.), ostrácodos y bioclastos (principalmente fragmentos braquiópodos, espículas de esponjas y espinas de equínidos). La micrita en los tipos packstone presenta localmente textura grumosa.

Los crinoides tienen un diámetro medio de 1,5 mm y máximo de hasta 4 mm. En algunos puntos se ven fragmentos de tallos con varios artejos unidos pero lo normal es que se trate de fragmentos individuales de artejos y placas de crinoides, por regla general con sus bordes intensamente micritizados y con perforaciones. Presentan cemento de borde sintaxial. El mosaico de cristales resultante tiene límites intergranulares planos. En algunos puntos aparecen birdseyes y grietas de retracción. La bioturbación es muy importante; pueden verse burrows con rellenos geopetales de pellets y el techo de algunos niveles presenta un aspecto incipientemente noduloso como resultado de esta bioturbación. Existe localmente laminación paralela milimétrica dada por la alternancia de niveles de grainstone, con más crinoides, y otros niveles de packstone con menos bioclastos.

Se ha observado también laminación cruzada de tipo herring-bone, estratificación cruzada de gran escala asociada a formas sand-wave, y estratificación lenticular. Hay estilolitos de escala métrica paralelos a la superficie de estratificación, así como pequeños estilolitos afectando tanto a los contactos entre aloquímicos como al cemento.

Existen manchas de óxidos de hierro en pequeñas fracturas en niveles que a techo presentan hardgrounds incipientes. En relación con estos hardgrounds se han observado granos de tamaño arena de color verde probablemente glauconíticos.

Al microscopio en algunos puntos se han encontrado pequeños cristales idiomorfos de dolomita de 0,04-1 mm de longitud que aparecen dispersos entre los bioclastos en una proporción de menos del 1% del volumen total de la roca. Estos pequeños cristales pueden haberse originado por exsolución a partir de la calcita magnesiana de los crinoides, fenómeno descrito por primera vez por LAND (1967).

11.2.2.3. Edad de la formación

En el techo de esta formación en las secciones de Zuheros 1 y 2 (figs. 10 y 11), N del Cerro de las Melladas (fig. 9) y la Lastra (fig. 13) he encontrado inmediatamente encima de las calizas de crinoides ammonites (Fucinieras isseli FUCCINI, Protogrammo-

ceras celebratum FUCINI y otros Fuciniceras sp.), belemnites, braquiópodos (Rynchonellidae, Zeilleriidae) y crinoides (Pentacrinus sp.). A partir de los ammonites encontrados podemos situar el techo de las calizas de crinoides, y de esta formación por tanto, en el Domeriense inferior concretamente en la biozona Lavinianum, subzona Portisi, de acuerdo con la biozonación propuesta por BRAGA (1983) para el Domeriense de las Cordilleras Béticas.

La lista de microfauna encontrada es bastante extensa:

A) Algas: cianofíceas (Girvanella sp.), codiáceas (Cayeuxia sp.), dasycladáceas (Palaeodasycladus mediterraneus PIA) y rodofíceas (Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI).

B) Foraminíferos: Textulariidae (Palaeotextularia sp.); Pfenderinidae (Pseudopfenderina, sp.), Fischerinidae (Vidalina martana FARINACCI, Meandrospira sp.), Nodosariidae (Lenticulina sp., Dentalina sp.), Involutinidae (Involutina liassica JONES), Ataxophragmiidae (Valvulina sp.), Lituolidae (Pseudocyclammina betica GONZÁLEZ-DONOSO et al., Haurania sp.), Miliolidae.

C) Otros: Gasterópodos, "filamentos", espículas de esponjas, radiolarios, calcisferas, bioclastos de crinoides y braquiópodos.

De todos los organismos mencionados se ha dado valor bioestratigráfico especialmente a Palaeodasycladus mediterraneus PIA y a Vidalina martana FARINACCI, aunque ninguno de los microorganismos citados permiten reconocer o correlacionar con precisión el Lías inferior en la Zona Subbética (ver BRAGA et al., 1981).

El muro de esta formación no ha podido ser datado paleontológicamente al no haberse encontrado ningún resto fósil determinable, ya que la dolomitización generalmente, y la milonitización localmente, han destruido los posibles restos fósiles. Litoestratigráficamente existe un cambio brusco entre las secuencias del Trías de facies Keuper y el conocido generalmente como "infralías" formado por carniolas y dolomías. De acuerdo con la similitud de facies con otras áreas equivalentes paleogeográficamente, estas dolomías y carniolas basales se han asimilado al Hettangiense aunque no existen datos paleontológicos que certifiquen esta determinación.

Otros datos paleontológicos de interés acerca de esta formación son los aportados por FELGUERCSO y COMA (1964, p. 129-131) que citan la existencia de Crinoides y Rinchonellas y de BUSNARDO (1979, p. 74) que encuentra Tropidoceras sp. así como distintos Rynchonellidae y Zeilleriidae.

En definitiva puede establecerse la edad de esta formación entre el Hettangiense y el Domeriense inferior.

11.2.2.4. Consideraciones genéticas

1) Carniolas y dolomías (Facies tipo 1 y 2)

Sobre el origen de las carniolas se han dado numerosas teorías (ver LEINE 1968, p. 56-69; LEINE, 1971):

- a) Brechas residuales formadas por la disolución del yeso y otras sales;
- b) Brechas sedimentarias, más o menos tectonizadas posteriormente;
- c) Formación por colapso o por incrementos volumétricos, como resultado de la disolución de yeso o de la conversión de anhidrita a yeso respectivamente.
- d) Otros autores consideran que son auténticas brechas tectónicas.

En el caso concreto de las carniolas estudiadas, como ya he comentado, se pueden observar todas las transiciones desde las dolomías con estructura cavernosa a dolomías atravesadas por venas de calcita. Existió sin duda fracturación en varias fases, ligadas al despegue entre los materiales triásicos de facies Keuper y la formación calizo-dolomítica suprayacente, en relación con la superficie de corrimiento. En esta fracturación ha podido jugar un papel importante el mecanismo de la fracturación hidráulica (MASSON, 1972; WARRAK, 1974). Posteriormente a esta fracturación se produjo el relleno de las fracturas por calcita; en algún punto se pueden establecer varias etapas en este relleno de las venas por calcita, pero lo normal es que resulte imposible sistematizar la posición y edad relativa de estos juegos de venas, que cuando son más o menos planos, se cruzan dando formas poligonales, resultando la llamada estructura boxwork. Además de la calcitización en la matriz y huecos de las brechas obtenidas a partir de la fracturación, los mismos fragmentos pueden sufrir también calcitización, más o menos intensa de un modo centrípeto. Esta calcitización se produciría probablemente por la acción de aguas ricas en sulfato cálcico procedentes de la lixiviación de las evaporitas (yesos) del Trías de facies Keuper.

Por último la configuración actual característica de la carniola, es decir, su aspecto cavernoso y oqueroso vendría dado fundamentalmente por la meteorización diferencial, principalmente de la fracción dolomítica más fácilmente soluble que el cemento calizo. Debido a la meteorización parcial de los fragmentos de dolomía, entre los septos de calcita, se puede originar una dolomía pulverulenta o arena dolomítica (Dolomitasche) cuya composición es, aproximadamente, la de la roca originaria de estas carniolas monomíticas. En la meteorización han debido jugar un papel importante las diferencias en textura de la roca y el contenido en CO_2 del agua, además de las cavidades no rellenas completamente por cemento calcítico por las cuales habrán circulado las disoluciones.

Por otro lado y de acuerdo con los datos expuestos en la descripción de facies y microfacies la dolomitización habría tenido lugar cuando los sedimentos calizos originales habían sufrido ya diagénesis y compactación, por lo que no se trata de una dolomitización diagenética temprana (singenética) sino de una dolomitización diagenética tardía.

Según MARTIN (1980) el aporte inicial del magnesio se realizaría a través de las grandes fallas de zócalo que delimitaban los distintos dominios de la Zona Subbética. Los fluidos dolomitizantes se extendieron también lateralmente sobre el nivel de base impermeable constituido por el contacto Trías-Lías. El origen del magnesio es desconocido aunque el autor citado indica una doble posibilidad:

a) ligado a manifestaciones de tipo hidrotermal en relación con un volcanismo básico profundo; las manifestaciones volcánicas y subvolcánicas básicas son frecuentes en la serie jurásica de la Zona Subbética;

b) que proceda de los materiales del Trías de facies Keuper infrayacentes (arcillas, aguas intersticiales, etc.) de modo que el magnesio fuese movilizado en la diagénesis y escapara hacia arriba a la vez que la fracturación de la plataforma carbonatada, al comienzo del Lías medio, dolomitizando los materiales calizos suprayacentes.

Otro tema interesante en relación con la dolomitización es el origen de la dolomía cebrada o "franciscana" descrita anteriormente sobre el cual se han propuesto distintas hipótesis (ver discusión en DELGADO, 1978 y MARTIN, 1980, p. 90-96). Quizás la teoría más acorde con las observaciones efectuadas en esta zona sea la de DELGADO (1978) que considera que la estructura cebrada fue adquirida por el sedimento dolomitizado penecontemporáneamente, en una etapa singenética o diagenética precoz, correspondiendo los rellenos dolomíticos de las bandas claras a rellenos de huecos de tipo "fenestral", originados por desecación o escape de gases, al descomponerse la materia orgánica contenida en los sedimentos. Ambos procesos, dolomitización del sedimento original y relleno de poros tuvieron lugar simultáneamente.

2) Facies tipo 3 (Mudstone con textura fenestral).

Este tipo de facies presenta como característica esencial la presencia de textura fenestral que puede haberse originado de distintas formas (ver recopilación en FLUGEL, 1982, p. 220-221). En el caso que nos ocupa considero que las hipótesis más probables son las siguientes: 1) Huecos de retracción (shrinkage pores) formados por desecación en zonas mareales; 2) Interespacios huecos dentro de mallas de algas; 3) Burbujas de gas procedentes de descomposición de materia orgánica; 4) Bioturbación (burrows); 5) Inclusiones de aire durante la exposición subaérea y reinundación

posterior en zonas de mareas; 6) Recristalización selectiva diagenética tardía, ej. algas recristalizadas; 7) Compactación diferencial durante la deshidratación de carbonatos, es decir estructuras de escape de agua; 8) Disolución subaérea, formación de espacios huecos y relleno con limo vadoso; 9) Relleno de cemento (y sedimento) de un sistema de cavidades que se desarrollan entre costras cementadas sobre un fango carbonatado en el fondo submarino; y 10) Disolución a presión.

El relleno geopetal en la base de algunas cavidades generalmente microesparítico, de acuerdo con BATHURST (1975, p. 515) se habría depositado mecánicamente, probablemente a partir de la precipitación química de pequeños cristales de carbonato en suspensión. La micrita grumosa se podría haber formado bien por recristalización de la matriz micrítica con la formación de cristales de calcita, o bien por unión durante la compactación de distintas partículas micríticas.

La presencia de burrows abiertos (PURSER, 1975, p. 341) puede haber sido facilitada por el secado del fango carbonatado por encima del nivel freático como sucede en muchas llanuras mareales actuales. Momentos de emersión vienen indicados también por la existencia de grietas de retracción.

Hay acuerdo general entre los distintos autores en que los birdseyes se originan predominantemente en ambientes intermareal y supramareal y que los stromatactis lo hacen en ambiente intermareal y submareal somero.

En definitiva creo que los sedimentos pertenecientes a esta facies se deben de haber originado sobre una plataforma carbonatada en un ambiente de llanura de mareas fangoso de baja energía con poca acción de las olas y probablemente poca variación entre el nivel de la marea alta y baja. No se han observado sedimentos algales laminares muy típicos de la zona intermareal, pero los birdseyes pueden ser debidos fundamentalmente a la existencia de antiguas mallas de algas. La falta de laminaciones también puede deberse en buena parte a la homogenización del sedimento por organismos bioturbadores. No se han encontrado minerales evaporíticos ni pseudomorfos de éstos, que están presentes en las llanuras de mareas con climas áridos (Golfo Pérsico, por ejemplo), lo que indicaría probablemente que el clima existente era subtropical húmedo. Esto sería congruente también con la paleolatitud de aproximadamente 25°N admitida para el Lías inferior subbético (ver por ejemplo DERCOURT et al., 1986).

3) Facies tipo 4 (Packstone de pisolitos)

Los pisolitos presentes en este tipo de facies reúnen las características de los pisolitos vadosos (ESTEBAN, 1976), pisolitos vadosos marinos concrecionarios (ASSERETO y KENDALL, 1977) y/o de los vadoides (PERYT, 1983), originados en un ambiente marino vadoso.

La brechificación que presentan en algunos puntos puede explicarse como resultado de fracturación por desecación y ligero transporte (ADELEYE, 1975), o bien como consecuencia de la compresión de la roca pisolítica debido a la fuerza de recristalización de carbonatos u otras sales en los espacios capilares entre granos (ASSERETO y KENDALL, 1977). Las secuencias ABC descritas en el apartado de facies coinciden en buena parte con la secuencia walnutite de PRAY y ESTEBAN (1977) en el Pérmico de las montañas Guadalupe (Nuevo México y Texas). Esta es interpretada por estos autores como una secuencia de somerización hacia el techo (shallowing upward), posiblemente ligada a una subsidencia episódica de la plataforma que hundió anteriores llanuras intermareales (división C). Los pisolitos se desarrollarían a partir de la precipitación intensa de carbonato en aguas hipersalinas muy someras, en un ambiente de submareal somero a supramareal, y con una diferencia pequeña (menos de 1m) entre el nivel de las mareas alta y baja. Así pues para estos autores la génesis de estos pisolitos sería distinta de la que había propuesto anteriormente DUNHAM (1969), según el cual los pisolitos se habrían originado en un suelo (caliche) pérmico, formado a partir de sedimento marino primario sometido a diagénesis vadosa durante etapas de descenso episódico del nivel del mar.

Un problema interesante es el del origen de la granoselección inversa presente en los pisolitos. Esta granoselección ha sido reconocida por distintos autores en facies similares (ver por ej. DUNHAM, 1969; ESTEBAN, 1976; ASSERETO y KENDALL, 1977). ESTEBAN y PRAY (1983, p. 526-528) describen también gradación inversa en los pisolitos del Pérmico de las montañas de Guadalupe (U.S.A.) y consideran su origen enigmático, ya que aunque la granoselección inversa se conoce en algunos caliches, bauxitas y cave pearls, son muy escasas las citas bibliográficas referidas a ambientes marinos someros como el que ellos describen. Estos autores (pág. 528) consideran que esta granoselección podría haberse originado por la "precipitación acrecionaria in-situ en un conjunto de granos sueltos", de este modo se produciría una gradación inversa primaria que se acentuaría con alguna agitación de los pisolitos sueltos, génesis muy parecida a la de los cave pearls pero en el fondo marino abierto.

En definitiva las facies descritas parecen haberse originado en un ambiente entre submareal somero a supramareal a partir de la precipitación abundante de carbonato en aguas hipersalinas. En algunos casos aparecen como parte de pequeñas secuencias sedimentarias de somerización.

4) Tipo de Facies 5 (Grainstone-Packstone de peloides y otros aloquímicos).

Comentaré algunos aspectos acerca de la génesis de cada uno de sus componentes para establecer finalmente el medio de depósito del conjunto de materiales que constituyen esta facies.

Los pellets que son el principal componente de estas facies son producidos en casi todos los ambientes, a menudo en grandes cantidades por distintos organismos (braquiópodos, crustáceos, gasterópodos, anelinos, pelecípodos, gusanos, ostrácodos, equinodermos, peces, ...), especialmente por organismos que se alimentan de sedimentos de grano fino. Sin embargo son preservados sólo en ambientes especiales, ya que los pellets generalmente son muy deleznable y se descomponen fácilmente (GINSBURG, 1957). Su preservación dentro de un sedimento requiere generalmente litificación intragranular de los pellets individuales. (MILLIMAN, 1974, p. 38). El primer paso en este proceso ocurre durante la deshidratación dentro del aparato digestivo del organismo que arroja el excremento. Inmediatamente después del depósito, los pellets deben endurecerse o son sometidos a rápida descomposición. PURDY (1963) sugirió que la litificación intragranular está relacionada con la descomposición por bacterias del mucus orgánico dentro de los pellets. También indicó que la composición específica del mucus puede ser crítica en la litificación. Esto podría explicar porqué son preservados sólo los pellets de ciertos animales. Esta litificación según MILLIMAN (1974, p. 41) aparece en aguas someras suficientemente sobresaturadas en carbonato cálcico y en un ambiente de baja energía. Así los pellets son un componente sedimentario dominante en las zonas submareal e intermareal inferior cerca de líneas de costas de baja energía (SHINN et al., 1969). En el mar profundo los pellets son comunes pero raramente se preservan (MILLIMAN, 1974, p. 38). Por ejemplo, los pellets forman un componente sedimentario importante en las partes interiores de los bancos de las Bahamas, así PURDY (1963) ha estimado que los pellets constituyen aproximadamente el 30% del sedimento y el 75% de la fracción arena en algunos sectores al W de la isla Andros. Por contraste, los pellets son raramente abundantes en ambientes sedimentarios de mayor energía.

Los oncolitos se originan por el atrapamiento y aglutinamiento de partículas finas de sedimento detrítico en una película de filamentos algales. De acuerdo con PERYT (1977) los oncolitos parecen representar una adaptación ecológica y morfológica de organismos encostrantes a fondos blandos y/o ambientes de baja energía, mientras que los restantes o verdaderos estromatolitos están asociados generalmente con hardgrounds y/o ambientes de relativamente alta energía. Aunque se han descrito oncoides en ambientes lacustre, fluvial y marino, los oncoides marinos recientes aparecen en ambientes submareal somero e intramareal profundo, frecuentemente en áreas hipersalinas con depósitos en condiciones de baja velocidad de sedimentación.

Los intraclastos corresponden a fragmentos de sedimento carbonatado parcialmente litificado que ha sido erosionado del fondo marino o de llanuras de mareas adyacentes en la misma cuenca de depósito. Hay varios mecanismos que pueden producir estos granos: a) erosión por olas o corrientes que perturban el fondo; b) desecación y formación de cantos de lodo particularmente en las

zonas intermareal superior y supramareal, y c) intensa actividad bioturbadora. De acuerdo con FLUGEL (1982, p. 167) pueden indicar corrientes de fondo relativamente débiles que actúan sobre fondos blandos en las zonas intermareal y supramareal, así como rupturas en el depósito.

Así pues esta asociación de aloquímicos (pellets-oncolitos-intraclastos) presente en estas facies podría haberse originado en la parte superior de la zona submareal, en ambientes de baja energía, aunque localmente afectados por corrientes de fondo relativamente débiles.

Por otro lado la mayoría de los oolitos modernos se originan en ambientes subtropicales y tropicales, a profundidades generalmente de menos de 2 m, aunque los oolitos pueden formarse también a profundidades considerablemente mayores de hasta 10 a 15 m. Se originan principalmente en ambientes de aguas agitadas, a menudo en áreas influenciadas por corrientes de marea o acción de las olas (ver por ejemplo MILLIMAN, 1974, p. 42).

De acuerdo con FLUGEL (1982, p. 156) para la formación de oolitos en ambientes marinos someros recientes son importantes los siguientes factores: a) presencia de algas, bacterias o sustancias orgánicas; b) agua sobresaturada en CO_3Ca ; c) en ocasiones al menos, movimiento del agua relativamente fuerte; d) aporte de núcleo potencial; e) pocos organismos que extraigan carbonato del agua; f) aguas cálidas, generalmente por encima de 20°C ; g) salinidad normal o mayor de la normal; h) aguas muy someras, generalmente de menos de 2 m; e i) condiciones ambientales relativamente constantes y que la duración de crecimiento para oolitos "recientes" es de 100 a 1000 años.

Los ooides normales presentan estructura tangencial que de acuerdo con LOREAU (1970), LOREAU y PURSER (1973) DAVIES et al. (1978) y HELLER et al. (1980) puede ser considerada como primaria e indicadora de ambiente de alta energía.

Los oolitos micríticos con estructuras micríticas concéntricas muy tenues a veces irreconocibles, pueden haberse originado por: a) Micritización total de oolitos normales con estructura concéntrica por algas u hongos perforantes (MARGOLIS y REX, 1971); b) Formación de pequeños cristales anhédricos cuyo crecimiento uniforme sobre la superficie del núcleo está controlado por películas orgánicas (LOREAU, 1973). El proceso de formación primaria de láminas de micrita puede ser ayudado por las láminas de mucílago de endofíceas (MITTERER, 1968; TRICHET, 1969); c) Depósito de partículas pelágicas (esencialmente cocolitos) por adherencia mecánica a algas. Serían pequeños oncolitos de naturaleza micrítica primaria que se habrían originado a una profundidad considerablemente mayor que los verdaderos oolitos ("oolitos" pelágicos de JENKINS, 1972); y d) Recristalización.

En estas facies son muy abundantes los bioclastos con envolturas micríticas (micrite envelopes o cortoids). Sobre su origen y valor como indicadores paleobatimétricos se ha publicado una extensa bibliografía cuyo análisis requeriría un largo trabajo monográfico, aquí sólo anotaré por tanto algunas cuestiones que pueden ser interesantes sobre este tema. Estas envolturas micríticas se habrían originado por el proceso denominado por BATHURST (1966) micritización. Este proceso comienza con la perforación de los granos por distintos microorganismos denominados comúnmente endolíticos. Tales organismos oscilan en tamaño desde menos de $1\ \mu$ hasta $100\ \mu$ y comprenden representantes de las cianofíceas, clorofíceas, rodofíceas, hongos, esponjas y posiblemente bacterias. Los diámetros de las perforaciones varían desde 1 a $15\ \mu$ según BATHURST (1966). De acuerdo con las características resumidas por BROMLEY en BATHURST (1971, p. 382) para diferenciar perforaciones algales de perforaciones de hongos, aunque ninguna de ellas es diagnóstico por sí sola, en el caso objeto de estudio la micritización parece más bien ligada a algas (mayor diámetro, variación considerable de este diámetro según los puntos y aspecto ramificado de las perforaciones). Por la perforación y relleno posterior de ésta con carbonato micrítico en fases sucesivas, los bioclastos son gradual y centrípetamente reemplazados por micrita. La etapa final de este proceso consistiría en la formación de peloides (ver ILLING, 1954; PURDY, 1968; KENDALL y SKIPWITH, 1969).

La micritización se considera típica de aguas tropicales y subtropicales, dependiente por tanto de la temperatura, así ALEXANDERSON (1972) encuentra granos de carbonatos en aguas someras de latitudes más altas, también perforados por algas endolíticas, pero los huecos bien permanecen vacíos o están rellenos con otro material no carbonatado. Del mismo modo GUNATILAKA (1976) considera que no se originan cortoides a partir de partículas perforadas por talofitas en mares fríos (Irlanda). Esto se debería al hecho de que la micrita en las perforaciones no se origina por medio de procesos bacterianos metabólicos, sino más bien como relleno cuya precipitación depende de la temperatura del agua y de la sobresaturación en CO_2 .

Distintos autores (por ej. PERKINS y HALSEY, 1971; ROONEY y PERKINS, 1972; SWINCHATT, 1969) han utilizado los bioclastos carbonatados micritizados como indicadores paleobatimétricos, generalmente considerando profundidades de agua de menos de 15-20 m. Sin embargo FRIEDMAN et al. (1971) indicaron los peligros inherentes a tal interpretación (perforaciones por hongos a grandes profundidades, cortoides removilizados, efecto inhibitor de la energía del agua). ZEFFS y PERKINS (1979) indican que los cortoides originados a partir de perforaciones pueden desarrollarse en ambientes de aguas profundas entre 210 y 1450 m en las Bahamas. BUDD y PERKINS (1980) establecen una división en tres zonas batimétricas en la plataforma de Puerto Rico, por encima de los 530 m de profundidad, en función de los tipos de

microperforaciones, y las perforaciones de algas aparecen por encima de los 85 m. HOOK et al. (1984) encuentran micrita dentro de las microperforaciones de hongos en aguas profundas (528-871 m) y frías del océano Atlántico Norte, consideran por tanto que la existencia de cementación intragranular dentro de perforaciones microscópicas no puede ser considerada como un indicador de aguas cálidas o someras. Se han encontrado perforaciones de algas hasta una profundidad máxima del agua de 370 m (LUKAS, 1978, en TUDHOPE y RISK, 1985) aunque son generalmente más abundantes a profundidades del agua menores de 20-30 m (ej. PERKINS y HASLEY, 1971). Perforaciones de hongos han aparecido a profundidades de hasta 5000 m (ZEFF, 1977 en TUDHOPE y RISK, 1985).

De acuerdo con las condiciones genéticas requeridas por los distintos aloquímicos que se encuentran asociados en estas facies (peloides, oncolitos, intraclastos, oolitos y "cortoides") y en función de los datos expuestos anteriormente, considero que los sedimentos pertenecientes a esta facies se habrían originado en una plataforma carbonatada somera, con aguas cálidas sobre un fondo marino submareal de menos de 10 m de profundidad y con algunas áreas de poca extensión que constituirían elevaciones intermareales que emergerían durante la marea baja. Este ambiente correspondería generalmente a las litofacies Oolitic y Grapestone de BATHURST (1975, p. 121-134) y en algunos puntos a la facies Oolite (BATHURST, 1975, p. 134-136) descritas por este autor para el Banco de la Gran Bahama.

5) Facies tipo 6 (Wackestone de espículas de esponjas)

Aunque la mayoría de las esponjas silíceas recientes viven en el fondo marino entre 150 y 1000 m, esta profundidad de agua no puede ser utilizada rígidamente para estimar la paleobatimetría de las esponjas silíceas jurásicas, debido a que esponjas silíceas actuales similares a éstas se conocen también en ambientes de aguas someras (WIEDENMAYER, 1978). WILSON (1975, p. 64) considera la facies de espiculitas (Spiculite) como el tipo de Microfacies Standard número 1 que se habría originado en ambientes de cuenca o parte inferior del talud (Fajas de Facies Standard números 1 y 3). Del mismo modo BERNOULLI y JENKYNS (1974, p. 140) consideran que las biomicritas con espículas de esponjas se habrían depositado en un ambiente de cuenca pelágica. BURGESS y LEE (1978, p. 785) describen lime mudstones con fauna pelágica en el Lías del Alto Atlas Central (Marruecos). Estas calizas, que contienen abundantes espículas de esponjas y se encuentran asociadas con sedimentos de llanuras de mareas, se habrían originado según estos autores en áreas de plataforma por debajo del nivel de base de las olas. WIEDENMAYER (1980) estudió las espiculitas y esponjas silíceas de la región mediterránea alpina. Aquí según este autor las esponjas silíceas se habrían originado generalmente sobre fondos blandos, en ambientes de aguas más profundas, formados después de la desintegración de extensas plataformas carbonatadas. LANE (1981) dio a conocer, sin embargo, la existencia en el Pennsylvaniense al

W de Indiana de ciertas espiculitas de aguas someras, de menos de 30 m de profundidad, que se habrían depositado formando parte de una secuencia de ciclotemas que incluyen carbón y areniscas canalizadas fluviales.

De acuerdo con GARCIA-HERNANDEZ et al. (1976) considero que las espiculitas aquí estudiadas se pudieron depositar en áreas relativamente profundas de la plataforma, con aguas poco agitadas, por debajo del nivel de base de las olas. Estas zonas constituirían pequeñas cuencas irregulares y limitadas por elevaciones topográficas dadas en algunos casos por sand waves de calizas de crinoides. Los argumentos que inducen a esta interpretación son fundamentalmente de tipo paleogeográfico ya que estas facies se encuentran en estrecha relación vertical y lateral con facies someras de plataforma, fundamentalmente calizas de crinoides.

La bioturbación, causada por abundantes organismos en el fondo marino, es muy intensa y sería la que produciría los numerosos burrows existentes, así como la desorientación que presentan las espículas. La intensa micritización de las partículas también indicaría que nos encontramos en la zona fótica, a profundidades menores de los 80 m probablemente.

6) Facies tipo 7 (Calizas de crinoides).

De acuerdo con las características descritas en el apartado de facies y microfacies considero que estas calizas se habrían depositado en un ambiente de margen de plataforma, o en relación con cualquier ruptura de pendiente importante dentro de la misma plataforma. Estas rupturas de pendiente locales podrían estar relacionadas con la tectónica previa a la desintegración definitiva de la plataforma carbonatada del Lías inferior. En distintas áreas de la plataforma se situarían praderas de crinoides cuyos artejos y placas desarticuladas tras su muerte se acumularían bajo la acción de corrientes. Estos promontorios de arena, probablemente de los tipos tidal-bar belts y marine-sand belts como los existentes en las áreas de las Bahamas y Florida (BALL, 1967; HINE, 1977) estarían cubiertos por campos de sandwaves. De acuerdo con HALLEY et al. (1983) estos cuerpos pueden formarse a profundidades de hasta 30-50 m. Los sandwaves migrarían al verse afectados por las corrientes, en especial las de marea y tormentas, o incluso quedaban bajo el control del oleaje cuando la profundidad era menor o estas olas eran lo suficientemente fuertes. Algunos de estos bajíos llegaron a emerger eventualmente sufriendo karstificación y originándose hardgrounds con anterioridad a la fracturación de la plataforma y al cambio generalizado a ambientes pelágicos. Este tipo de facies se habría depositado en medios más someros y energéticos que la facies descrita anteriormente, y el modelo sedimentario explicaría bien las grandes diferencias de potencia, y por tanto de velocidad de sedimentación, existentes para esta facies en sus distintos afloramientos.

En otras áreas de la Zona Subbética GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979c) han descrito secuencias somerizantes en las calizas de crinoides que terminan con fases de emersión. DABRIO y POLO (1935) estudiaron varios afloramientos de estas calizas en la Zona Subbética y diferencian dos subfacies: una inferior formada por apilamientos de sandwaves mareales que se reactivan periódicamente, y otra superior con estratificación cruzada en surco y laminación paralela que se atribuye a un aumento del efecto del oleaje sobre el fondo, superpuesto a las corrientes de marea y con mayor dispersión de las paleocorrientes.

Estas calizas de crinoides presentan una historia diagenética muy interesante que ha sido estudiada por MARTIN y DABRIO (1981) y que comenzó con el proceso de la cementación. Se han desarrollado cementos calcíticos como crecimientos sintaxiales alrededor de los fragmentos de crinoides. El mosaico resultante del crecimiento tiene límites intergranulares rectilíneos. Esta cementación tuvo lugar seguramente en una etapa diagenética muy temprana en la zona freática (etapa 4 de LONGMAN, 1980, p. 482). La silificación que a su vez afecta a estas calizas sería posterior a la cementación descrita y parece tratarse de una silificación diagenética temprana como la propuesta por BUSTILLO y RUIZ-ORTIZ (1981) para la Formación Jabalcuz (Dogger de las Unidades Intermedias). En el proceso de silificación y de acuerdo con el modelo de KNAUTH (1979) puede haber jugado un papel importante la zona de mezcla de las aguas meteóricas con las aguas marinas, que sería un lugar de silificación preferente, más aún si tenemos en cuenta que, como veremos en el apartado 11.2.2.5, el techo de las calizas de crinoides presenta en algunos puntos rasgos de karstificación que indicarían probablemente emersiones subaéreas locales. Los pequeños cristales de dolomita observados en el interior de nódulos de sílex podrían haberse originado, de acuerdo con JACKA (1974), en relación con el proceso de silificación, por exsolución (LAND, 1967) a partir de los bioclastos de crinoides compuestos por calcita con alto contenido en Mg.

11.2.2.5. Correlaciones y techo de la formación

A partir de la fig. 18 en que se muestra la correlación entre las distintas series puede observarse que existen grandes variaciones laterales de facies así como de potencias. Es por tanto difícil en algunos casos, a pesar de tratarse de series próximas, correlacionar con seguridad los distintos tramos. Como criterios generales pueden destacarse: 1) existencia de un tramo dolomítico basal (facies 1 y 2); 2) la relación de la facies tipo 4 con la tipo 3 en la cual siempre se intercala, y la disposición predominantemente hacia la parte inferior de las secciones de estos dos tipos de facies; y 3) la facies tipo 6 se encuentra relacionada con la facies tipo 7, bien como intercalación o superponiéndose a ella en la parte alta de las secciones.

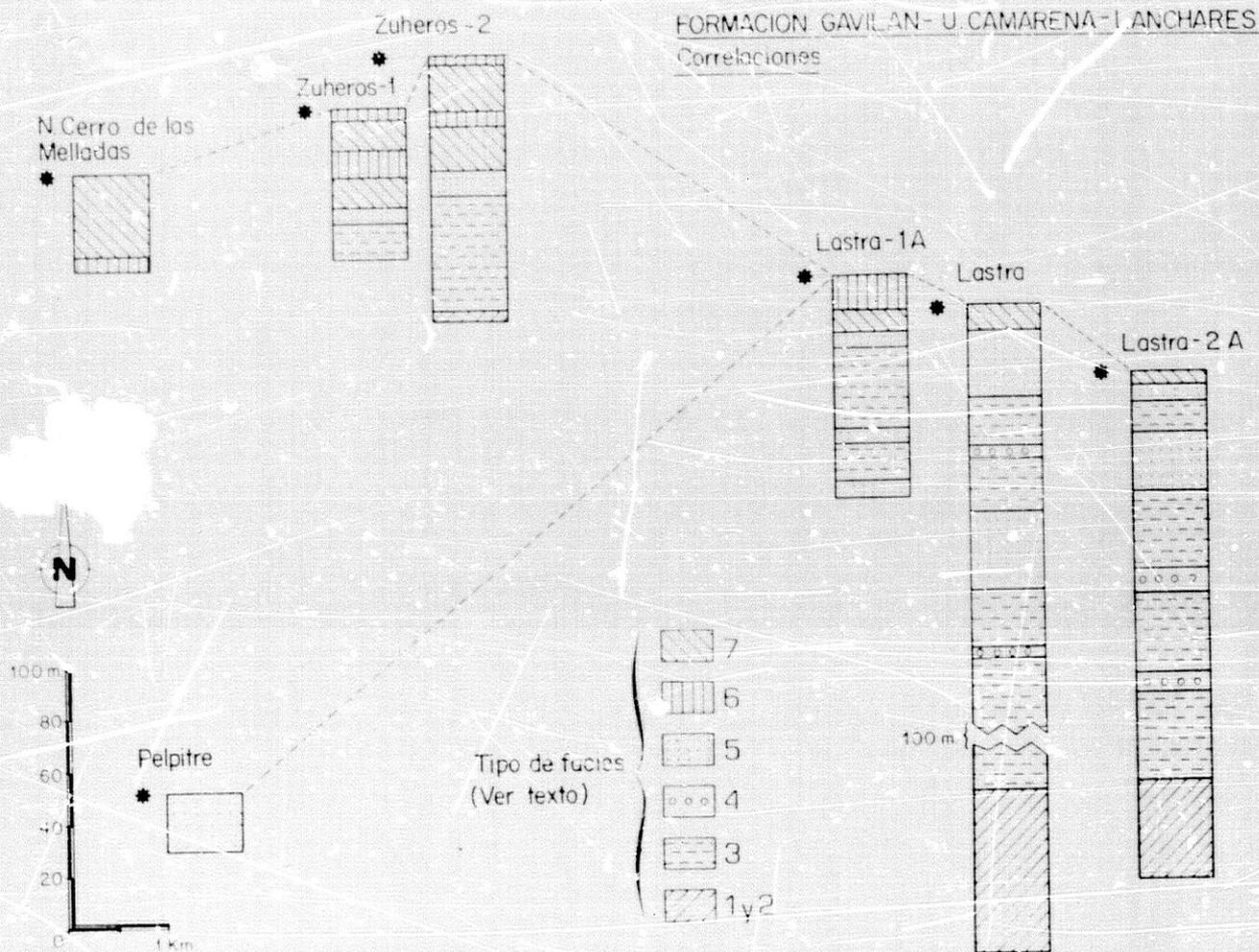


Figura 16

En cuanto al techo de la formación pueden observarse tres situaciones: 1) Transición gradual a la formación suprayacente con la aparición progresiva de niveles de calizas margosas y margas; en algunos puntos existen algunos hardgrounds incipientes en el techo de los niveles de calizas margosas en los que se produce la transición.

Este fenómeno se presenta al NW de la unidad (área de Zuheros y Cerro de las Melladas); 2) En otros puntos al E de la unidad (Sierra de la Lastra), puede observarse localmente a techo de las calizas de crinoides una superficie irregular kárstica, sobre la cual se dispone la formación suprayacente; 3) Al S de la unidad (Sierra del Pelpitre) aparece un hardground bien desarrollado con una costra limonítica de hasta 1 cm de espesor y algunos restos fósiles muy fracturados y desordenados. En el apartado IV.2 se trata con detalle sobre la discontinuidad del Carixiense superior-Domeriense inferior, que queda delimitada en el mapa geológico que acompaña a esta memoria, como discontinuidad número 1, de las tres de mayor rango diferenciadas.

11.2.3. Formación Zegrí (Ls)

11.2.3.1. Afloramientos y secciones estudiadas

Los únicos afloramientos de esta formación en la Unidad del Camarena-Lanchares, con muy poca extensión, se encuentran situados en la ladera N de la Sierra de Cabra (al SE de Doña Mencía y S de Luque), en la ladera N de la Sierra de la Lastra y al S del Pelpitre. Se han estudiado las secciones de N del Cerro de las Melladas-1 (fig. 9), Zuheros-1 (fig. 10), Zuheros-2 (fig. 11), Pelpitre (fig. 15), Lastra-2B (fig. 19), Lastra-3 (fig. 20) y E del Pelpitre (fig. 21) cuya situación geográfica puede verse en la fig. 22.

Presenta una potencia máxima de 40 m al N del Cerro de las Melladas, unos 30 m en la Sierra de la Lastra y en el Pelpitre tiene un espesor muy reducido, de 10 a 15 m. Son muy abundantes los repliegues y despegues dada su litología y posición estratigráfica entre las potentes y rígidas calizas del Lías inferior y Dogger. Los materiales superficialmente están muy erosionados y recubiertos con deslizamientos y suelos potentes, lo que hace difícil su estudio.

11.2.3.2. Facies y microfacies

Consta de dos tramos: A) inferior, compuesto por una alternancia de calizas margosas y margas; y B) superior, de calizas margosas con aspecto noduloso.

A) Ritmita de calizas margosas y margas

Calizas margosas alternando con margas de color gris en corte fresco y amarillento en superficie. Hacia la parte alta del tramo de color marrón claro. Este tramo presenta una potencia máxima de 28 m. Los lechos de las calizas margosas tienen una potencia mínima y máxima de 10 y 40 cm respectivamente, y de potencia media 25 cm, mientras que las margas tienen de potencia mínima y máxima 5 y 30 cm respectivamente y de potencia media 16 cm; la relación caliza margosa/marga es aproximadamente 2, aunque hacia la parte alta del tramo aumenta la proporción de margas. La composición mineralógica está siendo estudiada por PALOMO (en preparación). Los niveles margosos analizados tienen como media un 60% de carbonato aproximadamente, mientras que los niveles de calizas margosas tienen como media un 80%. Hacia la base aparecen nódulos de sílex de color gris claro. En algunos niveles de calizas margosas puede observarse laminación paralela muy tenue dada por la disposición planar de "filamentos". Se reconocen también estilolitos paralelos a la superficie de estratificación. Localmente hay abundantes concreciones o nódulos de pirita, generalmente limonitizada en superficie. Estos nódulos alcanzan hasta 3 cm de

FORMACION ZEGRI — UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

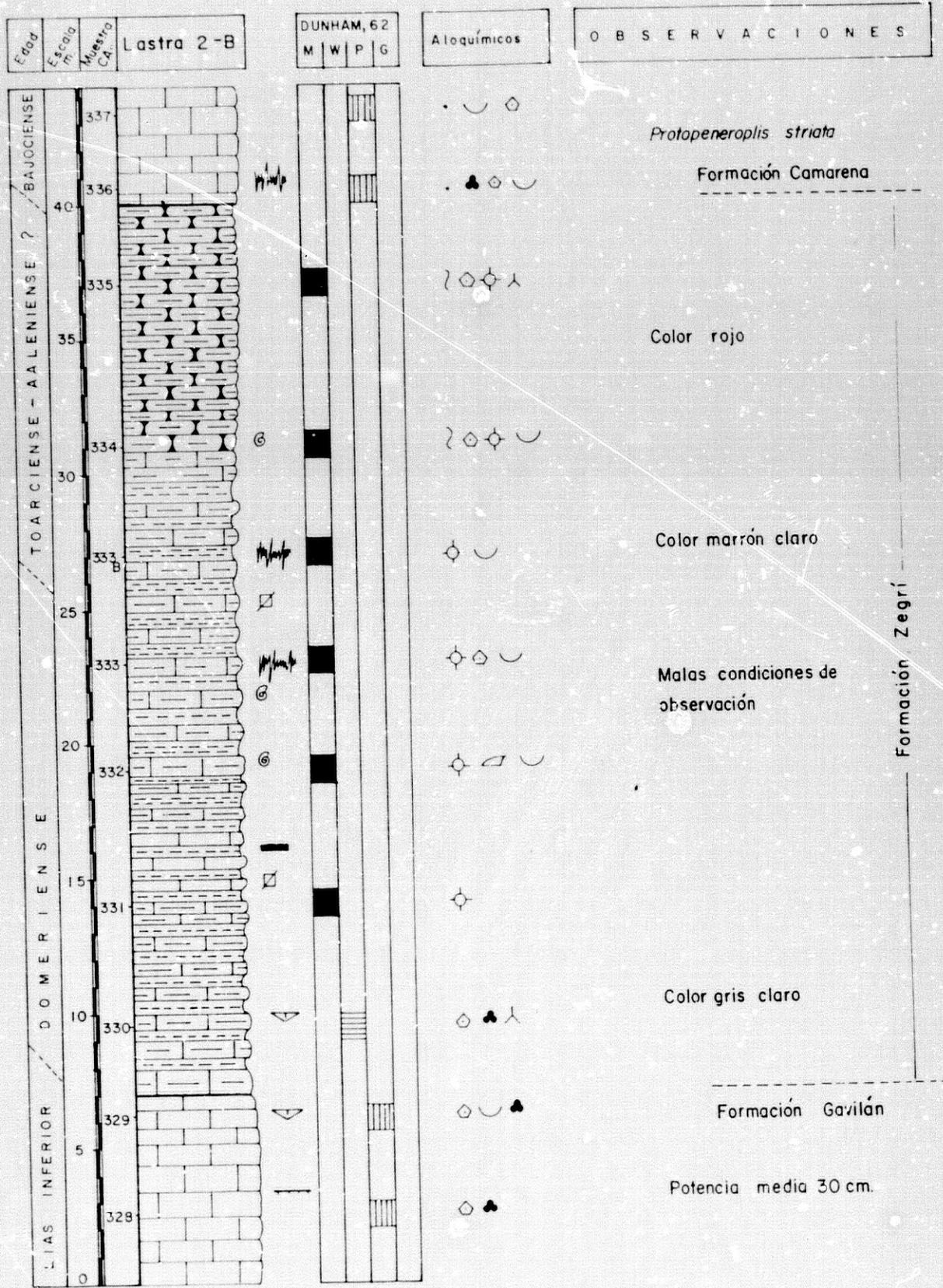


Figura 19

FORMACION ZEGRI — UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES

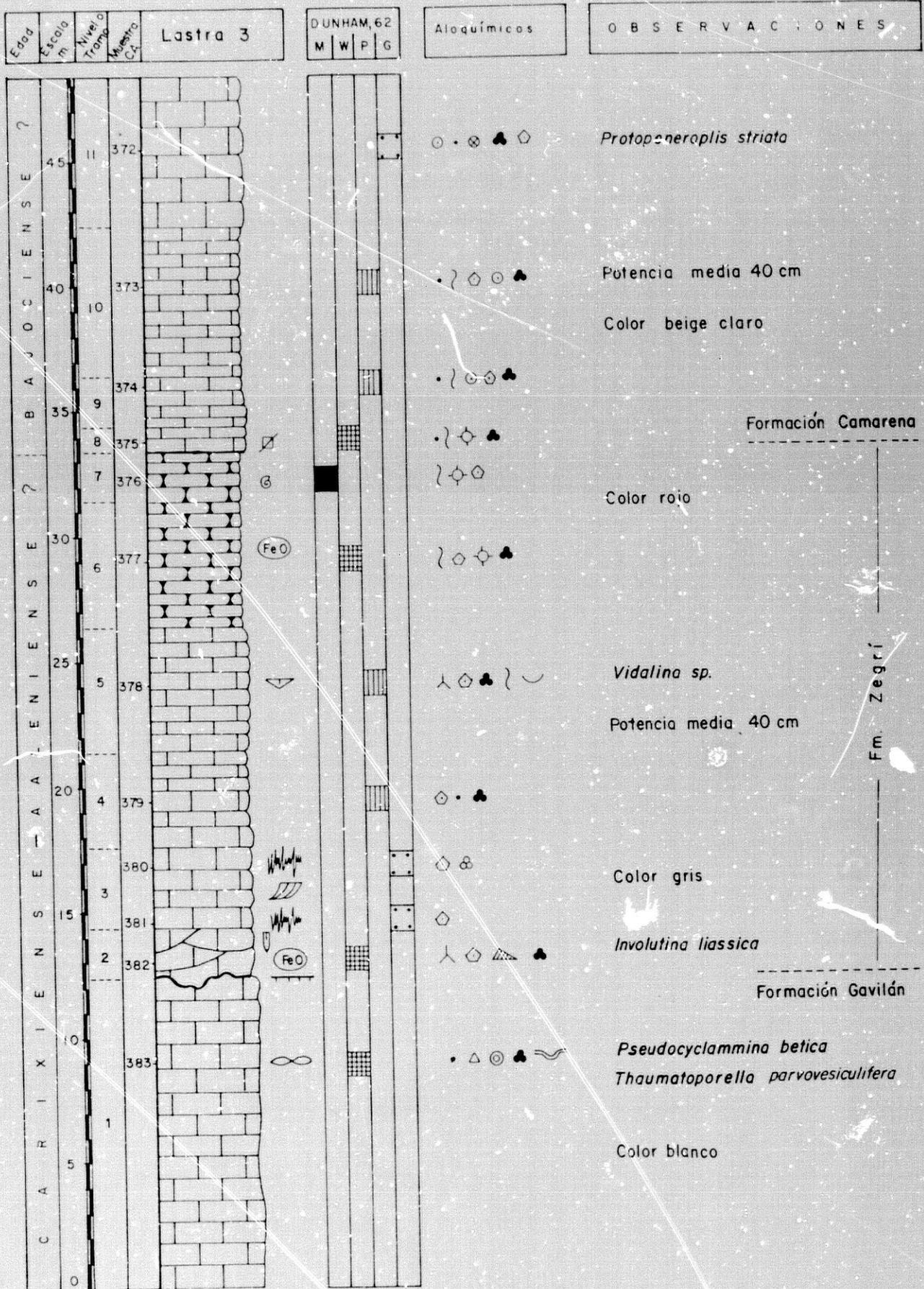


Figura 20

FORMACION ZEGRI - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

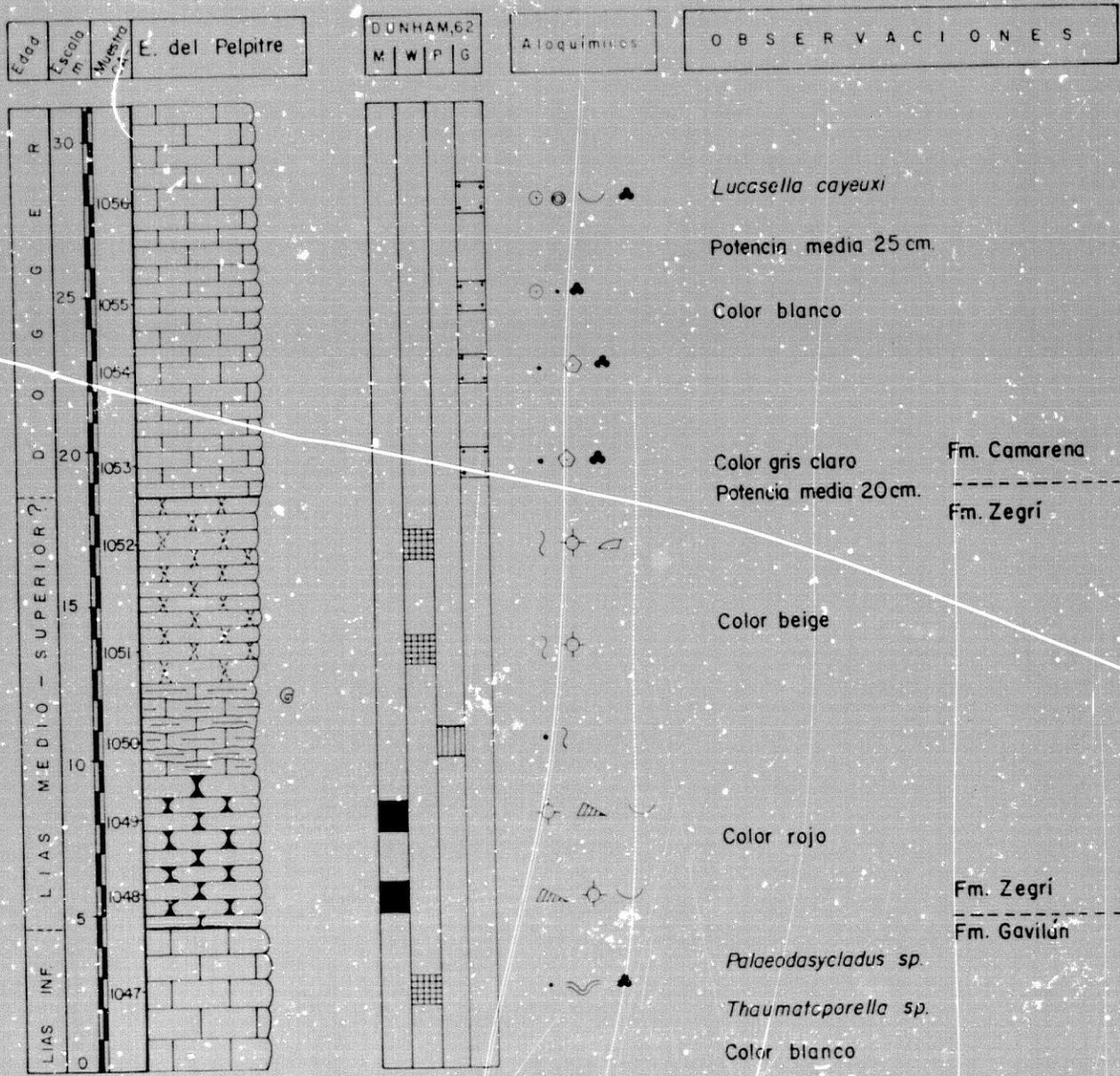
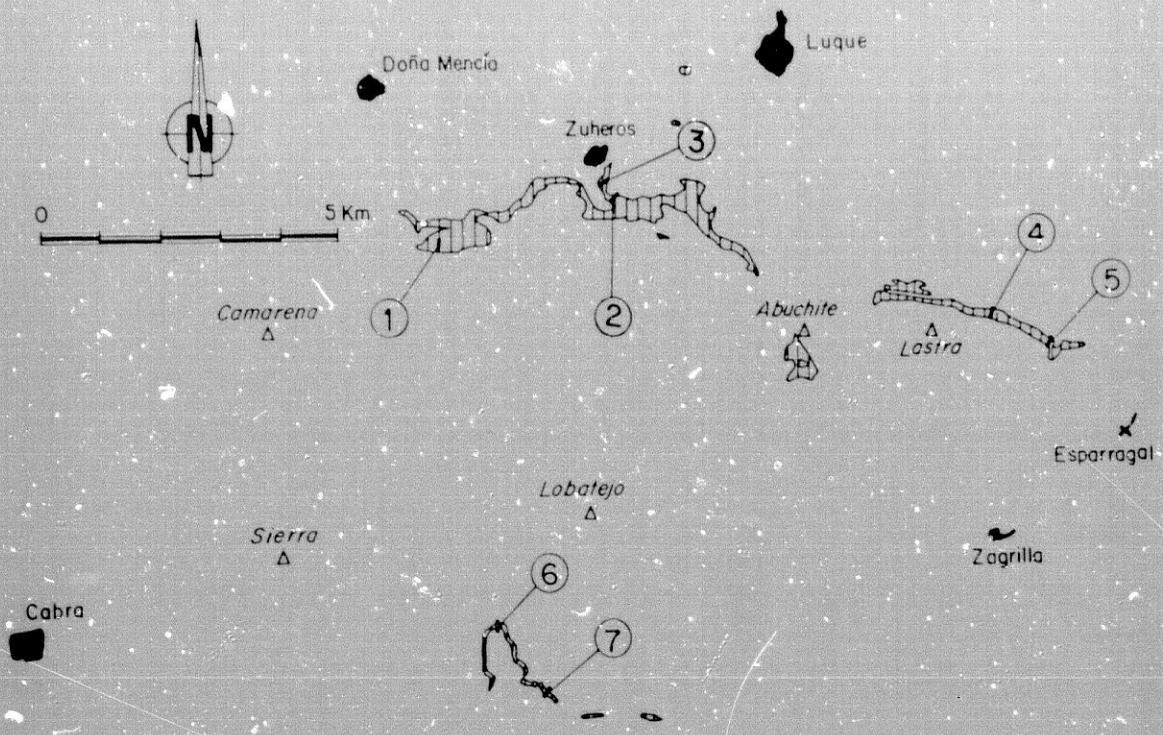


Figura 21



FORMACION ZEGRI (Ls)- U. CAMARENA-LANCHARES

Figura 22. Situación de las secciones estudiadas en la Formación Zegri de la Unidad del Camarena-Lanchares.

- 1: N Cerro de las Melladas; 2: Zuheros-1; 3: Zuheros-2; 4: Lastra-2B; 5: Lastra-3
 6: Pelpitre; 7: E del Pelpitre

diámetro y observándolos con una lupa de suficiente aumento puede verse que están compuestos por cristales de pirita bien formados de hasta 1 mm de longitud. Son principalmente octaedros, a menudo con los vértices truncados por pequeñas caras de cubo. En las intercalaciones margosas hay también restos carbonosos muy deleznable de hasta varios centímetros de longitud. No es muy frecuente encontrar trazas fósiles, pero en algunos niveles pueden encontrarse pequeños burrows de tipo Chondrites y Planolites.

Al microscopio son generalmente mudstone, con radiolarios, espículas de esponjas y equínidos, crinoides, "filamentos", foraminíferos, aptychus y pequeños bioclastos indeterminables. Como partículas terrígenas únicamente existen pequeños fragmentos de cuarzo, siempre en proporción de menos del 1% en volumen, con un diámetro máximo de 0,1 mm y normalmente de 0,05 mm de diámetro. En la base de este tramo hay niveles de wackestone de crinoides, con espículas de esponjas, foraminíferos (Vidalina sp., Paleotextularia sp., Pseudopfenderina sp., Lenticulina, sp.), braquiópodos y otros bioclastos. Los crinoides se encuentran generalmente con sus bordes micritizados y con perforaciones rellenas de micrita, como ya se comentó en el apartado de facies y microfacies sobre los materiales de la Formación Gavilán. Hacia la mitad del tramo aparecen algunos niveles de wackestone con gran

concentración de "filamentos" atribuibles a Entolium stroniatis QUENSTED (RIVAS, 1975). También aparecen algunos niveles de wackestone con gran concentración de espículas de esponjas.

En cuanto al sílex, que se presenta en pequeños nódulos de color gris claro, puede observarse al microscopio con dos aspectos: a) con textura en mosaico de cristales de cuarzo cripto- y microcristalinos de hasta 50 μ de diámetro, y color marrón claro con luz transmitida. Localmente y especialmente en los bordes de los nódulos pueden observarse restos de la roca encajante aún sin silicificar, y cristales bien desarrollados de calcita con secciones rómbicas perfectas. En el interior de los nódulos se conservan "fantasmas" de espículas de esponjas, con el canal interior perfectamente reconocible; y b) en pequeños nódulos o rosetas de hasta 1,5 mm de diámetro con textura fibroso radiada y cristales individuales no diferenciables de elongación positiva (calcedonia de la variedad quartzina); esta aparece como textura de sustitución en el interior de caparazones de braquiópodos.

B) Calizas margosas nodulosas rojas.

Localmente sin aspecto noduloso. De color rojo o violáceo y hacia la parte superior del tramo de color beige. La potencia mínima y máxima es de 3 y 12 m respectivamente, y la media 9 m. Los mejores afloramientos se encuentran al N del Cerro de las Melladas. Los estratos tienen una potencia media de 12 cm, aunque la estratificación en muchos puntos es irreconocible, observándose nódulos de calizas sin disposición planar alguna incluidos en una matriz margosa. Los nódulos presentan distinta textura y composición que la matriz, ya que esta última tiene un mayor contenido en óxidos de hierro, arcillas y bioclastos. El contacto entre nódulos y matriz puede ser nítido y de naturaleza estilolítica o más frecuentemente gradual y difuso, consistente en finas suturas irregulares ("marlm seams" de GARRISON y KENNEDY, 1977; WANLESS, 1979; RICKEN y HEMLEBEN, 1982) que se agrupan en forma de pequeños ramos. Lo más frecuente es que la matriz sea de color rojo y los nódulos de color gris claro o rosa, aunque el cambio de color no siempre coincide con el límite entre nódulos y matriz. Localmente abundan los burrows tipo Chondrites y Thalassinoides. Existen hardgrounds incipientes y superficies de omisión en el techo de algunos estratos.

Al microscopio se observa que se trata de mudstone, raramente wackestone, con "filamentos", radiolarios, espículas, foraminíferos (Lenticulina sp., Deritalina sp.), ammonites, braquiópodos, pellets. Los "filamentos" en algunos niveles son muy abundantes presentan por término medio una longitud de 1 mm por y un grosor de 0,03 mm. Parecen corresponder a conchas del bivalvo pelágico Bositra buchi RÖMER (KUHRY, 1975; RIVAS, 1975). Aunque ningún bivalvo actual viviente sea pelágico, excepto en la etapa larvaria, se ha indicado sin embargo que el género Bositra llevaba una existencia pelágica y JEFFERIES y MINTON (1965) precisaron que sus medios de

propulsión eran similares a los empleados en los Pectínidos. Por su gran abundancia podrían ser interpretados como acumulaciones generadas por corrientes y se encuentran muy fragmentados, lo que puede deberse a las actividades de predadores pelágicos o animales necrófagos, o a la propia erosión por la acción de las corrientes (KUHR, 1975). En la mayoría de los casos están orientados al azar, debido probablemente a la bioturbación. Los foraminíferos y otros bioclastos presentan abundantes perforaciones rellenas de micrita. También se han observado secciones de burrows de 1 cm de diámetro y rellenos de microesparita. Son abundantes los óxidos de hierro dispersos en pequeñas manchas y localmente aparecen pequeños intraclastos micríticos de varios mm de diámetro con finas costras de estos óxidos. Existen fragmentos de cuarzo muy angulosos de diámetro máximo 0,2 mm, probablemente de origen eólico (JENKINS, 1974, p. 254). Por último en algunas muestras se han observado zonas de fracturas y cavidades de paredes irregulares rellenas de cemento esparítico granular y localmente con relleno microesparítico geopetal.

11.2.3.3. Edad.

En las secciones Lastra-2B y Lastra-3 he encontrado en el tramo inferior varios Arietoceras algovianum OPPEL, Arietoceras sp. y Protogrammoceras sp., y el tramo superior ha suministrado una fauna abundante de Hildoceras bifrons BRUGIERE, Collina gemma BONARELLI, Hildoceras sp., Pseudopolyplectus sp. y Harpoceras sp. En la sección N del Cerro de las Melladas he encontrado Arietoceras sp. en el tramo inferior e Hildoceras sublevisoni FUCINI y Harpoceras sp. en el tramo superior.

Estos ammonites nos datarían para el tramo inferior (alternancia de calizas margosas y margas) el Domeriense medio (Zonas de Algovianum, subzonas de Bertrandi y Accuratum) de acuerdo con la zonación propuesta por BRAGA (1983) para el Domeriense. El tramo superior (calizas margosas nodulosas) datado comprendería de acuerdo con la zonación propuesta por JIMENEZ y RIVAS (1979) para el Toarciense, parte del Toarciense inferior (fracción superior de la biozona Serpentinus) y parte del Toarciense medio (biozona Bifrons y fracción inferior de la biozona Gradata). No he encontrado en esta unidad ammonites que permitan datar el Domeriense superior ni el Toarciense superior-Bajociense.

BUSNARDO (1979) encuentra también ammonites del Domeriense y Toarciense. FELGUEROSO y COMA (1964, p. 140) presentan una lista de 19 especies de ammonites encontradas en la vertiente N de la Sierra de Cabra, algunas de las cuales (Stephanoceras humphriesianum SOWERBY, Stephanoceras cf. bigoti MUNTIER-CLALMAS, Oppelia subradiata SOWERBY) pertenecen al Bajociense medio. Según los datos de estos dos últimos autores la edad de la formación llegaría hasta el Bajociense medio.

11.2.3.4. Consideraciones genéticas.

A) Alternancia de calizas margosas y margas.

Estos ciclos de caliza margosa-marga pueden denominarse de acuerdo con EINSELE (1982) perioditas, compuestas por una alternancia periódica de lechos depositados en un ambiente pelágico a hemipelágico por debajo del nivel de base de las olas. Son "ciclos menores" de secuencia ABAB de DUFF et al. (1967) o de acuerdo con SCHWARZACHER (1975) son "ciclos cortos" que probablemente llevan una cierta información de tiempo (ciclos de tipo 1), en los que la secuencia alternante es debida a un mecanismo que actúa en un período de tiempo estadísticamente constante.

La secuencia rítmica resulta de la fluctuación vertical del porcentaje de carbonatos que oscila de un nivel a otro, sucesivamente, por encima y por debajo de un cierto valor que se sitúa alrededor del 75-80% de carbonatos. Por debajo de este límite la roca se meteoriza como una marga.

Considero que las alternancias estudiadas tienen esencialmente un origen primario, en relación con alguno de los que EINSELE (1982) denomina "procesos primarios o sinsedimentarios", aunque estas diferencias primarias puedan haber sido acentuadas por procesos diagenéticos posteriores (EINSELE, 1982; HALLAM, 1964, 1986; CAMPOS y HALLAM, 1979; EDER, 1982; RICKEN, 1985; entre otros). En apoyo de esta interpretación podemos considerar los siguientes aspectos: a) existencia de lechos calizos con burrows rellenos de margas de color más oscuro, correspondientes a los niveles alternantes suprayacentes; b) notables diferencias entre las estructuras presentes en ambos tipos de lechos (calizos y margosos), de modo que la laminación paralela ligada a bioclastos se presenta en muchas calizas mientras que no aparece en los niveles margosos; c) extraordinaria continuidad lateral de muchos niveles de calizas margosas, y d) diferencias en la composición mineralógica, especialmente en el contenido en arcilla, entre el lecho calizo y el margoso.

En el tramo inferior de la formación Zegrí de todos los posibles mecanismos causantes de la ritmicidad (ver EINSELE, 1982), la dilución periódica fundamentalmente y en menor grado las variaciones de las condiciones redox y/o productividad de carbonatos se consideran los responsables de las principales diferencias existentes entre los lechos alternantes, que más tarde podrían ser acentuadas por la diagénesis. Estos fenómenos (ciclos de dilución, ciclos de producción y/o ciclos redox) estarían controlados principalmente por variaciones climáticas que han influenciado a su vez diferentes aspectos como: a) circulación del agua marina, que controla la producción y disolución del carbonato, así como las condiciones redox del fondo marino; b) cobertera

de vegetación sobre el continente, que controla el aporte de material terrígeno y la relación de carga en suspensión a carga disuelta de los aportes fluviales, y c) variaciones en el ciclo del carbono exogénico, que controla principalmente el aporte y la producción de carbonatos en aguas relativamente someras. Por ejemplo, en una cuenca cercana al continente, un cambio a escala global de clima cálido y húmedo a clima más frío y parcialmente semiárido, puede tener dos consecuencias principales: 1) reducción de la productividad de carbonatos; y 2) aumento de aportes terrígenos debido a la pérdida de la cobertura de vegetación y a la regresión marina. Las variaciones climáticas pueden estar ligadas a los ciclos orbitales de la Tierra (EINSELE, 1982; SCHWARZACHER y FISCHER, 1982; BERGER et al., 1984; BARRON et al., 1985; WEEDON, 1986; y especialmente FISCHER, 1986, entre la literatura reciente) que son conocidos usualmente como ciclos de MILANKOWITSCH y pueden ser de precesión (cambio cíclico del eje de rotación de la Tierra con un período aproximado de 21.000 años), de oblicuidad (cambio periódico del ángulo de inclinación de la eclíptica aproximadamente cada 41.000 años) y de excentricidad (excentricidad de la órbita de la Tierra con un período aproximadamente de 100.000 años). Estos ciclos orbitales, también denominados astronómicos, afectan al clima de los continentes, a los sistemas de corrientes oceánicas, a las variaciones del nivel del mar y a las propiedades físico-químicas del agua marina, ya que influyen en la insolación o energía solar total que alcanza la atmósfera externa de la Tierra. La cantidad de energía solar que alcanza la superficie de la Tierra puede ser calculada en función de estos ciclos y tales datos fueron usados por MILANKOWITSCH (1930) para explicar la aparición y distribución de las edades de hielo en el Pleistoceno.

Debido a los ciclos orbitales fueron posibles variaciones climáticas que darían lugar a un incremento y disminución alternativa de la cobertura global de vegetación. Teniendo en cuenta además el hecho de que durante ciertas épocas la circulación oceánica estaba mucho menos desarrollada que en la actualidad y así el intercambio de CO_2 entre superficie y aguas profundas era reducido, EINSELE (1982) propuso un mecanismo relativamente simple para explicar los ritmos caliza-marga. Durante períodos de cobertura de vegetación creciente, la disminución del O_2 disuelto en aguas superficiales y el mayor aporte de bicarbonato terrestre, promueven la producción y preservación del carbonato. Así pueden formarse niveles ricos en carbonatos. Por contraste, períodos con cobertura de vegetación reducida globalmente, como consecuencia de un clima semiárido y árido o más frío a nivel mundial, crea una tendencia en la dirección opuesta. El carbono liberado por la reducción de la biomasa de plantas y degradación de suelos es concentrado como CO_2 en la atmósfera y en las aguas superficiales. Disminuye la entrada de bicarbonato disuelto por los ríos hacia mares someros, mientras que aumenta, al menos regionalmente, el transporte de material detrítico hacia los océanos. Así es factible menos producción y más disolución del carbonato, y además también

puede tener lugar más dilución de sedimentos carbonatados por material terrígeno. De este modo pueden haberse originado los pequeños cambios rítmicos en el contenido y textura del carbonato de los sedimentos, aunque esta diferenciación pueda haberse acentuado posteriormente por la diagénesis.

En estas condiciones y de acuerdo con EINSELE (1982, p. 40) los principales requisitos para que se originen las sucesiones de caliza-marga alternantes son tres: 1) Depósito por debajo del nivel de base de las olas de tormentas, sin que haya erosión o depósitos por corrientes del fondo, ni interrupciones por turbiditas u otros eventos; 2) Mantenimiento de una cierta relación de carbonato/arcilla del orden de 3 a 4, después de la posible disolución sinsedimentaria. Teniendo en cuenta la baja velocidad de sedimentación de carbonatos en ambientes pelágicos y hemipelágicos (MILLIMAN, 1974, por ejemplo), resultaría una velocidad de sedimentación de aproximadamente 0,5-3 cm/1000 años. Parecidas como veremos en el apartado IV.1 a las que se deducen para los ritmitas de la formación Zegrí; 3) Condiciones más o menos estables durante un período del orden de 2 millones de años si se ha depositado una secuencia rítmica de 40 m de espesor. Consecuentemente en una cuenca relativamente somera, con el fondo marino algo más profundo que el nivel de base de las olas de tormentas, como el que podría corresponder a la cuenca estudiada en este trabajo durante el Domeriense-Toarciense medio, la subsidencia debe al menos compensar la acumulación del sedimento. En el caso del Domeriense-Toarciense esta subsidencia estaría ligada a la etapa de rifting del Atlántico Norte y ruptura de la plataforma carbonatada liásica que implicaría un ascenso progresivo del nivel del mar del Domeriense al Toarciense superior (VERA, 1984a). Estas condiciones favorables no se mantendrían durante largo tiempo y finalizarían en el Toarciense superior en que se produciría un descenso del nivel del mar.

La silificación como en facies anteriores está ligada a la existencia de espículas de esponjas y radiolarios. Muchos de estos esqueletos silíceos se disolverían en el momento del depósito, pero otros quedarían enterrados entre los sedimentos micríticos y se disolverían durante la diagénesis. La sílice liberada migraría hacia zonas preferentes del sedimento y comenzaría a depositarse ópalo en forma de nódulos y lechos.

La pirita de acuerdo con BERNER (1984) se forma en sedimentos modernos durante el enterramiento superficial por la reacción de los minerales detríticos de hierro con SH_2 . El SH_2 a su vez se produce por la reducción del sulfato disuelto intersticial, por bacterias que utilizan materia orgánica sedimentaria como agente reductor y fuente energética. Así pues, los principales factores que controlan la proporción de pirita que puede formarse en un sedimento son las cantidades de materia orgánica que se pueda descomponer y de minerales de hierro detríticos reactivos depositados en el sedimento, así como la disponibilidad de sulfato

disuelto. La materia orgánica parece el principal control en la formación de pirita en sedimentos marinos normales (no euxínicos) donde el sulfato disuelto y los minerales de hierro son abundantes. Bajo condiciones marinas euxínicas se produce suficiente SH_2 de modo que el control dominante sobre la formación de pirita es la disponibilidad de minerales de hierro reactivos. En sedimentos recientes y en experimentos de laboratorio, se ha comprobado que la pirita no se forma normalmente por precipitación directa, sino que es precedida por sulfuros de hierro metaestables que son de grano fino y pobremente cristalizados.

Para que se forme pirita no es necesario que las aguas del fondo o incluso las aguas intersticiales de los sedimentos sean anóxicas, sino que pueden aparecer también condiciones favorables para la formación de pirita dentro de ambientes reducidos o microambientes en el sedimento. Estos microambientes pueden ser cavidades de fósiles o pequeñas concentraciones de materia orgánica de grano fino, tales como agrupaciones de pellets fecales o rellenos de burrows (HUDSON, 1982). Los mecanismos de transporte del hierro y azufre hacia tales microambientes son descritos por BERNER (1969).

La pirita encontrada en la alternancia de calizas margosas y margas aquí descrita tuvo probablemente esta génesis, es decir en relación con ambientes localizados de poca magnitud, y no correspondería a la formación de pirita en la diagénesis temprana en un sedimento depositado bajo condiciones anóxicas. En algunos de los microfósiles observados (pequeños ammonites, foraminíferos) la pirita aparece formando un molde interno de ellos, forrando sus cámaras o incluso rellenándolos completamente. Los espacios huecos de los fósiles habrían actuado como microambientes reductores, protegidos de la introducción de aguas oxigenadas, dentro de las cuales puede tener lugar la reducción de sulfatos por colonias de bacterias anaeróbicas, a su vez estos microambientes estarían, gracias a la bioturbación, lo suficientemente próximos a aguas intersticiales que pudieran aportar sulfato. De acuerdo con HUDSON (1982) este tipo de piritización podría originarse en una zona bioturbada pocos centímetros por debajo del fondo marino durante la diagénesis temprana.

B) Calizas margosas nodulosas rojas

Estas calizas nodulosas que se encuentran asociadas lateral y verticalmente con las facies anteriores son facies similares a las descritas por AUBOUIN (1964) como Ammonítico Rosso margoso. Según este autor el depósito de estas facies tuvo lugar en los taludes de fosas sedimentarias en contraste con los ambientes del umbral en que se habría originado el Ammonítico Rosso calcáreo. De acuerdo con AUBOUIN (1964, p. 491) sus características principales son: a) es margoso; b) es relativamente condensado pero mucho menos que el Ammonítico Rosso calcáreo; c) no está ligado a superficies de hardground, y d) es de edad bastante precisa.

Sobre estas facies existe abundante bibliografía, sobre todo dedicada a aspectos paleontológicos, como veremos en apartados posteriores. Se han propuesto distintas teorías acerca de la génesis de los nódulos calizos que son el rasgo más importante de estas facies, entre éstas:

1) Teoría de la subsolución (HOLLMANN, 1962) que considera los nódulos como restos no disueltos en el fondo marino, dejados entre el residuo margoso insoluble. Sugirió este autor además que éste era un proceso cíclico en el que alternarían períodos de depósito de caliza con períodos de disolución, en un ambiente de profundidad considerable. Esta teoría fue aceptada por GARRISON y FISCHER (1969).

2) Restos margosos de calizas nodulosas como resultado de disolución a presión en la diagénesis tardía (JURGAN, 1969; DVORAK, 1972; GARRISON y KENNEDY, 1977; WANLESS, 1979).

3) Cementación submarina diferencial y posterior sedimentación por procesos de flujo gravitatorio (HOPKINS, 1977; SEYFRIED, 1980).

4) Crecimiento de concreciones debido a la diferenciación diagenética del carbonato y material arcilloso (KUKAL, 1975).

5) Bioturbación como mecanismo fundamental, combinada con la compactación y otros fenómenos de disolución y redeposición en la diagénesis, todo ello bajo velocidades de sedimentación muy lentas (FURSICH, 1973; ABED y SCHNEIDER, 1980; BRAGA et al., 1981; ELMI, 1981; DOMMERGUES et al., 1981; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1981; OGG, 1981).

6) Segregación diagenética temprana (LUCAS, 1955; HALLAM, 1967; HUDSON y JENKYNS, 1969; y sobre todo, JENKYNS, 1974) según la cual los nódulos tendrían su origen en las primeras etapas de la diagénesis. En un sedimento arcilloso, con una composición probablemente intermedia entre un fango de globigerinas y arcilla roja, se produciría la disolución del aragonito procedente de fósiles y bioclastos, aunque también puede haberse disuelto selectivamente la calcita de grano muy fino (ej. cocolitos). Así se originarían aguas intersticiales saturadas en calcita, que precipitaría en lugares determinados por la localización de grandes cristales de calcita de fósiles o bioclastos, y de intraclastos ricos en carbonato. Un factor de gran importancia sería la baja velocidad de sedimentación (pocos mm/1000 años) que habría permitido la realización de las distintas reacciones con lentitud y estabilidad así como que el material orgánico haya sido oxidado antes del enterramiento. La diferencia de composición entre nódulos y matriz vendría dada porque esta última ha sido zona de paso de fluidos, ya que originalmente debía de tener una naturaleza más "esponjosa" y habría huecos dejados por la disolución de conchas aragoníticas. Los efectos de la compactación, particularmente más importantes en la matriz margosa que en los nódulos, influyen en la historia

diagenética posterior. Los intersticios margosos alrededor de los nódulos ya cementados, más rígidos, podrían haberse visto forzados por el movimiento diferencial entre nódulos y matriz, creándose así el aspecto de estructura de flujo. Del mismo modo se ha producido también una compactación preferente de la matriz margosa pobre en carbonato respecto de los nódulos.

En este caso a partir de todos los datos y teorías expuestas anteriormente considero que la nodulización es probablemente un resultado de la acción combinada de los siguientes factores: a) velocidad de sedimentación muy baja, o casi nula en ocasiones, y con hiatos, como queda reflejado por la existencia de superficies de omisión; b) bioturbación intensa; c) diagénesis temprana, con disolución del carbonato en algunas partes del sedimento (matriz) y su precipitación en otras (nódulos) por los fenómenos conocidos como segregación diagenética temprana (JENKYNS, 1974) y/o desmezcla rítmica (SUJKOWSKI, 1958); en esta etapa comenzaría la compactación diferencial entre nódulos y matriz, desarrollándose la estructura en aplastamiento (*flaser*) y originándose microestilolitos, estilolitos y/o *marlm seams*. La roca original podría tener la misma composición que la de la ritmita pero con velocidad de sedimentación mucho menor y mayor intensidad de la bioturbación. Este hecho puede probarse por la existencia de lechos uniformes de ritmita que pasan lateralmente a tener un aspecto noduloso incipiente más o menos desarrollado.

No hay acuerdo general sobre la profundidad a que se depositaron las calizas de cefalópodos paleozoicas y mesozoicas (ver por ejemplo WENDT y AIGNER, 1985); el margen de profundidad oscila según los distintos autores entre unas decenas de metros, incluso ambientes inter-supramareales, y 4000 m. Hay varios hechos que pueden tenerse en cuenta a la hora de explicar lo controvertido de la interpretación paleobatimétrica:

1) generalmente las calizas nodulosas muestran sólo unos pocos rasgos sedimentológicos y paleontológicos que puedan ser atribuidos a un ambiente de depósito específico (WENDT y AIGNER, 1985, p. 292);

2) los cambios diagenéticos, tales como disolución a presión, han alterado notablemente, sino obscurecido, muchas características originales del sedimento;

3) existe una gran diversidad de facies implicadas, de modo que la nodulización no indica en sí una paleobatimetría precisa sino que las calizas nodulosas se encuentran ligadas a ambientes de depósito que pueden situarse a profundidades variables;

4) en muchos casos, especialmente en cordilleras alpinas muy tectonizadas, la limitada extensión de los afloramientos y la deformación tectónica, impiden establecer reconstrucciones paleogeográficas de detalle de las áreas de depósito de estas facies; y

5) especialmente importante es el hecho, sobre el que insistiré a continuación de que se conocen muy pocos ambientes actuales o modernos comparables a aquellos en los que se acumularon las calizas nodulosas.

FISCHER y GARRISON (1967) han encontrado costras nodulosas del Cenozoico superior cementadas por calcita de alto contenido en magnesio a profundidades de 280-440 m cerca de Barbados. MULLER y FABRICIUS (1974) hallaron nódulos de calcita con alto contenido en magnesio en una matriz micrítica a profundidades de 2680-3336 m en el mar Mediterráneo. Ambos tipos de nódulos han sido interpretados como el producto de cementación submarina "in situ". JAMES y GINSBURG (1980) han descrito también recientemente nódulos del Pleistoceno superior en el margen de Belize a profundidades de 210-400 m que interpretan como litoclastos que han sufrido una larga y compleja historia de depósito, cementación, fragmentación, exposición y resedimentación.

Por último y de gran importancia es el trabajo de MULLINS et al., (1980) que recogieron en los taludes carbonatados del N del Banco de la Banama Grande, a profundidades entre 333 y 1280 m, nódulos litificados de hasta 6 cm de diámetro dispersos en una matriz fangosa. Estos nódulos se han formado esencialmente "in situ" como resultado de la cementación marina diferencial en la diagénesis temprana de un sedimento carbonatado de aguas relativamente profundas. Los principales controles en la formación de estos nódulos son procesos físicos (corrientes de fondo), químicos y biológicos (bioturbación). La actividad de las corrientes del fondo parecen facilitar los procesos de cementación submarina si pueden: 1) producir un sedimento de estructura abierta, permeable y poroso con lo cual aumenta la circulación intersticial de los fluidos de los poros; 2) crear una pausa en la sedimentación que permita al sedimento estar expuesto cerca de la interfase sedimento-agua; y/o 3) aportar volúmenes de agua marina que contenga los iones necesarios (Ca^{2+} , Mg^{2+} , CO_3) para la cementación. Los organismos bioturbadores juegan un papel importante en la formación de nódulos por "irrigación" del subsuelo superficial, favoreciendo así la circulación intersticial y, finalmente, la cementación. Según los últimos autores citados se observa una transición de facies en la lateral, talud abajo, desde hardgrounds bien litificados, a unidades nodulosas interestratificadas con fangos blandos y a continuación fangos blandos sin litificar. Donde la actividad de las corrientes del fondo han producido un sedimento con estructura abierta, la sedimentación submarina ha producido hardgrounds continuos bien litificados. Donde las corrientes de fondo han removido sólo la mitad aproximadamente del fango y donde es activa la bioturbación se han formado nódulos cementados submarinos. Donde las corrientes del fondo no tienen la suficiente competencia para remover efectivamente el fango o crear un hiato en la sedimentación (a pesar de la presencia de burrows), se han acumulado fangos blandos sin litificar, rodeando la plataforma.

Es difícil precisar la paleobatimetría de estos depósitos en nuestro caso, pero de acuerdo con la asociación de icnofósiles encontrada puede deducirse algún dato de interés. Así Thalassinoides de gran tamaño abundan especialmente en la zona nerítica (ver por ejemplo FURSICH, 1973; CHAMBERLAIN, 1978; SEILACHEP, 1978), concretamente en la ichnofacies Cruziana a profundidades de menos de 200 m, en fondos marinos oxigenados. BRAGA et al. (1981) basándose entre otros factores en la presencia de Thalassinoides y Zoophycos dan profundidades de aproximadamente 200 m para el depósito del Ammonitico Rosso liásico en la Zona Subbética, aunque consideran que otros elementos pueden haber tenido más importancia en la distribución y origen de estas facies que los puramente batimétricos. El Ammonitico Rosso liásico de la Zona Subbética se originó según estos autores en áreas localizadas y de diferente extensión donde aparecieron factores fisicoquímicos y bioecológicos adecuados, no relacionados necesariamente con la profundidad. En nuestro caso y teniendo en cuenta además la estrecha relación vertical y lateral con la facies descrita anteriormente (ritmita de calizas margosas y margas), considero que la paleobatimetría debería ser aproximadamente la misma para ambos tramos y estaría comprendida probablemente entre el nivel de base de las olas de tormentas y los 200 m.

Estas calizas margosas presentan puntualmente abundantes óxidos de hierro cuyo origen se ha interpretado, bien como producto de lixiviación de áreas emergidas (AMEUR y ELMÍ, 1981; ELMÍ, 1981; GARCIA-HERNANDEZ et al., 1981; SEYFRIED, 1981) o bien como una generación hidrotermal de compuestos de hierro a partir de centros de expansión del fondo del Tethys (OGG, 1981).

Los marlm seams y pequeños estilolitos observados frecuentemente en los contactos entre nódulos y matriz, de acuerdo con GARRISON y KENNEDY (1977) pueden haberse desarrollado después de la formación de nódulos diagenéticos tempranos, debido a una carga de sedimento suprayacente de unos 100 m como mínimo.

11.2.3.5. Correlaciones y techo de la formación

Las correlaciones entre las distintas secciones levantadas de la formación Zegrí en esta unidad, pueden observarse en la fig. 23, cabe destacar la falta o poca representación del tramo inferior (alternancia de calizas margosas y margas) en el sector S de la unidad (área del Pelpitre) donde inmediatamente encima de las calizas del Lías inferior (Formación Gavilán) se dispone un tramo de calizas de color gris claro o calizas nodulosas de color rojo.

El contacto con la unidad suprayacente es totalmente nítido y viene dado por un cambio litológico brusco, entre las calizas margosas nodulosas infrayacentes y las calizas (grainstone y packstone de peloides y "filamentos") suprayacentes que aparecen

generalmente dando un escarpe característico en el relieve, localmente con abundantes derrubios en su base, sobre las zonas deprimidas de la formación Zegrí. No se ha observado ninguna irregularidad en el techo de la formación, aunque esta superficie es visible en muy pocos afloramientos. Sin embargo a nivel regional (VERA, 1984) se interpreta como un momento de fluctuación del nivel del mar que queda reflejado como discontinuidad estratigráfica en algunos sectores. Sobre este aspecto se insistirá en el apartado IV.2.

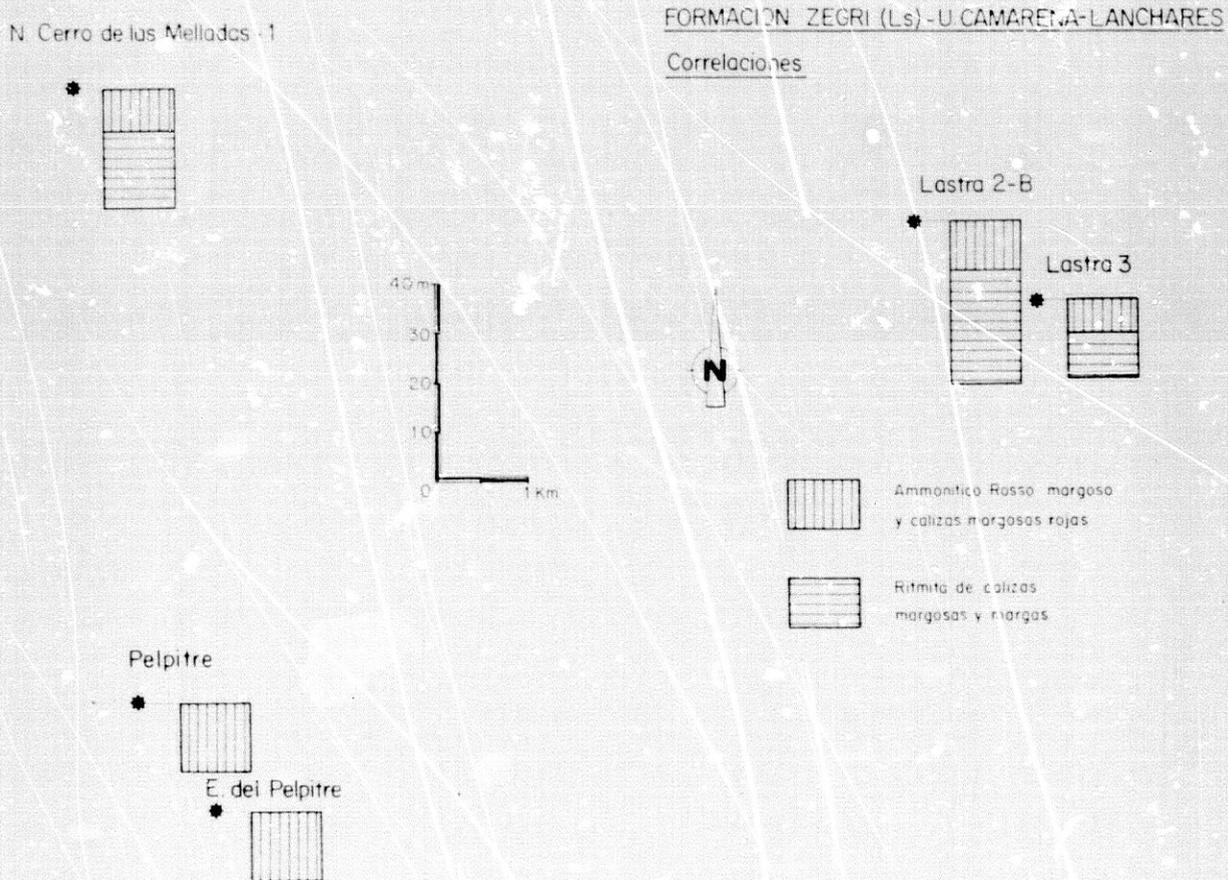


Figura 23

11.2.4. Formación Camarena (Jm)

11.2.4.1. Afloramientos. Secciones estudiadas.

La formación Camarena es la más representativa de esta unidad, tanto por mostrar la mayor extensión de afloramientos como por ser la más característica de ella. Aflora en el sector septentrional de la unidad en las zonas de mayor altitud (Camarena, Cerro de las Melladas, Zumacal, Bramadero y Sierra de la Lastra) y en pequeños afloramientos al E y SE de Luque. En la parte meridional de la unidad sus afloramientos se sitúan al W de la

Sierra de Cabra, zona de Los Lanchares, S y E del Lcbatejo y en el cerro del Pelpitre. Presenta un relieve kárstico reciente muy peculiar, bien desarrollado, lo que unido al aspecto comunmente masivo de las calizas hace que en la mayoría de los puntos sea imposible o difícil reconocer la estratificación. Existen abundantes canteras especialmente en la zona de los Lanchares donde los materiales de esta formación son explotados comercialmente, por su gran belleza, para su uso como piedra ornamental (tipo "Crema Capri" según la Memoria del Mapa Geológico Minero de Andalucía de la Junta de Andalucía, 1985). La potencia medida varía de 200-300 m según las secciones.

Se han estudiado las siguientes secciones cuya situación queda reflejada en la figura 24:

Pelpitre (fig. 15), E de Pelpitre (fig. 21), Cortijo de la Majada (fig. 25), N Cerro de las Melladas-2 (fig. 26), Santa Lucía (fig. 27), Fuente Rebola (fig. 28), Navahermosa (fig. 29), Lastra-2C (fig. 30), Cortijo de Frailes-1 (fig. 31), Cortijo de Frailes-2 (fig. 32), Lanchares (fig. 33), Bernabé-1 (fig. 34), Cantera E de Zamora (fig. 35) y Puente Genil-1 (fig. 36).

11.2.4.2. Facies y microfacies.

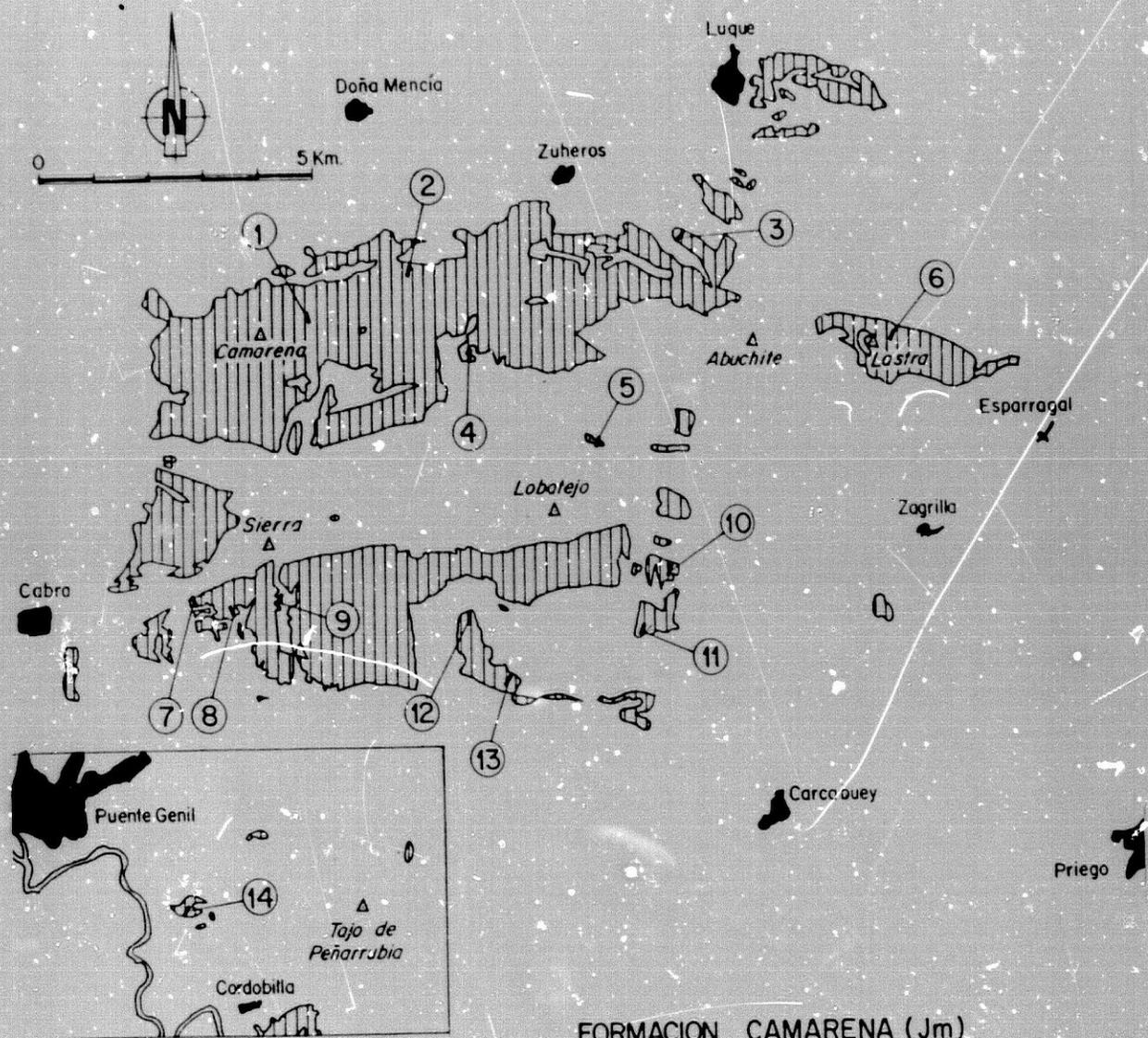
Esta potente secuencia de calizas de color blanco está compuesta principalmente por ooides, de aquí que se haya utilizado generalmente el término de calizas colíticas para denominarla. Sin embargo podemos diferenciar en ella los siguientes tipos de facies:

- 1) Calizas de peloides y "filamentos".
- 2) Calizas de ooides.
- 3) Calizas de oncoides.
- 4) Calizas de corales.
- 5) Calizas de crinoides y otros bioclastos.
- 6) Calizas micríticas con textura fenestral
- 7) Brechas sinsedimentarias.

La distribución vertical idealizada de los principales tipos de facies citados, se muestra de un modo muy esquemático en la fig. 37.

1) Calizas de peloides y "filamentos".

Representan el primer sedimento depositado sobre los materiales pelágicos del Domeriense-Toarciense. Están compuestos básicamente por peloides, localmente con "filamentos" y texturalmente son packstone y subordinadamente grainstone. De color blanco o beige claro se presentan en bancos de 0,5-1 m de potencia. Los peloides y "filamentos" pueden ir acompañados de otros aloquímicos como: oolitos, granos agregados, pequeños



FORMACION CAMARENA (Jm)
U. CAMARENA - LANCHARES

Figura 24. Situación de los afloramientos y secciones estudiadas de la Unidad del Camarena-Lanchares.

- | | |
|------------------------------|-----------------------------|
| 1: Cortijo de la Majada | 8: Cortijo de los Frailes-2 |
| 2: N Cerro de las Melladas 2 | 9: Lanchares |
| 3: Santa Lucía | 10: Bernabé-1 |
| 4: Fuente Rebola | 11: Cantera f de Zamora |
| 5: Navahermosa | 12: Pelpitre |
| 6: Lastra 2-C | 13: E del pelpitre |
| 7: Cortijo de los frailes-1 | 14: Puente Genil-1 |

FORMACION CAMARENA - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

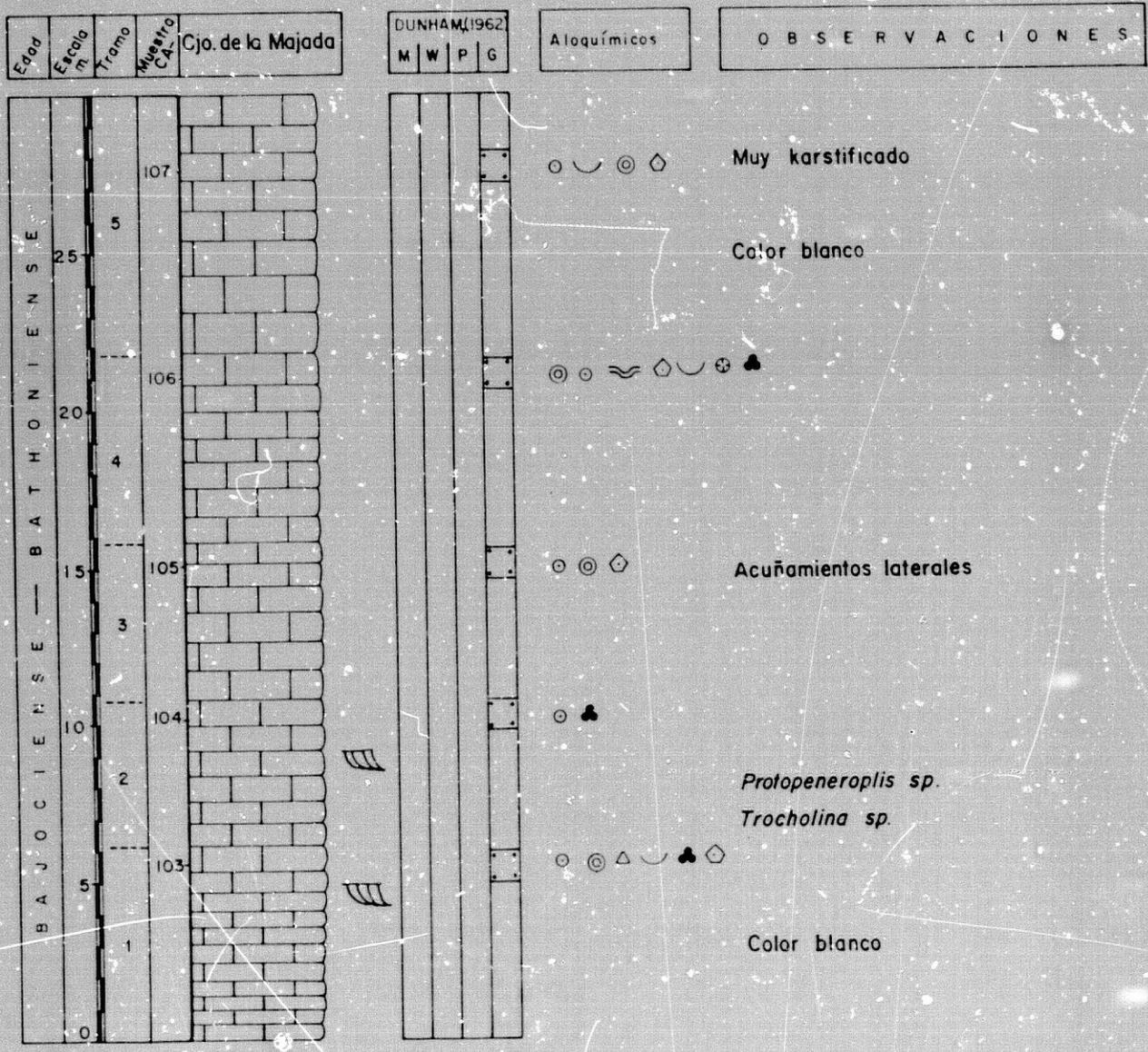


Figura 25

FORMACION CAMARENA - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

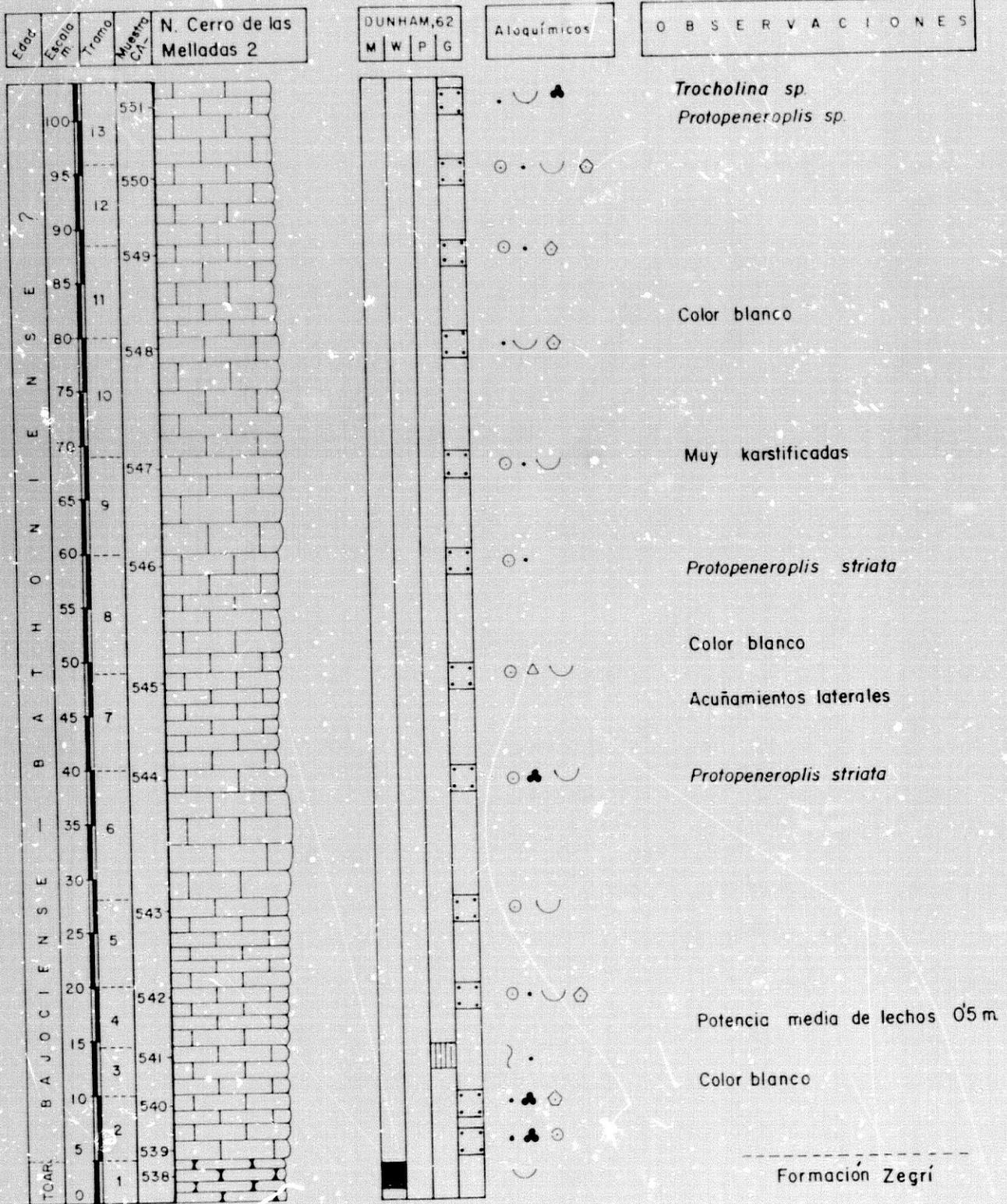


Figura 26

FORMACION CAMARENA — UNIDAD DEL CAMARENA — LANCHARES

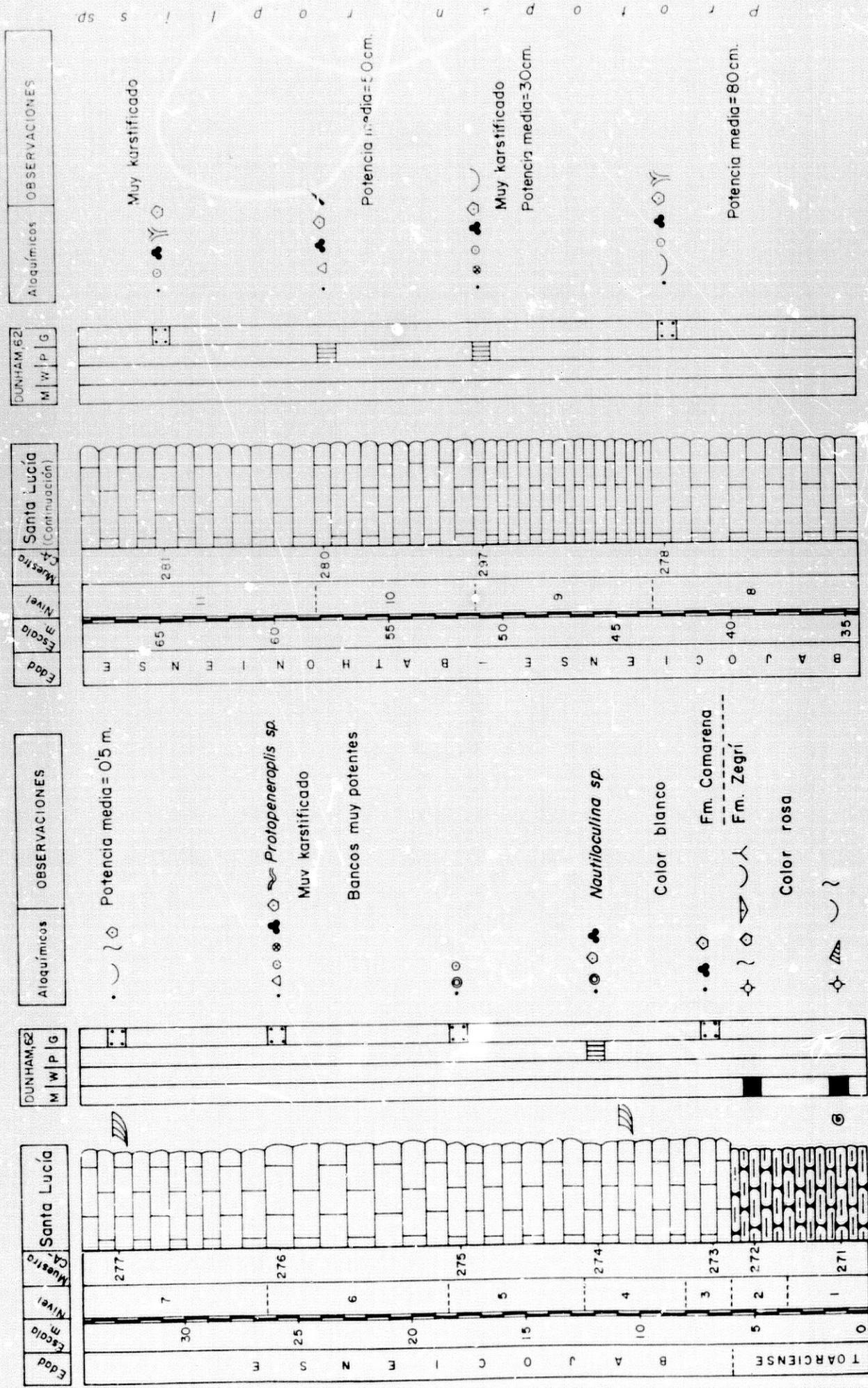


Figura 27

FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

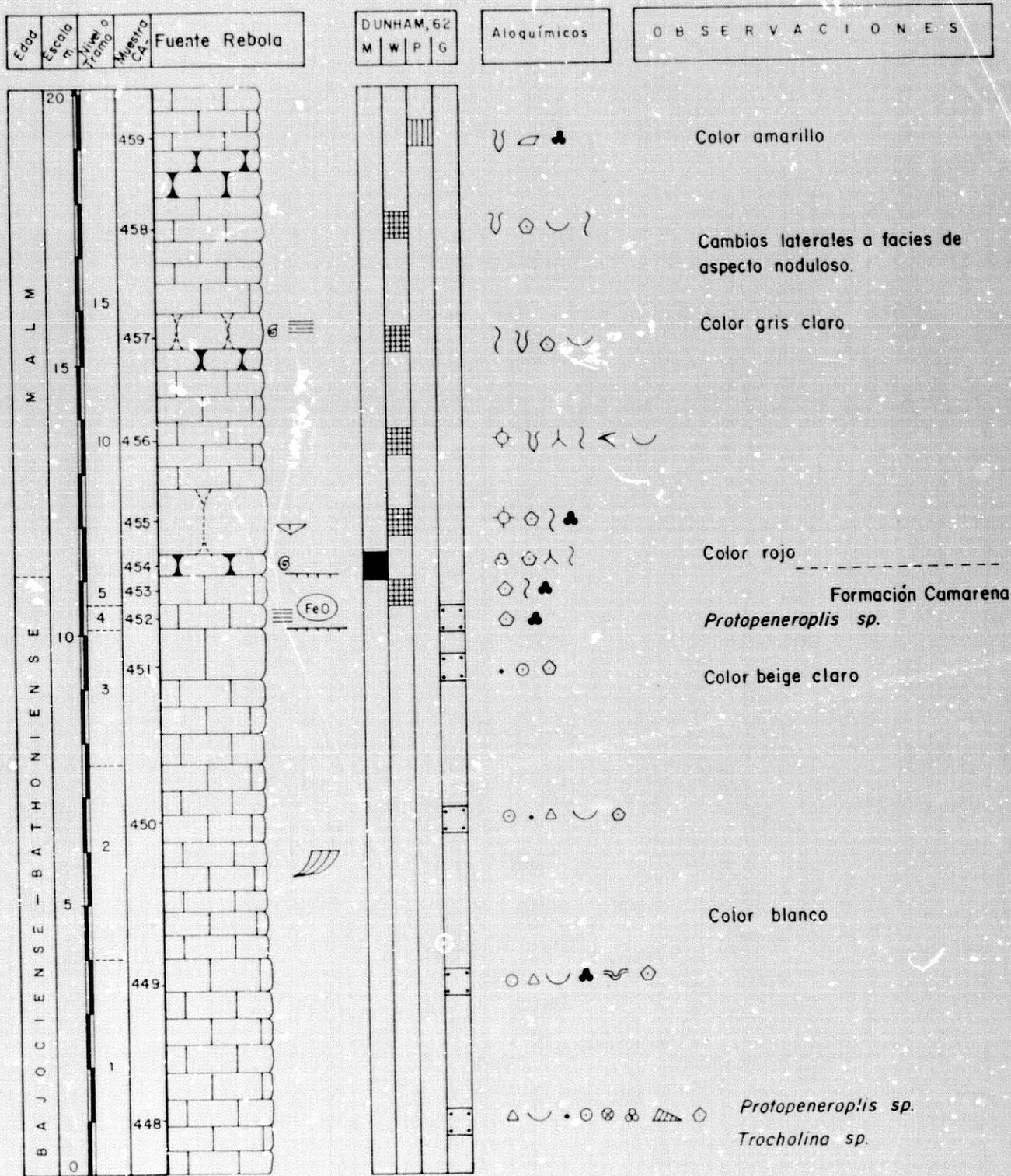


Figura 28

FORMACION CAMARENA Y AMMONITICO ROSSO SUPERIOR - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

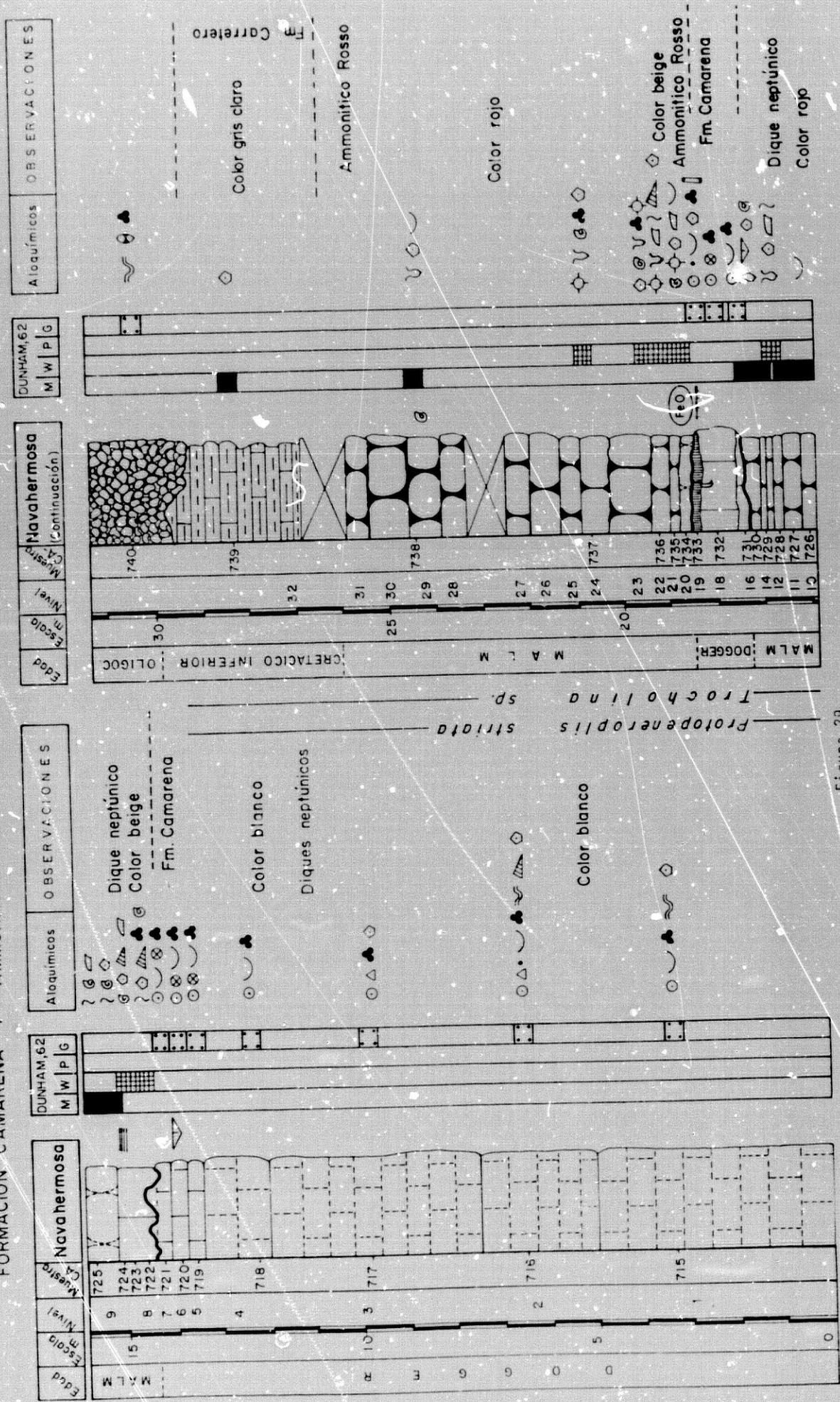


Figura 29

FORMACION CAMARENA - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

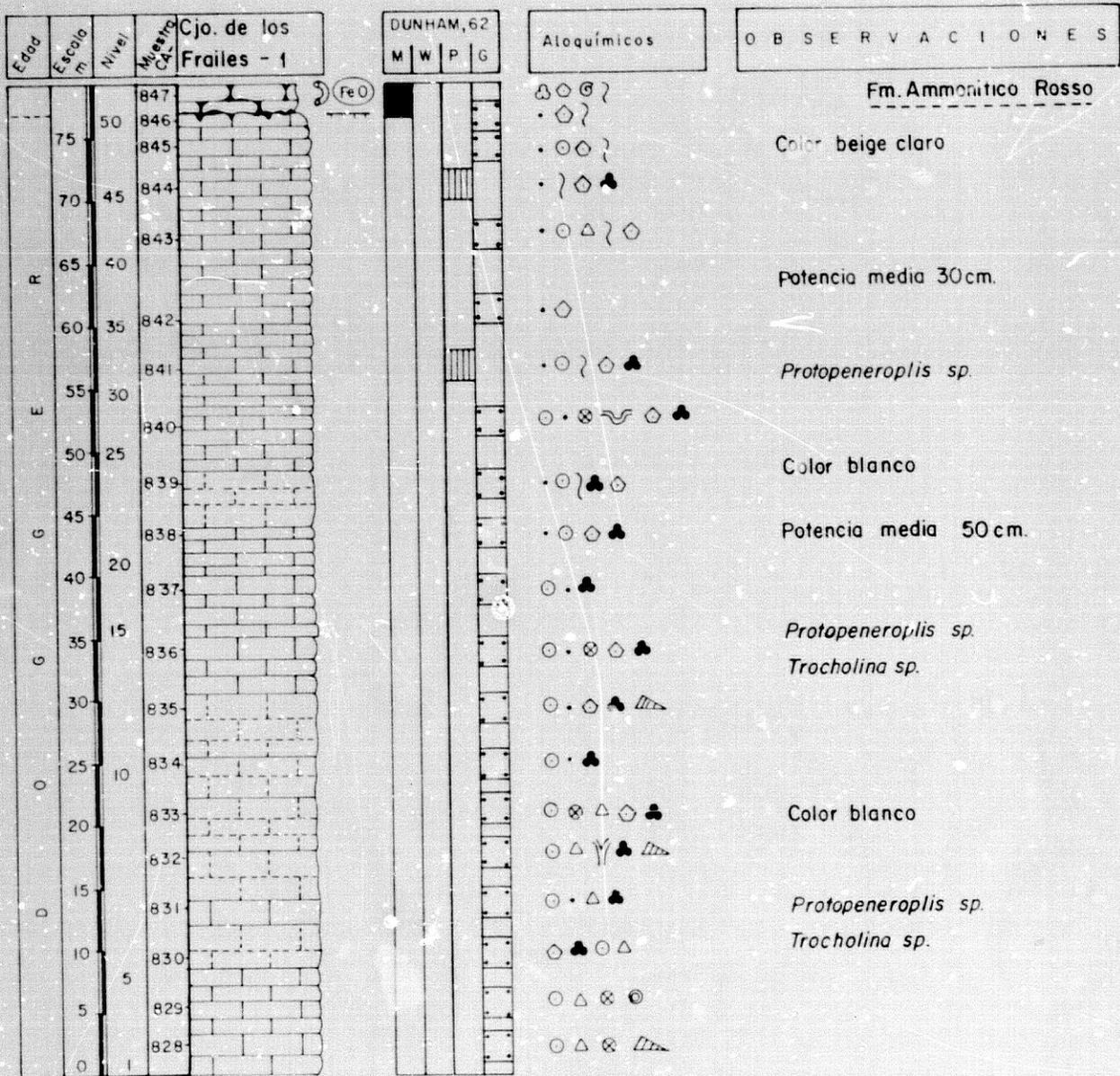


Figura 31

FORMACIONES CAMARENA Y AMMONITICO ROSSO SUPERIOR.- UNIDAD CAMARENA-LANCHARES

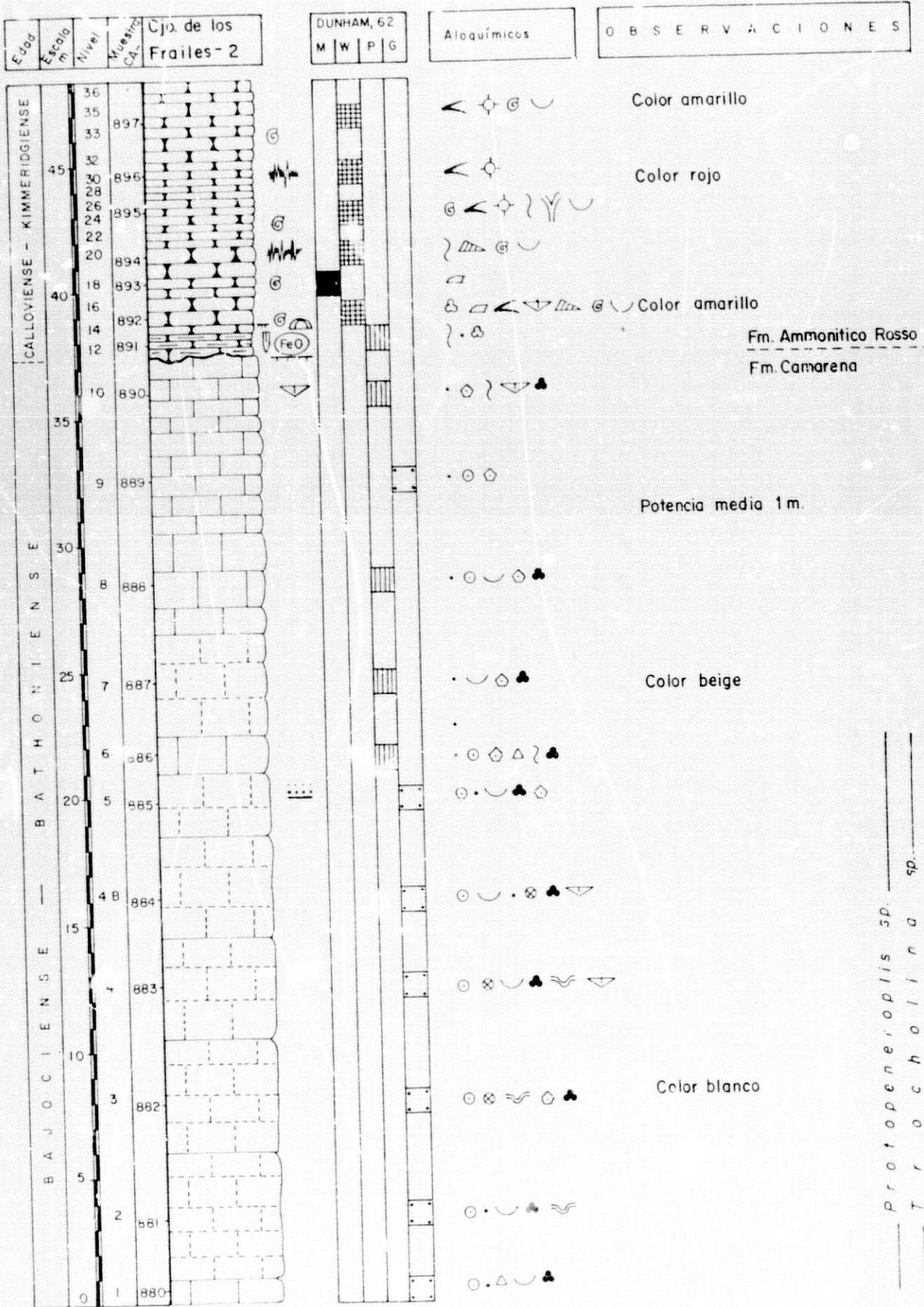


Figura 32

FORMACIONES CAMARENA Y AMMONITICO ROSSO -- UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES

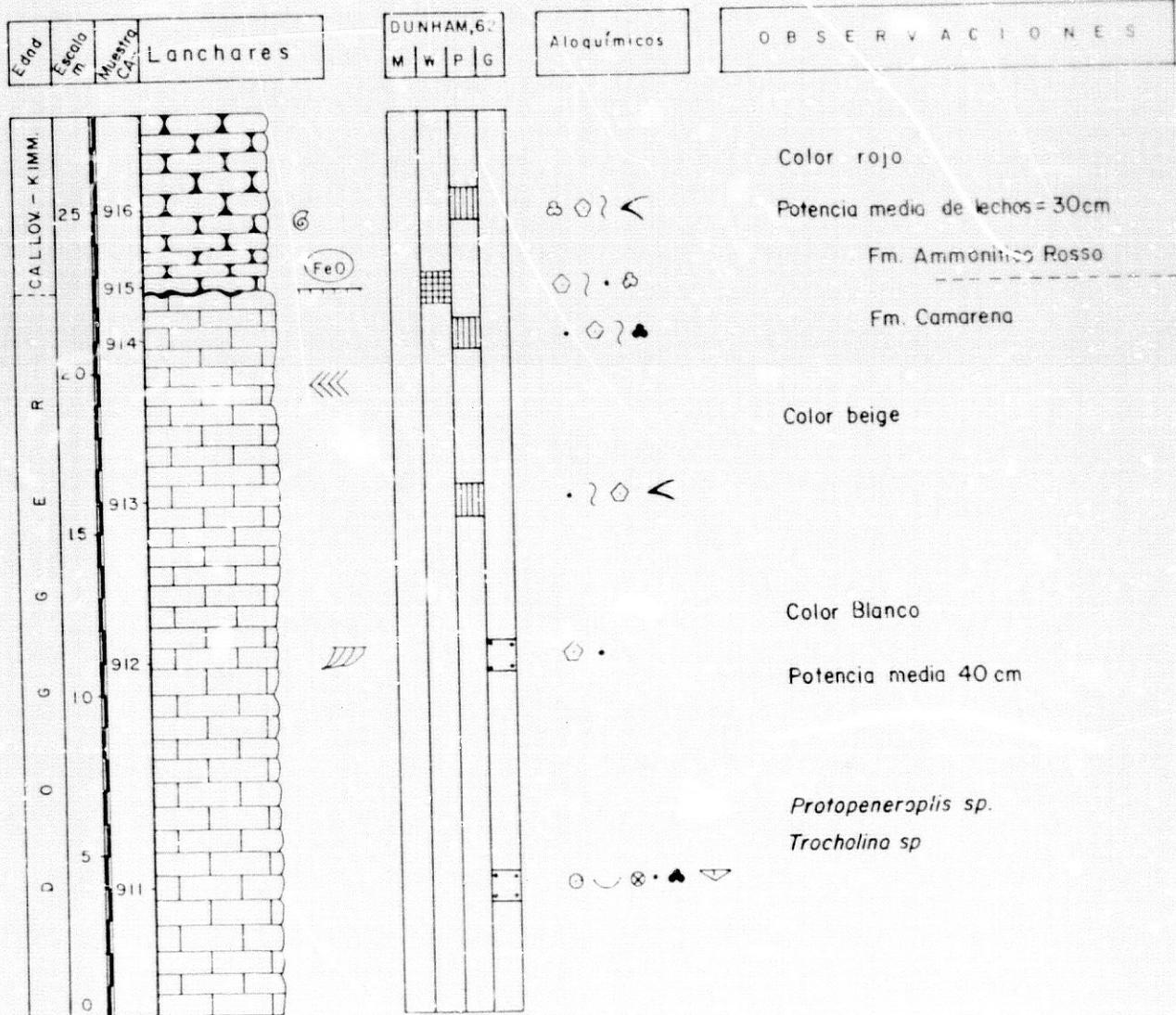


Figura 33

FORMACION CAMARENA — UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES

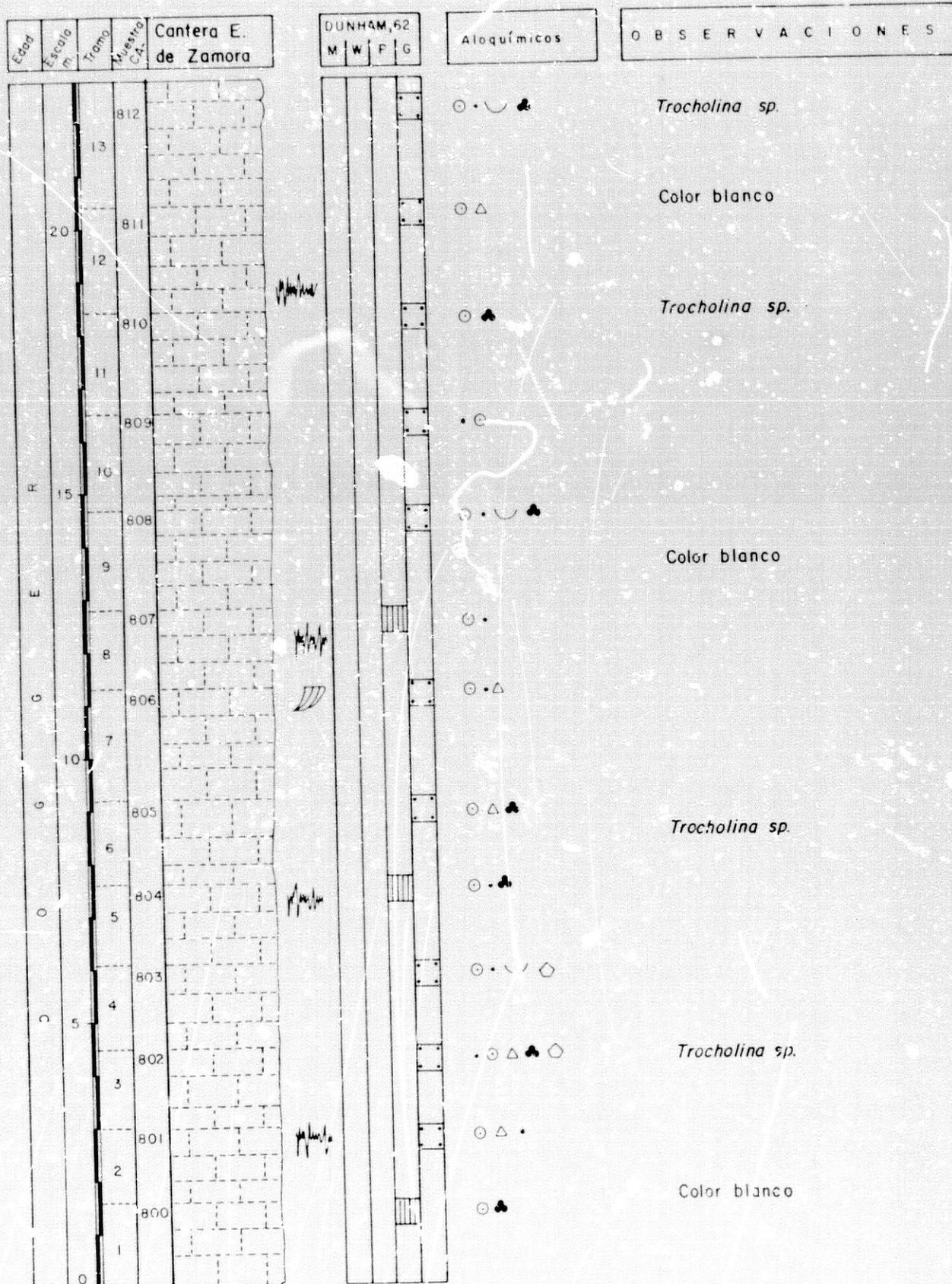


Figura 35

FORMACIONES CAMARENA Y AMMONITICO ROSSO - UNIDAD CAMARENA - LANCHARES

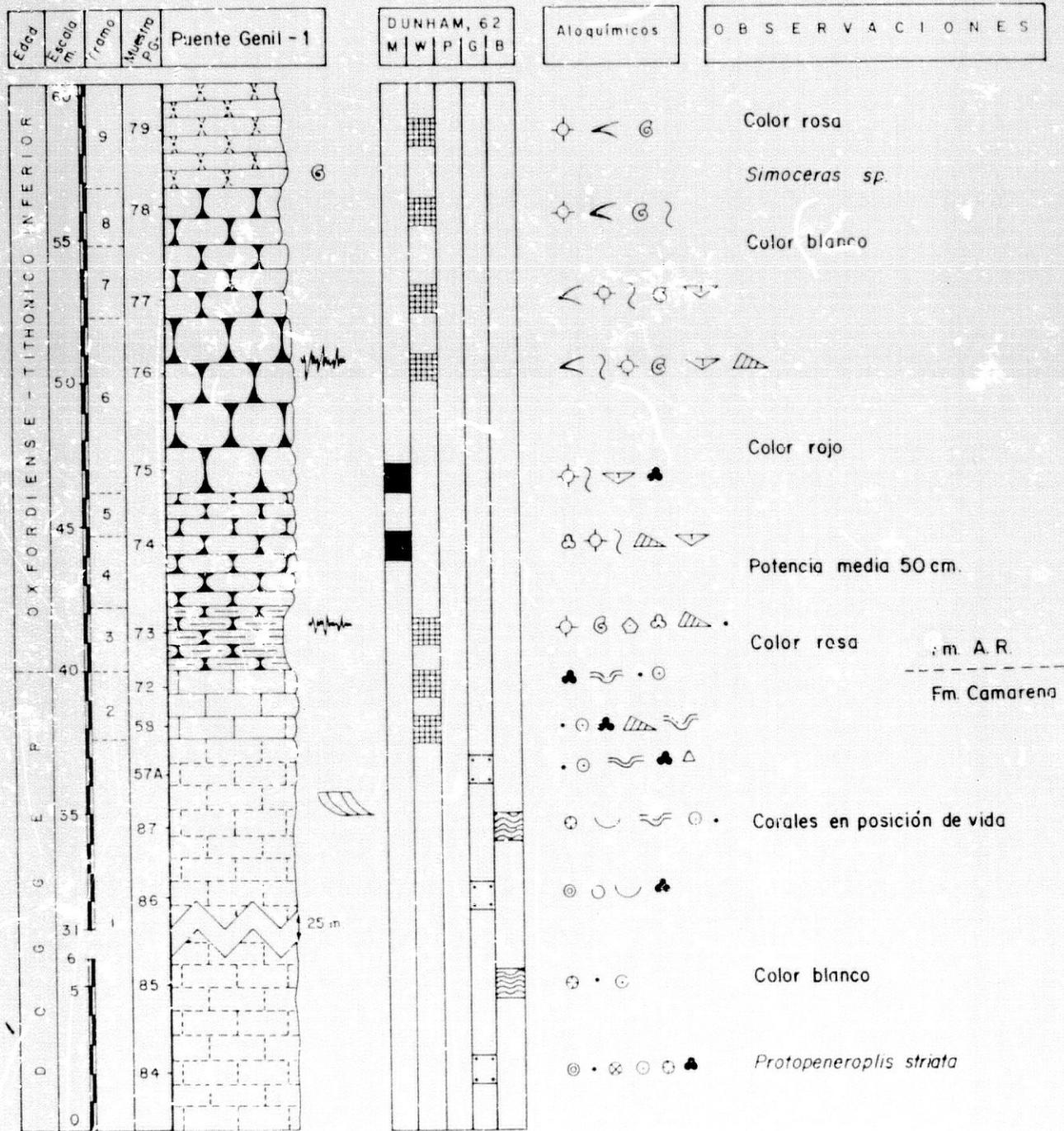


Figura 36

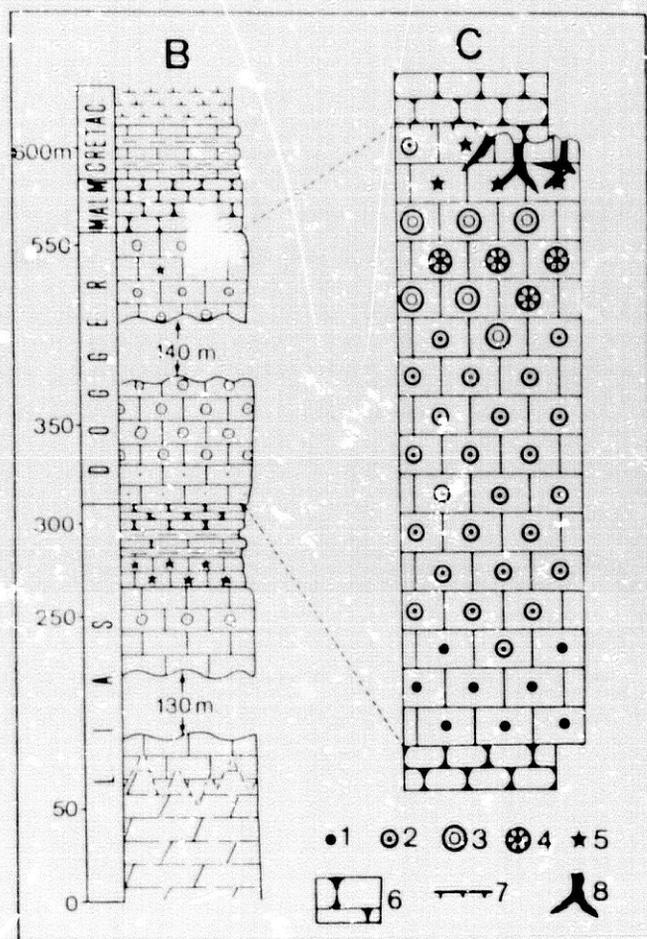


Figura 37. Distribución vertical idealizada de los principales tipos de facies en la Unidad del Camarena-Lanchares. Leyenda: 1 - Peloides; 2 - Ooides; 3 - Oncoides; 4 - Corales; 5 - Crinoides; 6 - Calizas nodulosas; 7 - Hardground; 8 - Diques neptúnicos. Según RUIZ-ORTIZ et al. (1985).

intraclastos, foraminíferos (*Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Tracholina*, sp.), fragmentos de crinoides y pequeños gasterópodos.

Los peloides tienen un diámetro medio de 0,12 mm, como máximo 0,2 mm, y en su mayoría parecen pellets. Los "filamentos" tienen una longitud de hasta 2 mm y un grosor generalmente de 0,02 mm. Parecen corresponder a conchas del bivalvo pelágico *Bositra buchi* ROMER (ver discusión sobre este bivalvo en el apartado II.2.3.2.B).

Los granos agregados de hasta 1 mm de diámetro están compuestos por la agrupación de distintas partículas, principalmente peloides y pequeños bioclastos envueltos por costras micríticas. En algunos puntos se observa laminación paralela que viene dada por la disposición planar de "filamentos", que sin embargo en otros puntos se encuentran dispuestos al azar, con indicios de haber sufrido el sedimento una intensa bioturbación.

El espesor de este tramo varía según los puntos desde 75 m en el sector de la Lastra (ver por ejemplo sección Lastra-2C) a menos de una decena de metros al S de la unidad (por ejemplo sección del Pelpitre). El paso a las facies suprayacentes es gradual y viene dado simplemente por el aumento en el porcentaje de oolitos respecto al de peloides y por la desaparición de los "filamentos". Por último indicar que, aunque lo normal es que los materiales de esta facies se dispongan en la base de la formación o como pequeñas intercalaciones esporádicas entre las facies de grainstone oolíticas suprayacentes, en algunos puntos como al N del Cortijo de los Frailes aparecen también en la parte superior de la formación.

2) Calizas de ooides (calizas oolíticas).

Son, volumétricamente consideradas, las facies más representadas. Están compuestas fundamentalmente por oolitos, muestran un color blanco y son masivas o se disponen en estratos de 0,5 a 1,2 m de potencia. Al microscopio aparte de los ooides mayoritarios, aparecen los siguientes elementos texturales: intraclastos, oncolitos, agregados, peloides, foraminíferos (Protopenneroplis striata WEYNSCHENK, Trocholina conica SCHLUMBERGER, Lucasella cayeuxi LUCAS, Palaeomiliolina occulta ANTONOVA, Nautiloculina oolithica MOHLER, Quinqueloculina sp., Pfenderina, sp.), algas (Cayeuxia sp., Solenoporaceas, Dasycladaceas), crinoides, gasterópodos, braquiópodos, corales, briozoos, espículas de equínidos y otros bioclastos frecuentemente con envolturas micríticas ("cortoides").

Los ooides tienen un diámetro medio de 0,7 mm y un diámetro máximo de 1,8 mm. Predominan los de tipo tangencial (tipo estructural 1 de la clasificación de RICHTER, 1983) con una corteza de abundantes láminas de 4-12 μ de espesor cada una, con estructura concéntrica. Su núcleo es un peloide, un bioclasto o un intraclasto. Algunos ooides presentan textura fibroso radial, mostrada por inclusiones oscuras dispuestas radialmente sobre las láminas concéntricas, de modo que aunque son visibles claramente las laminaciones concéntricas éstas están atravesadas por cristales radiales de calcita fibrosa (ooides tipo 2 de RICHTER, 1983). También se observan en algunos puntos ooides micríticos, con estructura laminada concéntrica y sin orientación preferente de los cristales observables al microscopio (ooides del tipo 3 de RICHTER, 1983). Aparecen también ooides complejos, cuyo núcleo se encuentra formado por varios ooides pequeños, y ooides rotos y regenerados, es decir ooides fracturados que son recuperados y recubiertos por

otras láminas, de modo que pasan a constituir el núcleo de un nuevo ooide. Hay también muy buenos ejemplos de ooides "descascarillados" en los que una o más láminas externas de la corteza han sido parcialmente, o incluso completamente, despegadas del ooide antes de que la roca fuese cementada; las partes aisladas de los anillos concéntricos se disponen en las proximidades de los ooides, cementadas por esparita; son ooides deformados del grupo 3 de CAROZZI (1961). En otros casos los ooides se encuentran deformados plásticamente adaptándose unos a otros en su forma externa; en la mayoría de estos casos sin embargo no se observa un contacto directo grano a grano, sino que entre estos aparece un fino borde de cemento que se habría formado anteriormente a la compactación e interpenetración de granos. Por último destacar también la existencia en algunos puntos de porosidad oomoldica (oomoldic porosity) como resultado de la disolución de los oolitos, de modo que los huecos originados se encuentran rellenos actualmente con esparita granular. De acuerdo con RICHTER (1983, p. 88) sería una prueba de que los ooides eran originalmente aragoníticos. En algunos oomoldes (oomolds) hay relleno geopetal micrítico.

En estas facies aparecen generalmente dos tipos de cementos: un cemento de borde de esparita acicular rodeando los aloquímicos y un cemento granular ocupando los intersticios. Localmente falta el cemento de borde y aparece únicamente el cemento esparítico granular.

3) Calizas de oncooides (calizas oncolíticas)

Calizas de color blanco masivas formadas mayoritariamente por oncooides. Aparecen hacia la parte superior de la formación. Los mejores afloramientos se encuentran en las sierras de Puente Genil, asociadas a las facies de corales que describiremos en el siguiente apartado, y al N de los Lanchares en algunas canteras abandonadas sobre todo en las más septentrionales, en relación con las facies descritas en el apartado anterior. En general se asocian con ooides y peloides de modo que estos se sitúan entre los oncooides y más raramente se presentan formando los oncooides de modo casi exclusivo el armazón de la roca. En superficie alterada o pulida estas calizas destacan por su gran belleza, siendo muy apreciadas y explotadas como piedra ornamental. Son grainstone oncolíticas, más raramente packstone o wackestone. Aparte de los aloquímicos citados anteriormente al microscopio se observan intraclastos, granos agregados, foraminíferos (Trocholina conica SCHLUMBERGER, Protopeneroplis striata WEYNSCHENK, Pseudocyclammina sp.), corales, braquiópodos, gasterópodos, crinoides, serpulidos y abundantes bioclastos frecuentemente con los bordes micritizados (contoides).

En la estructura interna de los oncooides pueden distinguirse tres tipos de recubrimientos: a) láminas finas, lisas y concéntricas de micrita; b) láminas más irregulares y rugosas constituidas por restos de algas cianofíceas, micrita grumosa, pequeños peloides,

foraminíferos o bioclastos y vacuolas rellenas de esparita; y c) revestimientos micríticos sin laminación concéntrica, de aspecto homogéneo, con restos algales y vacuolas rellenas de esparita de hasta 0,15 mm de diámetro, en algunos sectores. Las laminaciones cuando son observables suelen ser continuas alrededor del núcleo, que acostumbra a estar bien centrado y es generalmente un peloide u ocoide pequeño y en otras ocasiones un fósil o un bioclasto (foraminífero, pequeño gasterópodo o fragmento de coral). Muy frecuentemente los oncoides de mayor tamaño (2 cm aproximadamente de diámetro) presentan tres divisiones: a) interna de hasta 6 mm de diámetro que constituye el núcleo, rodeado por micrita, localmente con textura grumosa; b) intermedia de hasta 6 mm de espesor con mayor cantidad de restos algales, vacuolas irregulares rellenas de esparita, peloides algales de 0,06-0,08 mm de diámetro y pequeños foraminíferos; y c) externa de hasta 1 mm de espesor y completamente micrítica y homogénea. En algunos puntos se observan oncoides compuestos por varios núcleos que son a su vez pequeños oncoides agrupados y sobre los cuales se ha desarrollado una corteza única envolvente de todos ellos. La forma de los oncoides es variada predominando la esferoidal, aunque existen también formas alargadas, elipsoidales y asimétricas. Esta forma viene controlada por la relación grosor de la corteza/longitud máxima del núcleo y por la forma de este último. Cuando la relación citada es muy alta el oncoide suele ser esferoidal independientemente de la forma del núcleo, cuando esta relación es baja la forma del oncoide puede ser más irregular dependiendo fundamentalmente de la forma del núcleo. Su diámetro medio es de 1,5 cm y el diámetro máximo observado es de 3,5 cm. La frecuencia máxima de tamaños se sitúa entre 5 mm y 2 cm de diámetro.

Son mayoritariamente oncoides de tipo SS-C aunque también existen algunos del tipo SS-R (LOGAN et al., 1964). Según la clasificación de DAHANAYAKE (1977) pertenecen a los tipos I y III.

En algunos oncolitos se han observado perforaciones de forma redondeada de hasta 0,4 mm de diámetro y rellenas de peloides (pellets) y esparita. Localmente se observan fenómenos de compactación, existiendo entre los oncolitos contactos estilolíticos por disolución a presión, o contactos por interpretación de granos de modo que los oncoides aparecen densamente empaquetados formando grainstone oncooidales casi sin espacio intergranular. También se han encontrado oncolitos con grietas de retracción rellenas de esparita.

Los cementos carbonatados que ligan estos aloquímicos son del mismo tipo que los descritos para la facies anterior.

4) Calizas de corales

En la Sierra Gorda de Puente Genil se han encontrado abundantes colonias de corales, especialmente visibles en los cortes de las canteras abandonadas. En la Sierra de Cabra, por el

contrario, las colonias son bastante escasas y tan solo se han observado en las canteras más septentrionales de los Lanchares (MOLINA et al, 1984, 1985).

Con el fin de dar una idea lo más objetiva posible de la abundancia y distribución de las colonias de corales, en la Sierra Gorda de Puente Genil se realizó (MOLINA et al., 1985) un dibujo a escala (fig. 38) en una pared de una cantera abandonada, en la que se acotó un rectángulo de 3 x 8,5 m, el cual se subdividió en cuadrículas, de 50 cm de lado, denominadas A a F en la vertical y

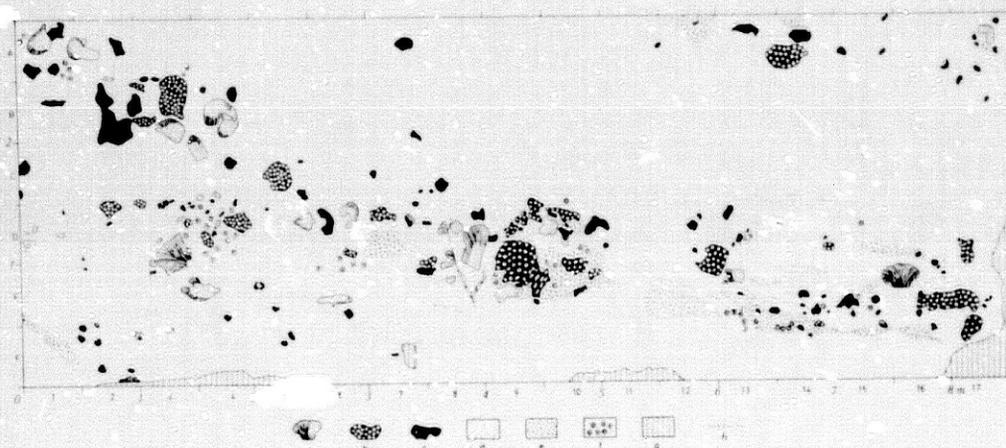


Figura 38. Esquema a escala de la distribución de las colonias de corales en las calizas oolíticas del Dogger en la Sierra Gorda de Puente Genil realizado en la pared de una cantera abandonada. Leyenda: a, b y c - Corales (corresponden a los tipos a, b y c descritos en el texto); d - Caliza formada mayoritariamente por ooides y encoides; e - Caliza de bioclastos, ooides y oncooides de gran tamaño; f - Niveles de concentración de oncooides de gran diámetro; g - Áreas ocultas o no visibles; h - Superficies de estratificación. Obsérvese cómo las colonias de corales se concentran siguiendo la estratificación de las calizas. Según MOLINA et al. (1985).

1 a 17 en la horizontal. Los posibles errores cometidos al realizar el esquema nacen de la eventual omisión de colonias existentes no reconocibles a simple vista debido a factores diagenéticos diversos (micritización, disolución, recristalización, ...). En la figura 39 se reproducen a mayor escala, tres detalles del dibujo anterior (ver la indicación de cuadrículas) donde se puede observar la relación entre las diferentes colonias. El primer dato que se deduce de dichas figuras es la existencia de concentraciones de colonias de corales en bandas que se disponen paralelas a los planos de estratificación; este hecho se interpreta considerando que a lo largo del tiempo hubo episodios más favorables para la génesis de las mismas. Otro hecho destacable es la frecuencia de colonias de corales cuya posición con respecto a los planos de estratificación

indica que están en posición de vida, hecho especialmente visible cuando se trata de corales con tecas finas ya que ello facilita ver su geometría original. En estos casos las colonias se orientan sobre superficies o zonas que muestran claras evidencias de haberse comportado como un substrato duro. Así, por ejemplo, existen superficies de discontinuidad con desarrollo de pátinas de óxidos de hierro, capas isopacas de cemento en drusa entre los granos y ciertos techos micríticos discontinuos, con un buen desarrollo de textura fenestral, sobre los que directamente se encuentran las colonias. Estos rasgos se generaron en una etapa en la que se detuvo o al menos, disminuyó sensiblemente la producción de oolitos. En la Sierra de Puente Genil se han llegado a ver colonias que superan los 2 m de longitud y 50 cm de altura. En los Lanchares también se han observado colonias de corales aunque con menor desarrollo que alcanzan tamaños de hasta 30 cm de longitud y 15 cm de altura.

Debido a la recristalización que afecta a los corales que no permite reconocer septos, ni trabéculas, ni sinaptículos, no se han podido clasificar con precisión, aunque de acuerdo con la bibliografía paleontológica consultada son formas atribuibles a las familias Stylinidae, Stylophyllidae y Montlivaltiidae del orden Scleractinia. No obstante se han llegado a diferenciar los siguientes tipos (figuras 38 y 39) en función de la forma, tamaño y disposición de sus coralitas:

A) Formas coloniales.- Tipo a: Corales de tecas cilíndricas, paralelas o subparalelas, libres lateralmente y formando manojos (tipo faceloide); el diámetro de las tecas suele ser de 1,5 mm y existe poco espacio entre las mismas; Tipo b: Corales también de tipo faceloide pero con coralitas de mayor diámetro (valor medio de unos 6 mm) y más separadas lateralmente; Tipo c: Corales masivos de tipo plocoide y cerioide, generalmente muy recristalizados de modo que no se pueden apreciar los límites entre las tecas. No obstante, a veces, en lámina delgada se pueden observar éstas, en contacto unas con otras y con paredes fusionadas o formando series lineales.

B) Formas solitarias: En algunos puntos con mucha menor abundancia se han encontrado corales solitarios de forma ceratoide o ligeramente turbinoide con diámetro máximo de teca de 1 cm y con 24 septos rectos bien desarrollados.

En cuanto a la morfología externa de las colonias se presentan fundamentalmente cuatro formas de crecimiento: 1) semiesférica; 2) de cuenco o caliz; 3) tabular o planar; 4) irregular. Estas morfologías son más comunes en medios de aguas agitadas y con baja velocidad de sedimentación (JAMES, 1983). Algas rojas encostrantes tipo Thaumatoporella sp., se encuentran asociadas a algunas de estas colonias, pero poco desarrolladas. Algunos biohermos muestran perforaciones de hasta varios cm de diámetro rellenas de peloides y ooides.

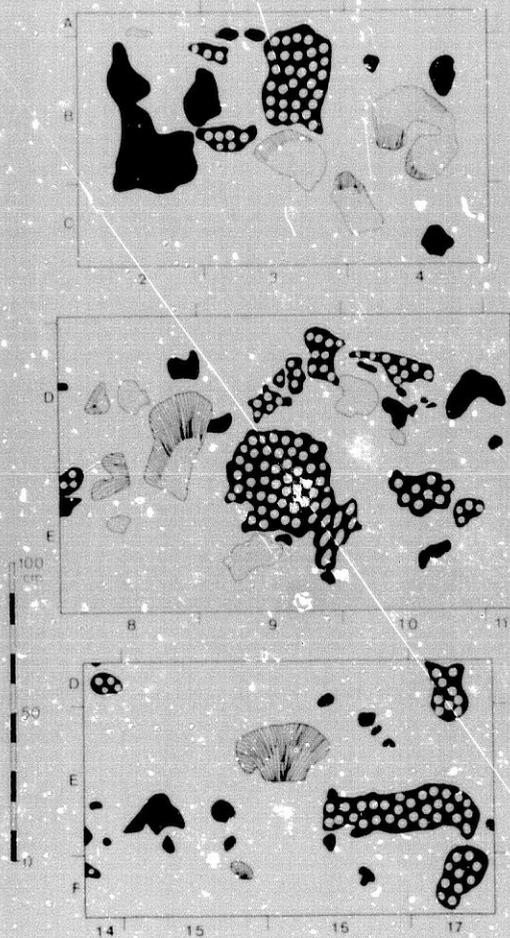


Figura 39. Detalles de la distribución de las colonias de corales de la figura 3 (se indica su posición por las cuadrículas). Obsérvese entre las cuadrículas E-15 y E-16 un coral en posición de vida. Leyenda igual que en la figura 38. Según MOLINA et al. (1985)

Especial interés tiene el estudio de la relación entre las colonias de corales y la roca encajante. Las colonias están en el seno de calizas oolíticas y oncolíticas, de modo que los materiales formados por ooides y oncooides las envuelven. En lámina delgada se puede observar con detalle la relación existente; las colonias quedan rodeadas por los grainstones de ooides y oncooides con un contacto bastante neto: se observan ooides de pequeño tamaño y peloides dentro de los huecos de los corales y en el interior de las tecas por lo que puede asegurarse que las colonias de corales fueron "enterradas" por las calizas oolíticas acabando con el crecimiento de los organismos y ocupando los huecos, tanto entre corales como dentro de los mismos, las partículas transportadas. En facies marginales a la colonia se pueden ver corales con envolturas micríticas que forman parte de la roca como aloquímicos, lo que indica que durante el depósito de dicha roca se destruían parcialmente las colonias de corales. Este hecho concuerda con la aparición de frecuentes colonias de corales que no están en posición de vida y facies bioclásticas donde abundan los restos de los mismos.

En las proximidades de las colonias de corales representadas en las figuras 38 y 39 pueden observarse estratificaciones cruzadas de gran escala en los términos inmediatamente superiores a la banda de concentración de colonias. Este hecho implica que el enterramiento de los corales se hizo por la acción de corrientes de tracción que transportaban los ooides y los oncoides.

5) Calizas de crinoides y otros bioclastos.

De color blanco o beige, en bancos de unos 40 cm de potencia por término medio. Son fundamentalmente grainstone, a veces packstone, formadas mayoritariamente por fragmentos de crinoides y algunos peloides, oolitos, foraminíferos (Lenticulina sp.) intraclastos, filamentos y braquiópodos. En ciertas muestras he observado algunos cantos aislados de micrita con "filamentos" que corresponden a extraclastos depositados como sedimento sin compactar (cantos blandos). Los fragmentos de crinoides presentan un diámetro medio de 0,3 cm. Frecuentemente muestran bordes completamente micritizados y perforaciones de 0,2 mm de diámetro, generalmente rellenas de micrita. Estas calizas en distintos puntos presentan laminación cruzada de tipo herring-bone y estratificación cruzada de gran ángulo, así como granoselecciones en secuencias tanto granocrecientes como granodecipientes. Los niveles de calizas de crinoides se encuentran como intercalaciones esporádicas en los términos superiores y techo de la formación. Muestran grandes cambios de potencia de unas secciones a otras e incluso desaparecen lateralmente. La potencia total de esta unidad litoestratigráfica es generalmente menor de 10 m aunque llega a alcanzar 20 m en algunos puntos, como al N del Cortijo de los Frailes. Muy característica es la presencia de calizas de crinoides de color negro con abundante materia carbonosa en la Nava Alta, 1,5 km al S del Cortijo de las Melladas. Los crinoides presentan un cemento de borde sintaxial muy bien desarrollado. En otros puntos en relación con estas facies se observan packstone constituidas casi exclusivamente por braquiópodos como único aloquímico, con porosidad de tipo shelter muy bien desarrollada.

6) Calizas micríticas con textura fenestral.

Calizas blancas en bancos de 0,5 m de espesor aproximadamente. Estas facies afloran especialmente en el techo de la formación en la Sierra Gorda de Puente Genil, alcanzando una potencia máxima de 2,5 m. Además aparecen tanto en la Sierra Gorda como en la de Cabra, como intercalaciones finas y esporádicas entre las calizas de corales y entre las calizas oncolíticas, constituyendo como ya indicábamos, uno de los tipos de substratos donde están asentadas las colonias de corales.

Se trata de mudstone con foraminíferos (Textularia sp., Paleomiliolina sp., Trocholina conica SCHLUMBERGER, Haurania? sp. cf. H. amijii HENSON, Pfenderina sp. y además aparecen Ataxophragmiidae con su cavidad umbilical abierta y Lituolidae de

estructura compleja que no se han podido clasificar), algas (*Cayeuxia* sp. y *Thaumatoporella* sp.), peloides, oolitos y oncolitos. Estas calizas micríticas se caracterizan por presentar una textura fenestral muy bien desarrollada, con abundantes birdseyes, así como en algunos puntos grietas de retracción, mostrando a veces un aspecto brechoide. La micrita presenta localmente textura grumosa. Los oolitos aparecen muy esporádicamente dispersos entre la matriz micrítica, tienen un diámetro máximo de 0,7 mm y una textura fibroso radial muy bien desarrollada.

7) Brechas sinsedimentarias.

En el techo de la formación, 1 km al NW de Abuchite (200 m al W de la Fuente del Espino), aparecen brechas de unos 3 m de potencia máxima. Los cantos son de calizas oolíticas del tipo de facies nº 2 ya descrito anteriormente, muy heterométricos y angulosos, con diámetros máximos de 20 cm y medio de 5 cm. La matriz que rodea a los cantos es muy escasa o inexistente y está compuesta por oolitos sueltos, frecuentemente con sus envolturas externas "descascarilladas". Abundan las fracturas rellenas de esparita. Son brechas desorganizadas.

En el frente de las canteras de la zona central de los Lanchares, que están siendo explotadas actualmente, y en bloques de rocas sueltos obtenidos de ellas se han encontrado brechas. Estas se sitúan hacia la parte alta de la secuencia aunque no se pueda precisar su posición estratigráfica exacta. Los cantos y bloques presentan un tamaño máximo de hasta 50 cm y un diámetro medio de 6 cm, son muy angulosos y heterométricos, aunque predominan los de forma planar dispuestos paralelamente a la estratificación. Estos cantos son fundamentalmente de calizas oolíticas, aunque localmente también aparecen corales y calizas oncolíticas de los tipos descritos en anteriores apartados. La matriz está compuesta principalmente por oolitos, intraclastos, algunos oncolitos y bioclastos. En algunos bloques de roca obtenidos de las canteras se han observado canales erosivos importantes con una anchura máxima de 1 m y profundidad de hasta 40 cm presentando en su interior bloques de hasta 25 cm de longitud máxima (fig. 40F).

En resumen, hacia el techo de la formación se encuentran niveles de brechas sinsedimentarias constituidas por cantos de las mismas calizas oolíticas de distintos tamaños según los sectores y matriz de oolitos sueltos.

II.2.4.3. Estructuras sedimentarias.

En numerosos sectores se observan magníficos ejemplos de estratificaciones cruzadas. El mejor afloramiento conocido hasta el momento se sitúa en las canteras más meridionales de los Lanchares

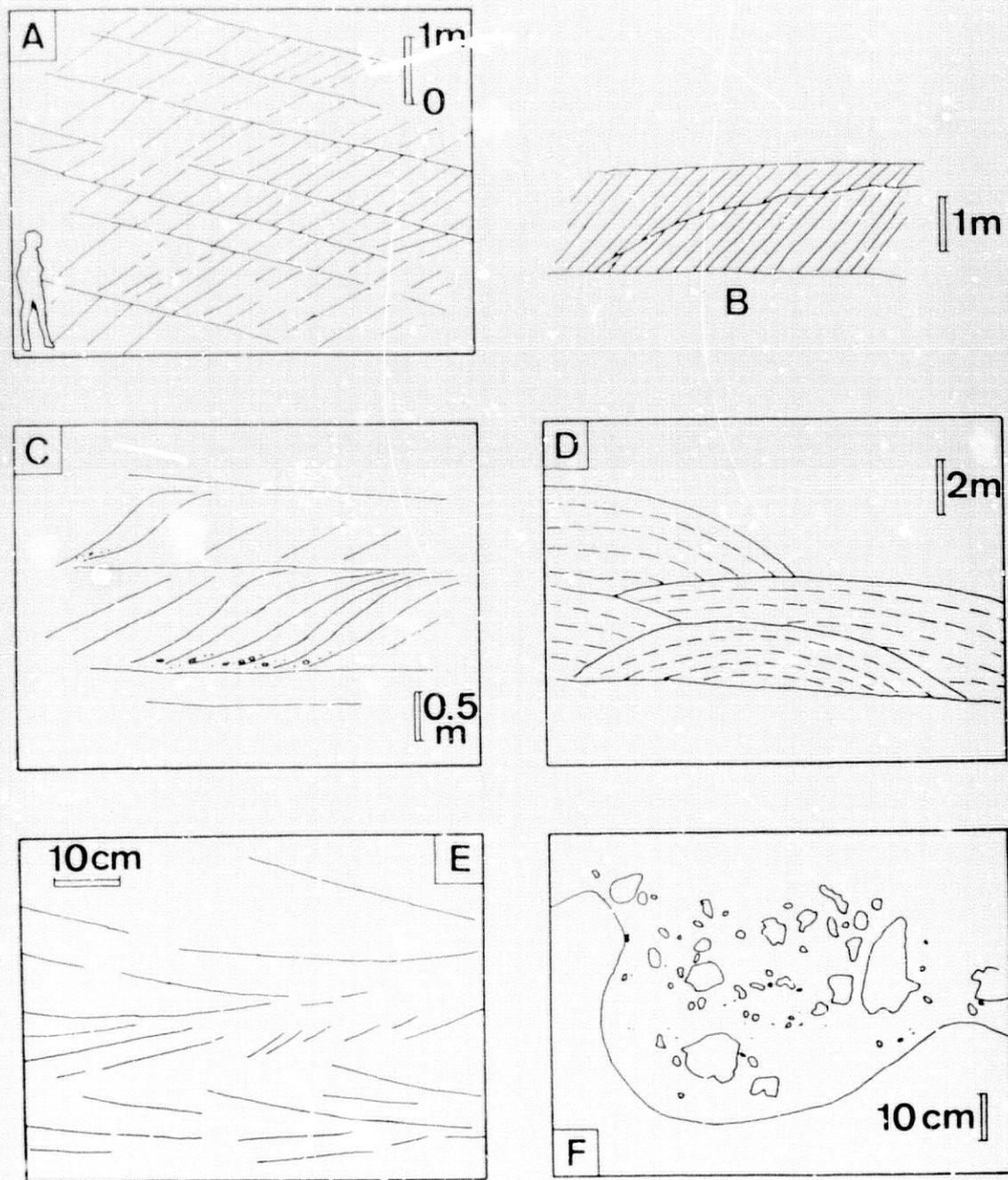


Figura 40. Estructuras observadas en las calizas de la Formación Camarena. Ver comentarios en el texto.

donde se encuentra una sección vertical de unos 30 m de potencia de calizas oolíticas con estratificación cruzada de gran escala; se trata de estratificación cruzada tabular o planar (ver por ejemplo, HARMS et al., 1975, p. 48) compuesta por sets tabulares con un espesor comprendido entre 0,5 m y 2 m y que se extienden lateralmente más de una veintena de metros, más allá de los límites del afloramiento (fig. 40A). Las superficies que limitan los sets son planares y paralelas, aunque localmente se han observado también en algunos casos superficies algo onduladas y convergentes. Las láminas del foreset con un espesor de varios cm son planares y forman con la base un ángulo de valor comprendido entre 25 y 35°, próximos al ángulo estático de reposo (aproximadamente 30°, IMBRIE y BUCHANAN, 1965), aunque en algunos puntos también se observan láminas de foresets asintóticos (tangenciales) con la superficie basal del set. El sentido de buzamiento de las láminas de foresets en sets adyacentes suele ser el mismo, aunque esporádicamente algunos sets aislados muestran sentidos opuestos, formando en estos casos sets adyacentes estructuras herring-bone. En secciones paralelas al buzamiento de los foresets se han observado en algunos puntos superficies de discontinuidad con menor buzamiento que corresponden a superficies de erosión o reactivación dentro de los foresets (ver fig. 40B). Esta estratificación cruzada tabular se habría generado por la migración de sand waves (KLEIN 1965; HARMS et al. 1975, entre otros).

En algunas canteras se han observado también unidades tabulares de aproximadamente 1 m de espesor, en que las láminas de foreset buzán con ángulos considerablemente menores que en el caso anterior, entre 5 y 15° (ver fig. 40C); cuanto más potente suele ser la unidad menor es la pendiente, las láminas o lechos de foreset inclinados son de forma sigmoidal en sección vertical y vienen definidos únicamente por diferencias de tamaño de grano. La superficie inferior del set es ligeramente erosiva, a menudo con una pequeña concentración de cantos o clastos, cuya disposición e imbricación indica que el flujo que los habría transportado sería aproximadamente paralelo a la dirección de las superficies inclinadas. Estas superficies de laminación y/o estratificación cruzada podrían corresponder a superficies de acreción lateral que migrarían perpendicularmente a la dirección principal del flujo (acrección lateral de bajo ángulo o estratificación cruzada de tipo "epsilon", ALLEN, 1963). Formas muy parecidas de marcas (tidal bar belts) de las Bahamas (BALL, 1967; HALLEY et al., 1983).

También se ha observado estratificación cruzada con láminas de foreset de forma convexa hacia arriba (fig. 40D) que puede corresponder a pequeños spillober lobes (BALL, 1967).

Por último en las calizas de crinoides, hacia la parte más alta de la formación existen laminaciones cruzadas de tipo herring-bone (fig. 40E)

Las paleocorrientes medidas a partir de la estratificación y laminación cruzada se han representado en la fig. 41. Se diferencian las paleocorrientes obtenidas a partir de las canteras y otros afloramientos situados en la parte media-superior de la sucesión, de las medidas efectuadas en las calizas de crinoides y oolíticas de la parte alta-techo de la formación. No se han podido obtener muchas medidas debido a que en la mayoría de los casos sólo se han podido medir buzamientos aparentes individuales de laminaciones y estratificaciones cruzadas, que muestran sólo un componente del verdadero buzamiento. Por ejemplo, las brechas erosivas canalizadas descritas en el apartado de brechas sinsedimentarias sólo han permitido determinar que el eje del canal forma un ángulo considerable con el frente de exposición, pero sin poder precisar la dirección exacta de éste.

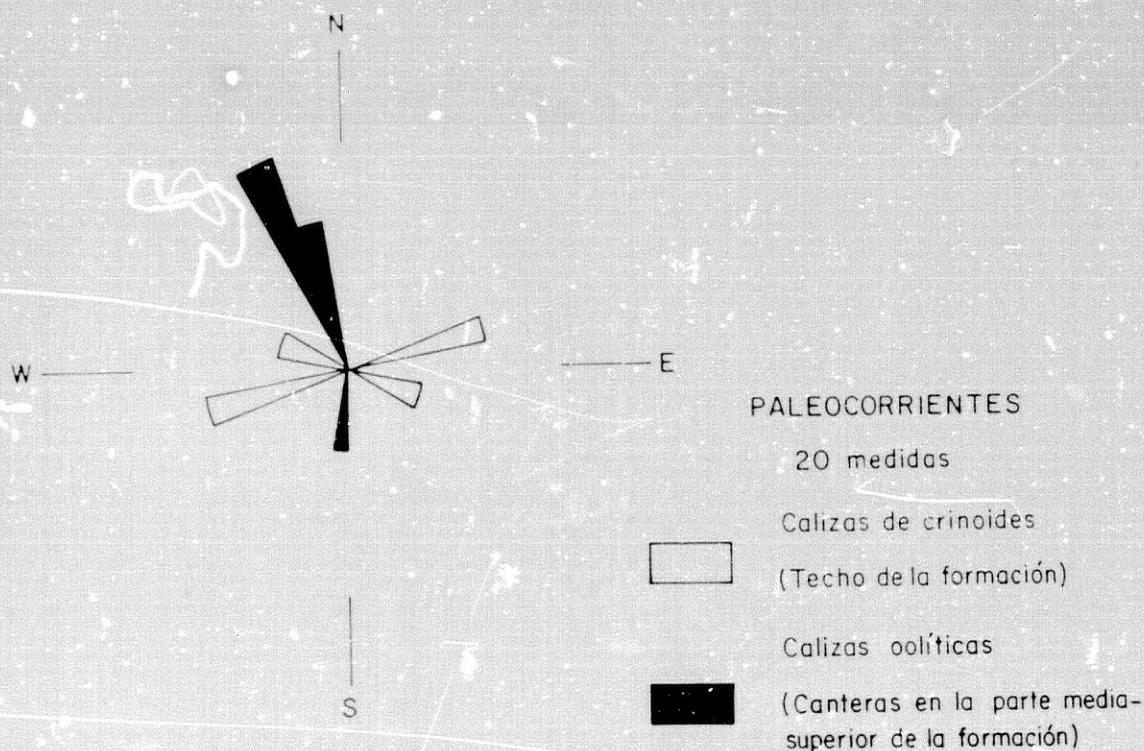


Figura 41. Paleocorrientes medidas a partir de estratificaciones y laminaciones cruzadas en la Formación Camarena.

A partir de la fig. 41 puede observarse como en la parte media superior de la formación predominan las paleocorrientes unidireccionales N10-30°W, mientras que en el techo de la formación predominan corrientes de sentidos opuestos de direcciones N70-80°E y N100-120°E.

Un hecho análogo fue puesto de manifiesto por GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979c) en el Lías infradomeriense de Sierra Elvira, lo que interpretaron en el contexto de una secuencia somerizante (shallowing upward sequence).

11.2.4.4. Edad.

En esta formación no se ha encontrado macrofauna que permita datarla bioestratigráficamente. Sin embargo, en el hardground bien desarrollado del techo de la formación al N de la Fuente de los Frailes, BUSNARDO et al. (1964) encontraron Oxycerites aspidoides OPPEL del Bathoniense superior. En numerosos puntos en las calizas nodulosas suprayacentes se encuentran también abundantes ammonites del Calloviense (SEQUEIROS, 1974). En el techo de la Formación Zegrí infrayacente como se indicó en el apartado 11.2.3.3 se han encontrado abundantes ammonites del Toarciense-Bajociense inferior.

En cuanto a la microfauna cabe destacar la existencia de abundantes Protopenneroplis striata WEYNSCHENK. Aunque este foraminífero ha despertado cierta controversia en cuanto a su localización bioestratigráfica (ver RUIZ-ORTIZ, 1980, p. 64), ha sido considerado por diversos autores (FARINACCI, 1964; DEKKER et al., 1966; RADOICIC, 1966; BROMNINAN et al., 1971; CRESCENTI, 1971; GLENNIE et al., 1974; KUHRY et al., 1976; RUIZ-ORTIZ, 1980;) de edad Dogger-Malm. Yo lo encuentro disperso por toda la formación tanto en su parte inferior como en la superior, pero nunca en las formaciones infra o suprayacentes. Palaeomiliolina occulta ANTONOVA y Trocholina conica SCHLUMBERGER encontradas en esta formación se consideran como formas típicas del Bajociense y Bathoniense respectivamente (MOORE, 1964). Por último cabe resaltar la presencia de Lucasella (ex Dictyoconus) cayeuxi LUCAS. Este orbitolínido creo que no había sido citado anteriormente en materiales subbéticos. Únicamente se había encontrado, dentro de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, en las series jurásicas del Prebético al W de Alicante, concretamente en las proximidades de la estación eléctrica de la Rabasa (muestra RA-6 de AZEMA, 1977, p. 45; ver también lám. IX, fig. 2 de AZEMA et al., 1979) y en la Sierra de Fontcalent (BUSNARDO y DURAND-DELGA, 1960). Estos autores consideran estos materiales en que aparece Lucasella cayeuxi LUCAS de edad Aalenense.

Aunque según lo expuesto, los datos paleontológicos no son quizás lo suficientemente precisos, la edad de esta formación debe comprender desde el Bajociense al Bathoniense superior.

11.2.4.5. Consideraciones genéticas.

1) Sobre la génesis y aspectos diagenéticos de los ooides.

Los ooides encontrados en las calizas oolíticas son mayoritariamente de tipo tangencial, que son considerados como característicos de ambientes agitados (ver por ejemplo, LOREAU, 1973; HELLER et al., 1980). Como ya se comentó anteriormente al hablar de los ooides de la Formación Gavilán estos ooides marinos

se originan en ambientes de aguas someras y alta energía, de clima tropical y/o subtropical, bajo la influencia de la acción de las corrientes o de las mareas. De acuerdo con NEWELL et al. (1960) la mayoría de los ooides se originan a profundidades menores de 2 m.

También hay ooides con textura fibroso radial. Aunque en muchos ooides calcíticos esta textura fibroso radial se ha reconocido como primaria, es decir como una textura original, en nuestro caso esta textura parece ser secundaria. De acuerdo con BATHURST (1975) se habría originado probablemente como resultado de alteración y recristalización diagenética. Durante la diagénesis, el aragonito original era disuelto pero la materia orgánica dispuesta también concéntricamente, permaneció como superficies substrato sobre las cuales crecieron cristales de cemento calcítico con textura fibrosa radiada. Se observan en algunos puntos las láminas más externas de calcita fibroso radiada desconchadas durante la compactación. Estos fragmentos de láminas externas desconchadas se han roto limpiamente, paralelamente a la textura fibroso radiada. Parece pues evidente que el proceso de disolución-precipitación que ha producido la calcita fibroso radiada ha actuado antes de la compactación y que sería un proceso diagenético temprano.

En cuanto a los ooides micríticos no hay acuerdo entre los distintos autores acerca de si la textura es primaria o secundaria. Podrían haberse originado primordialmente por la disposición de nannocristales anhédricos cuyo crecimiento uniforme sobre la superficie del núcleo está controlada por películas orgánicas (LOREAU, 1973), o bien secundariamente a partir de la micritización total de ooides calcáreos con estructura tangencial, por algas u hongos perforantes (NEWELL et al., 1960; MARGOLIS y REX, 1971; MARSHALL y DAVIES, 1975; FABRICIUS, 1977; DRAVIS, 1979). Estos ooides micríticos pueden haberse originado también secundariamente de acuerdo con RICHTER (1983, p. 87) mediante una calcitización micrítica en vez de una calcitización esparítica de los ooides aragoníticos tangenciales; esta micritización es alcanzada especialmente bien en el dominio vadoso meteórico de regiones semiáridas, en que los ooides altamente porosos están expuestos a agua capilar pobre en magnesio durante largos períodos de tiempo

Los ooides con textura geopetal encontrados son parecidos a los descritos por MAZZULLO (1977) originados según este autor en relación con la recristalización selectiva del núcleo del ooides durante un período de diagénesis meteórica. Esta afectó a los oolitos durante un tiempo de exposición subaérea después de un período de cementación marina incipiente de los ooides.

Las deformaciones observadas en los ooides implicarían dos tipos de comportamiento: a) Frágil en ooides que mantienen su forma esferoidal pero con sus cortezas externas fracturadas. Supone un comportamiento rígido de los ooides, que probablemente se habrían fracturado por impactos recíprocos en un medio subacuoso

muy agitado por la acción de fuertes olas o corrientes sobre el fondo; el cemento que no presenta efectos de deformación sería posterior; b) Plástico, en el que la forma externa de los ooides ha sido modificada; se observa en estos casos un borde de cemento desarrollado sobre los ooides antes de que comenzara la compactación y la disolución a presión. Así aunque los ooides se han acercado unos a otros durante la compactación, nunca contactan unos con otros porque el borde de cemento no ha sido disuelto completamente; la compactación e interpenetración de granos es posterior a la cementación de borde temprana; la interpretación genética de este fenómeno es similar a la establecida por CONLEY (1977) en el sentido de que la primera generación de cemento intragranular se considera como el elemento competente en el armazón de la roca, en vez de los granos. Los granos relativamente incompetentes son distorsionados cuando el armazón de cemento intragranular competente es roto por compactación.

2) Cuerpos sedimentarios oolíticos. Factores que controlaron su desarrollo.

Las morfologías deducidas para los cuerpos rocosos de calizas oolíticas y bancos de crinoides son comparables a las descritas por HINE (1983) y HALLEY et al. (1983) en las Bahamas para sedimentos formados a una profundidad entre 2 y 6 m. Probablemente se trata de marine sand belts y tidal bar belts (BALL, 1967) localizados en zonas próximas a una ruptura de pendiente y con estratificación cruzada de gran escala producida por la migración de sand-waves. Se han distinguido también morfologías que podrían corresponder a spillover lobes generados por eventos de tormentas importantes. Los frentes de deslizamiento (slip faces) de sand waves varían en sección vertical, y esta variación depende principalmente de la energía del flujo sobre la línea de cresta (JOPLING, 1965; COLLINSON y THOMPSON, 1982, p. 80). Con flujos débiles domina el transporte de flujo de granos (avalanchas) sobre el frente de deslizamiento dando foresets con bases angulares, que son el tipo más frecuentemente observado. Con corrientes más fuertes, resulta una mayor energía de los remolinos del flujo y una mayor capacidad de transporte de sedimento en suspensión, de modo que los procesos de caída de granos llegan a ser más importantes y las láminas del foreset resultan ser tangenciales. En la parte superior de la formación, especialmente en las calizas de crinoides, la presencia de estratificación cruzada herring bone indica inversiones en el sentido de las corrientes con una misma dirección, que habría tenido lugar en un ambiente influenciado por las mareas. Sin embargo la normal ausencia de estratificación cruzada herring bone no implica necesariamente la falta de flujo mareal. En la mayoría de los afloramientos, especialmente en las canteras de la parte media de la formación, las estructuras analizadas indican un modelo de corrientes unidireccional (con un sentido único). Esto no es sorprendente ya que ambientes mareales modernos también presentan direcciones de transporte de sedimento preferentes en respuesta a (ver JOHNSON y BALDWIN, 1986, p. 264): a) mareas

fuertemente asimétricas, que restringen el transporte efectivo de arenas a un semiciclo mareal y dan lugar a modelos de transporte unidireccionales de gran extensión lateral, así como a formas de lechos de gran escala inclinándose en una sola dirección; b) efectividad de transporte más localizada, tal y como aparece en sistemas de canales de marea de flujo y refluo mutuamente evasivos, aunque como estas diferencias aparecen a la escala de formas de lechos individuales, no pueden persistir durante largos períodos; c) migración lateral uniforme de grandes bancos de arena mareales dando lugar a la preservación preferente de las estructuras del lado de sotavento, formadas sólo por una parte del sistema de corrientes de marea flujo-reflujo; y d) aumento de las corrientes de marea normales por la acción de otras corrientes de la cuenca unidireccionales, tales como corrientes de deriva y corrientes oceánicas; las tormentas sobreimpuestas sobre corrientes de marea aumentan notablemente las cantidades de transporte de sedimento. Aunque todos estos procesos pueden contribuir a la obtención de modelos de paleocorrientes unidireccionales, el aumento de las corrientes de marea por tormentas es probablemente el proceso más común. Así de acuerdo con HINE et al. (1981) el transporte importante de arenas carbonatadas tiene lugar durante las tormentas y no durante fluctuaciones de mareas normales, con periodos cíclicos de tranquilidad relativa de larga duración seguidos por momentos de intenso movimiento de sedimento. Datos de medidas de corrientes obtenidos por estos autores en los márgenes de los bancos de las Bahamas, durante períodos de baja actividad del viento, muestran que las velocidades límite críticas para el transporte de la arena son sólo apenas sobrepasadas durante parte del ciclo mareal. Estos flujos, acoplados con corrientes de fondo de alta frecuencia (generadas por olas de gravedad superficiales) mueven algo las arenas pero no proporcionan transporte neto notable, y no hacen migrar el banco oolítico.

La principal conclusión que se puede obtener de las superficies de reactivación observadas de acuerdo con HARMS (1975, p. 50) es que el avance de la forma de fondo migrante (sand wave) se detuvo. Estas superficies de reactivación pueden ser causadas por inversiones de flujos mareales (BOERSMA, 1969; KLEIN, 1970), de modo que los sand waves migran durante fases mareales dominantes y son modificados por erosión menor durante fases mareales subordinadas.

Los principales factores que influyen en la localización, morfología y evolución de estos bancos de arena carbonatada, de acuerdo con HALLEY et al. (1983), HINE y MULLINS (1983) y JAMES y MOUNTJOY (1983) son los siguientes: a) marco tectónico; b) fluctuaciones del nivel del mar; c) procesos físicos (corrientes generadas por las mareas, viento y olas); d) topografía anterior, e) diagénesis, y f) presencia de organismos constructores de arrecifes.

a) De gran importancia es el factor tectónico como control

fundamental de la fisiografía de la plataforma. Así por ejemplo COOK et al. (1983) describen varios casos en distintas plataformas carbonatadas actuales. En las Bahamas el modelo estructural más reciente es compatible con una tectónica de fallas de desgarre. En el margen continental de Belize, las construcciones de carbonatos están fuertemente controladas por elevaciones alargadas del basamento, originadas por fallas lístricas. Por último el margen continental de Queensland parece ser el resultado de una tectónica extensiva probablemente acompañada por el desarrollo de aulacógenos.

En el caso de la Formación Camarena la tectónica tuvo probablemente una importancia notable. Así el cambio brusco observado en la dirección de las paleocorrientes entre la parte media y el techo de la secuencia podría explicarse como una variación en la disposición del margen de la plataforma, que pasaría de tener una dirección inicial aproximadamente N70°E a una disposición de dirección aproximada N-S. Este cambio pudo estar ligado a una compartimentación tectónica de la cuenca al final del Dogger como veremos en el apartado siguiente.

b) Como ya he comentado anteriormente el transporte de las arenas carbonatadas y su génesis está controlada entre otras cosas por el nivel del mar. De acuerdo con HINE (1983) cuando la profundidad del fondo es de 2-6 m, se puede establecer un intercambio más activo y energético entre la parte superior de los bancos y las aguas adyacentes más profundas. Tanto las corrientes de mareas como los flujos generados por tormentas pueden atravesar más fácilmente el margen y penetrar hacia el interior del banco. Bajo estas condiciones se formaron las principales acumulaciones de arenas oolíticas. Cuando la profundidad del agua es bastante menor (menos de 1 m) la actividad de las olas y de las mareas es mínima, aunque pueda tener lugar algún transporte y movimiento del sedimento. Cuando la profundidad es mayor de 6 m, ésto también traería consigo una reducción en la intensidad y duración del movimiento del sedimento sobre el fondo. A estas mayores profundidades, las corrientes superficiales generadas por el viento no afectan, o lo hacen menos frecuentemente, al fondo marino. También se hacen menos intensas sobre el fondo las corrientes oscilatorias de las olas generadas sobre los bancos. Esta menor energía permite a los organismos bentónicos colonizar y estabilizar el fondo marino. En definitiva el nivel del mar y sus fluctuaciones han jugado un papel muy importante en la génesis de estos materiales. Si se producen ascensos o descensos bruscos de este nivel de sólo varios metros, se habrían ocasionado importantes cambios en los niveles de energía y suficientemente considerables como para formar facies sedimentarias extensas y diferentes. Probablemente durante el desarrollo de esta potente formación de calizas oolíticas se ha producido un ascenso del nivel del mar muy lentamente, que combinado con la subsidencia ha mantenido relativamente estables las condiciones de depósito. El tiempo mínimo que se han mantenido estas condiciones podría calcularse

considerando las altas velocidades de sedimentación propuestas por HINE (1963) de 0,5 m/1000 años para materiales similares. La duración estimada para el depósito de la Formación Camarena es del orden de unos 10 millones de años, por lo que se puede deducir que alternarían en este tiempo intervalos de depósito rápido como el indicado por HINE (1983) y otros intervalos de interrupción sedimentaria o de esa velocidad de sedimentación.

De los restantes factores habrían influido en la génesis de las calizas oolíticas:

c) Las corrientes transportan sedimentos y agitan los ooides facilitando su génesis, proporcionan nutrientes de modo que estimulan el crecimiento de comunidades biológicas incluyendo organismos constructores de arrecifes, también pueden ayudar al crecimiento de estos arrecifes librándolos de aportes clásticos, y finalmente favorecen la cementación submarina y diagénesis;

d) La topografía anterior, es un factor íntimamente relacionado con la tectónica que puede controlar el lugar de asentamiento de arrecifes o el tipo e intensidad de la acción de corrientes.

e) Varios procesos diagenéticos han modificado profundamente el carácter de las arenas calcáreas mientras que se encontraban aún dentro del ambiente de depósito, por alteración de los granos (micritización) y cementación submarina sindeposicional. Estos cementos han permitido la formación de brechas y hardgrounds. De acuerdo con HALLEY et al. (1983) los procesos generales que favorecen la cementación son: buena circulación del agua, alta permeabilidad del sedimento, velocidades de sedimentación bajas e hipersalinidad. Los fondos cementados endurecidos han permitido el establecimiento de una comunidad bentónica (corales entre otros organismos) que no podría vivir sobre un fondo inestable, y explican la asociación de bancos de ooides con estos biohermos.

f) Los bancos de arena carbonatada pueden predominar o no sobre los arrecifes, dependiendo de la variación en el tiempo de las comunidades constructoras de arrecifes, ya que no siempre hay una disponibilidad de comunidades de organismos arrecifales que puedan crecer sobre el margen de la plataforma.

3) Sobre las calizas de oncoides.

En las calizas de oncoides de esta formación desde un punto de vista genético se han encontrado dos tipos de oncoides:

A) Oncoides algales, en los que se reconoce la estructura algal, formados por la acción biogénica de cianofíceas.

B) Oncoides micríticos, que pueden haberse originado: a) por encostramiento de algas aunque no se hayan preservado sus restos,

génesis similar a la del tipo anterior; b) por aglutinamiento de granos micríticos a la superficie de la malla de algas; o c) debido a la micritización por la acción de algas u hongos perforantes.

De acuerdo con MONTY (1972) los oncoides de agua dulce actuales son bastante similares a los oncoides marinos antiguos. Esto parece estar ligado al reemplazamiento de oncoides porostromados por oncoides espongiostromados en ambientes marinos durante el Jurásico. A su vez durante el Eoceno, los oncoides espongiostromados fueron reemplazados en ambientes marinos por rodoides. Actualmente la aparición de oncoides espongiostromados, del tipo de los presentes en las calizas de oncoides estudiadas, está limitada ahora a masas continentales o a unos pocos ambientes extremos de transición marino-continental (PERYT, 1981). Según este autor oncoides algales del mismo tipo que los presentes en la formación Camarena se habrían originado en un ambiente marino submareal y pueden ser considerados como un indicador de depósito bajo velocidades de sedimentación lenta. De acuerdo con WRIGHT (1983) su morfología puede estar relacionada con el grado de agitación en el medio durante el crecimiento del oncoide. En este caso se trata de oncoides que habrían crecido en condiciones de energía bastante alta ya que son oncoides subsféricos y redondeados, que están bien laminados y con continuidad lateral de las láminas, con una textura densa y el núcleo perfectamente centrado. Según CIARAPICCA y PASSERI (1983) las superficies lisas como las que presentan los oncoides estudiados son típicas de oncoides de alta energía, mientras que las superficies onduladas con láminas crenuladas finas son frecuentes en las facies fangosas de menor energía. La presencia de estratificación cruzada de gran escala y ooides normales en relación con estos oncoides sería índice también de condiciones de depósito agitadas.

Sin embargo, localmente, con mucha menor frecuencia también aparecen oncoides que habrían crecido en condiciones de energía más baja, con formas más irregulares, corteza peor laminada y con una textura esponjosa. Por otro lado la existencia de pequeños peloides y textura packstone en relación con estos oncoides sugiere puntualmente condiciones menos agitadas.

En definitiva considero que estas calizas de oncoides se habrían originado en ambientes submareales o en la parte baja intermareal, con una energía relativamente alta en zonas como canales de marea o retroarrecifales, con oscilaciones a etapas cortas de menor energía. Localmente la existencia de condiciones intermareales viene atestiguada por la presencia de grietas de retracción, probablemente debidas a desecación en medio subaéreo.

4) Sobre las calizas de corales.

Los corales hermatíticos, caracterizados por la presencia en sus tejidos endodérmicos de dinoflagelados o zooxantelas unicelulares simbióticas son buenos indicadores ecológicos y

paleoecológicos. De acuerdo con MOORE (1956) los principales factores que controlan su habitat son los siguientes:

a) Profundidad. Viven entre la superficie externa del agua y una profundidad máxima de 90 m, la mayoría de ellos aparecen a profundidades de menos de 50 m, y la máxima abundancia se alcanza a profundidades de agua de menos de 20 m.

b) Temperatura. La temperatura mínima que admiten es de 15°C, pero la mayoría de ellos se encuentran por encima de los 18°C y son más abundantes a temperaturas entre 25° y 29°. El límite superior de temperatura se sitúa aproximadamente a 36°C.

c) Salinidad. Toleran salinidades entre 27 y 40 o/oo, pero viven mejor en salinidades próximas a la normal del océano (36 o/oo). No soportan las fluctuaciones bruscas de salinidad.

d) Luz solar intensa. Viven en la zona fótica ya que la calcificación rápida está ligada a los simbioses que dependen de la luz.

e) Circulación del agua. La circulación del agua es necesaria, para asegurar aportes de nutrientes adecuados (principalmente zooplancton) y oxígeno, y para removilizar el sedimento. Todos los constructores de arrecifes son alimentados por filtro y el agua turbia, con sedimento de grano fino en suspensión, taponaría su aparato de alimentación. Las olas y marejadas intensas sin embargo dificultan su crecimiento por la ruptura de esqueletos.

f) Substratos para su asentamiento. En una etapa de crecimiento inicial los corales pueden fijarse sólo sobre un substrato firme, como un lecho rocoso, otros corales, caparazones y partes esqueléticas de otros organismo. En general los fondos de arena fina e inestables son enemigos del desarrollo del coral.

Los corales de la Sierra de Puente Genil en posición de vida constituyen una prueba indiscutible de un origen marino somero de las calizas de corales. La forma hemiesférica o de domo que muestran preferentemente las colonias es un resultado de su adaptación a un medio de energía moderada a alta con baja velocidad de sedimentación (JAMES, 1984b). La asociación con ooides y la existencia de estratificaciones cruzadas de gran escala como las descritas anteriormente en las facies de calizas oolíticas, indica un medio relativamente agitado afectado por olas y corrientes

Según el modelo propuesto por JAMES (1984b) que diferencia cuatro etapas de crecimiento arrecifal de acuerdo con los tipos de caliza, la diversidad relativa de organismos y las formas de crecimiento de los constructores arrecifales, los biohermos aquí estudiados forman un complejo arrecifal en las dos primeras etapas de su desarrollo: etapa pionera o de estabilización y etapa de colonización.

5) Otras facies.

Los niveles de calizas micríticas con textura fenestral (tipo de facies nº 6), especialmente bien desarrollados en la parte alta de la formación en la Sierra de Puente Genil, se han interpretado (MOLINA et al., 1984) en relación con una somerización del nivel del mar que implicó el final del depósito de las calizas oolíticas. La textura fenestral y las grietas de retracción deben de haberse originado por la desecación de fangos micríticos en un ambiente de llanuras de mareas y submareal, con períodos de emersión y acción del oleaje prácticamente nula.

En cuanto a las brechas sinsedimentarias (tipo de facies nº 7) los cantos angulosos que presentan indican un cierto grado de cementación en la roca original, aunque la presencia de oolitos sueltos como matriz que rodea a estos cantos parece indicar también que existirían volúmenes de sedimento sin cementar. La cementación submarina intergranular sinsedimentaria o contemporánea con la sedimentación de arenas oolíticas ha sido estudiada por DRAVIS (1979). Este autor describe como en ambientes de alta energía, a profundidades entre 1-11 m, en el Banco Eleuthera de las Bahamas, se han originado costras cementadas (hardgrounds). Estas costras disminuyen en litificación desde la superficie de la costra hacia el interior, de un modo gradual hasta una profundidad en que llega a ser friable e indiferenciable de la arena oolítica sin consolidar infrayacente. Este fenómeno ha sido descrito también por SHINN (1969) en los sedimentos holocenos del Golfo Pérsico en aguas a profundidades entre 1-20 m. A partir de estos hardgrounds se han originado clastos oolíticos, restos erosivos de estas costras cementadas, que alcanzan dimensiones de hasta 1 m (DRAVIS, 1979, p. 202). Formas canalizadas del mismo tipo que las descritas anteriormente para las brechas de la Formación Camarena han sido encontradas por distintos autores (por ejemplo: COOK, 1970; BRENNER y DAVIES, 1973; KAZMIERCZAC y GOLDRING, 1978; SEILACHER, 1982 y AIGNER, 1985) y se interpretan como canales originados en la parte más alta de la zona submareal por olas de tormentas importantes y/o canales de resaca (rip channels) originados por corrientes de resaca (rip currents) (SHEPARD et al., 1941). Estas últimas corrientes pueden ser bastante energéticas con velocidades de más de 2 m/s especialmente durante períodos de alta energía con olas de tormentas (HUNTLEY y BOWEN, 1975, p. 89), excavan canales importantes de hasta 3 m de profundidad (COOK, 1970) y redistribuyen considerables cantidades de sedimento de una forma esporádica. Corrientes de densidad y corrientes de resaca generadas por tormentas se han propuesto también como agentes de transporte de sedimentos conglomeráticos en el Cretácico del W de Canadá (WRIGHT y WALKER, 1981; LECKIE y WALKER, 1982) con una distancia y magnitud del transporte probablemente mucho mayor que la existente en las facies aquí estudiadas. Además de las propias corrientes que pueden haber erosionado y transportado el sedimento han de tenerse en cuenta los siguientes factores: a) la propia cementación temprana submarina diferencial y episódica sobre el

fondo marino puede haber sido importante, proporcionando clastos de mayor densidad rodeados por sedimento granular suelto (HOPKINS, 1971, 1977), lo cual puede contribuir a aumentar su inestabilidad ante corrientes de poca energía y/o ligeras pendientes; b) McILREATH y JAMES (1984, p. 251) proponen un mecanismo de formación de brechas en arenas carbonatadas limpias, bien seleccionadas, en que la precipitación del cemento puede conducir a la expansión por desplazamiento de la distancia grano a grano, dando lugar a fracturación y formación de brechas "in situ"; y c) en la génesis de las brechas situadas a techo de la formación (W de la Fuente del Espino) y como veremos en el próximo apartado 11.2.4.6, pudieron tener importancia factores tectónicos, terremotos o tsunamis, como han propuesto distintos autores, por ejemplo MORGENSTERN (1967), FUCHTBAUER y RICHTER (1983), JOHNS (1978) y SPALLETA y VAI (1984). En relación con estos factores pudieron desarrollarse pequeños escarpes inestables que actuaron como efectos desencadenantes de la formación de pequeños rockfalls.

6) Modelo genético.

El modelo de depósito de estas calizas de acuerdo con MOLINA et al. (1984, 1985) y RUIZ-ORTIZ et al. (1985) constituye una secuencia de somerización (shallowing upward). Después del depósito de las calizas margosas nodulosas pelágicas de la Formación Zegrí se estableció un ambiente de plataforma carbonatada somera, en la que las calizas (packstone) de peloides fueron el primer sedimento depositado, en un ambiente submareal. Posteriormente y probablemente hacia uno de los bordes de la plataforma, se iniciaría un flujo mareal suficiente y comenzó la formación de ooides sobre fondos marinos afectados por las corrientes, pasando la secuencia en la vertical gradualmente a grainstone de ooides. Las facies oolíticas se generarían a profundidades comprendidas entre 2 y 6 m (ver por ejemplo BALL, 1967; HINE, 1977, 1983; entre otros), presentan estratificación cruzada de gran escala originada por la migración de sandwaves, predominando los modelos de paleocorrientes unidireccionales hacia la parte inferior mientras que en la parte superior lo hacen los modelos de paleocorrientes que indican bipolaridad de direcciones. La acción combinada de distintos factores (tectónicos, nivel del mar, corrientes, relieve submarino, aspectos diagenéticos, organismos arrecifales,) hizo que se mantuvieran las condiciones idóneas para el desarrollo de potentes bancos oolíticos, en ambientes suficientemente energéticos de la plataforma (fig. 42A). Posteriormente, y correspondiendo a lo que ahora constituye la parte superior de la formación, un leve descenso en el nivel del mar (fig. 42B) haría disminuir o detendría la producción de oolitos y daría paso a la formación de lechos finos y discontinuos de micrita y de oncolitos en una fase submareal. La cementación y/o endurecimiento del fondo marino que eventualmente pudo quedar emergido en cortos intervalos de tiempo generaría un substrato duro. Sobre este substrato endurecido se implantarían y desarrollarían las colonias de corales (fig. 42C). El restablecimiento de unas condiciones de nuevo más energéticas y por

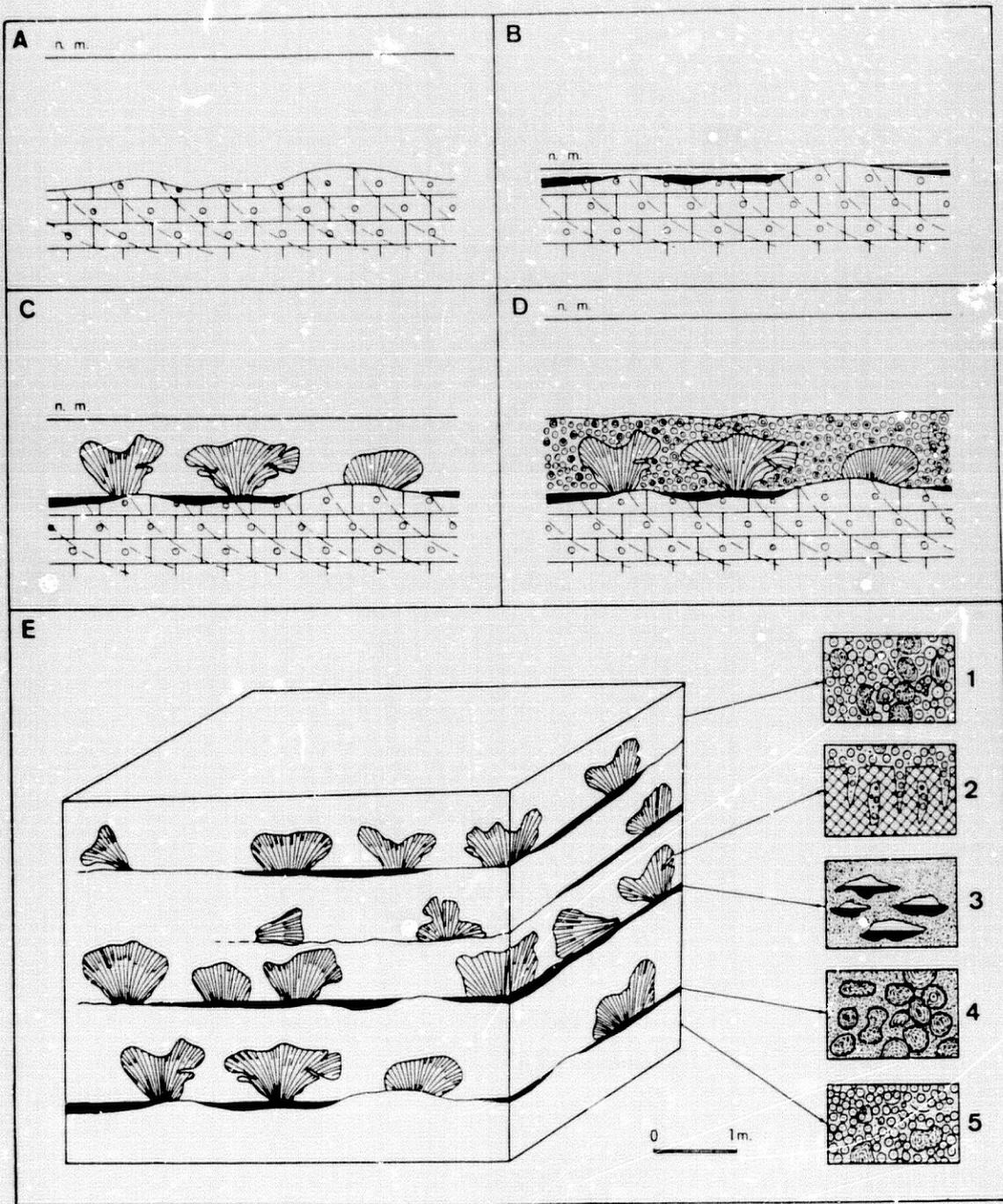


Figura 42. Modelo genético propuesto para las calizas de corales de la Formación Camarena en la Sierra de Puente Génil. Ver la descripción de las situaciones A, B, C y D en el texto. En los recuadros 1 a 5 se presentan algunos rasgos característicos de estas facies. (Según MOLINA et al., 1984).

tanto de la producción de oolitos, detendría el desarrollo de las colonias de coral (fig. 42D). Lo primero que ocurriría, lógicamente sería el relleno de los huecos que existieran tanto entre las colonias como dentro de las mismas; a continuación se enterrarían en su totalidad las colonias de corales, pasándose de nuevo al depósito de las calizas oolíticas. El proceso se repite varias veces dando lugar a diversas secuencias como las que se representan en la figura 42E, donde alternan niveles de corales, con niveles de calizas oolíticas sin corales, las cuales a su vez forman parte de secuencias de escala decamétrica donde alternan episodios de varias secuencias simples, como los descritos, con otros de calizas oolíticas con estratificaciones cruzadas. Las fluctuaciones relativas del nivel del mar se deben especialmente, a la alternancia de episodios de estabilidad y de subsidencia en la cuenca, que a su vez pueden estar relacionados con movimientos de fallas lístricas que afectaron al margen continental. No obstante estas oscilaciones debieron de ser sólo pulsaciones puntuales dentro de una tendencia general a la somerización (shallowing upward), como lo atestiguan las facies claramente intermareales (micritas con textura fenestral) con que termina la secuencia, y los rasgos de karstificación que como veremos en el siguiente apartado presenta el techo de la formación.

11.2.4.6. Techo de la formación

El techo de la formación Camarena constituye una importante discontinuidad estratigráfica de extensión regional (MOLINA et al., 1983; VERA et al., 1984; VERA et al., 1987). Esta discontinuidad es reconocible, además de por el cambio litológico brusco existente entre los materiales infra y suprayacentes, por distintos rasgos asociados a ella como son: existencia de un relieve paleokárstico, diques neptúnicos y otros rellenos de cavidades y fisuras, hardgrounds, brechas sinsedimentarias y la propia heterocronía de los materiales fosilizantes. En este apartado se aborda el estudio de las características principales de esta discontinuidad estratigráfica, así como de su interpretación genética, de gran importancia como se verá en la evolución sedimentaria de esta unidad.

1) Paleorelieve kárstico

El techo de esta formación presenta en numerosos puntos morfologías irregulares propias de un relieve kárstico. Aunque debido a la intensa karstificación reciente de los materiales es a veces muy difícil de asegurar que se trate de un karsó fósil, sin embargo hay abundantes casos en que esto es seguro ya que aparecen cavidades de morfología claramente kárstica que penetran en las calizas oolíticas y que están rellenas de calizas del Malm o de calizas margosas del Cretácico, localmente junto con cementos generados en medios vadosos y/o freáticos.

Las formas observables pueden interpretarse como propias de un lapiaz (karren) poco desarrollado, de tamaño medio, en el que se han observado runnels, cubetas, flutes (Rillenkarren) y sobre todo grooves (Rinnenkarren) de disolución. También aparecen heel-print karren (Frittenkarren) en forma de pequeños escalones. Se han reconocido también otras morfologías de karren mayor (Rundkarren) con superficies de formas onduladas o incluso cavernosas de gran escala, de decenas de metros a un centenar de metros en tamaño. Así en las cercanías de la Fuente Rebola (ver fig. 43) existe una depresión del relieve de forma circular y de 180 m de diámetro enclavada en las calizas oolíticas del Dogger y rellena de materiales del Cretácico que corresponde probablemente a una paleocolina. Otras paleodolinas y cuevas son las existentes cerca del cortijo de las Melladas y de la Fuente del Espino (fig. 43). En estas formas son abundantes las brechas de colapso. Especialmente en las áreas de Bernabé y Navazuelo (ver fig. 43) son muy abundantes las formas de clints y grikes (flackkarren), es decir, superficies de techos planos (clints) limitadas por todos los lados por diaclasas agrandadas por disolución (grikes) con forma en planta de rombo. Los grikes no suelen ser muy anchos, de modo que la superficie no ha alcanzado, salvo en muy contadas ocasiones, la fase kluftkarren (ALLEN, 1982; JAMES y CHOQUETTE, 1984). Mientras que la mayoría de los investigadores (por ejemplo SWEETING, 1972; BOGLI, 1980) piensan que estas formas (flackkarren) se desarrollan mejor bajo un suelo, PURDY (1974b) sugiere que pueden también originarse sobre superficies de roca desnuda. No se han observado restos de paleosuelo inmediatamente encima de la superficie de paleokarst estudiada. Los grikes en muchos casos aparecen rellenos por calizas pelágicas del Malm (diques neptúnicos), por lo que son sin duda formas claramente paleokársticas (paleokarst enterrado de WRIGHT, 1982), en otros casos es más dudosa su interpretación, ya que puede tratarse de formas kársticas actuales. Superficies de paleokarst de esta misma edad han sido descritas en diversas regiones dentro de la Zona Subbética (SEYFRIED, 1978; VERA et al., 1987; ver apartado 1.6.4) lo que indica que la emersión detectada afectaría a amplios sectores del Subbético Externo, y en menor escala al Subbético Interno, en todos los casos como respuesta a un fenómeno único.

2) Diques neptúnicos

Asociados a esta discontinuidad aparecen diques neptúnicos de diversas morfologías, cuya génesis y relleno está en relación no sólo con la discontinuidad citada, sino también con otras posteriores. Los diques neptúnicos se encuentran relleno de fracturas y cavidades kársticas. En este apartado se aborda el estudio de los diques neptúnicos y de la etapa de fracturación a la cual se encuentran mayoritariamente ligados. Los diques neptúnicos estudiados se localizan en la parte superior de las calizas oolíticas del Dogger, a lo largo del contacto con los materiales suprayacentes (fig. 43). Fueron descritos por primera vez por MOLINA et al. (1983b) y estudiados con carácter monográfico en un trabajo más

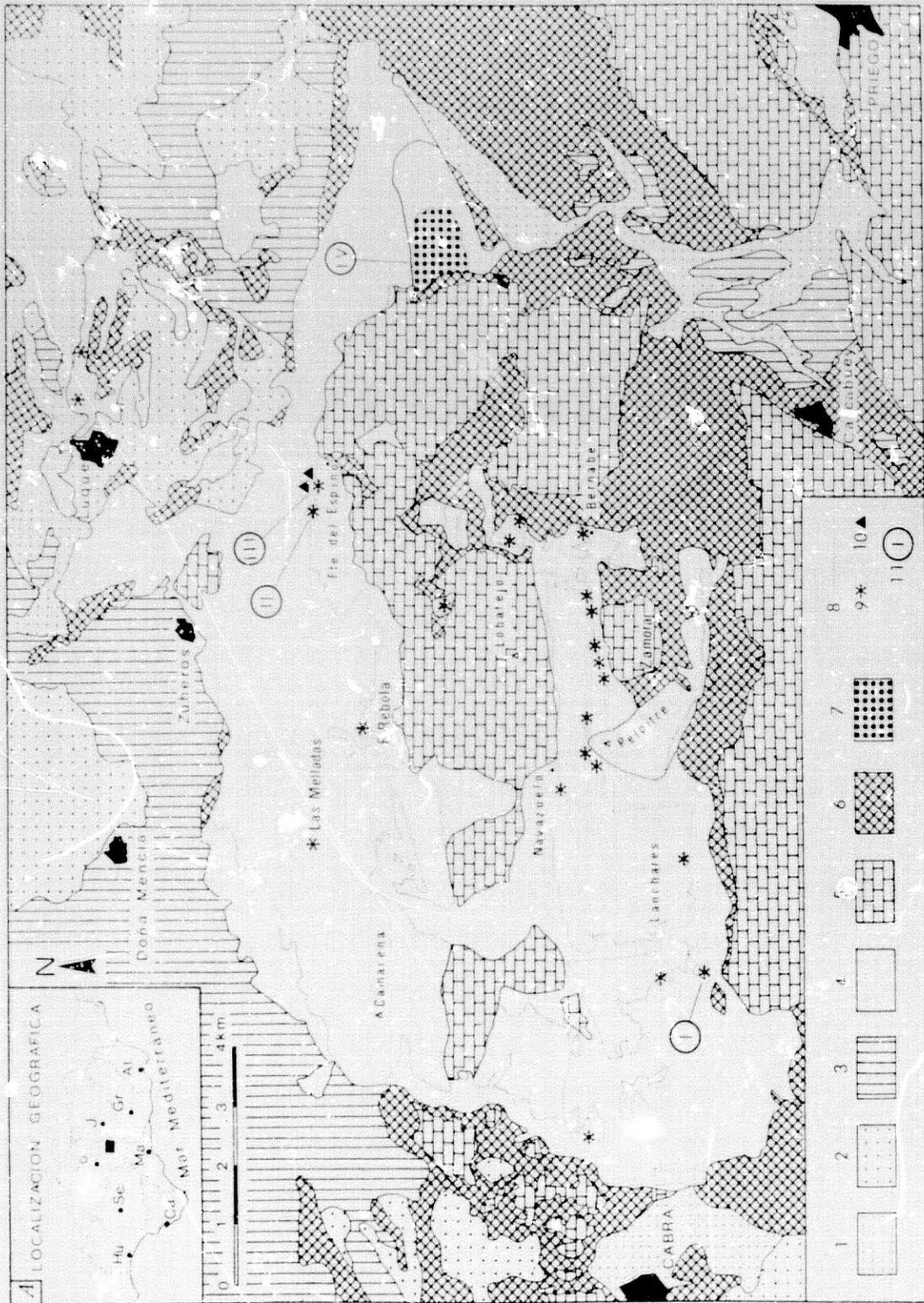


Figura 43. Afloramientos de la Unidad del Camarena-Lanchares. 1: Cuaternario; 2: Mioceno; 3: Unidades Intermedias; 4: Unidad del Camarena-Lanchares; 5: Otras unidades subbéticas; 6: Triásico; 7: Brechas de la Loma de las Piedras; 8: Contacto de los materiales de la Formación Camarena con las formaciones suprayacentes; 9: Principales afloramientos con diques neptúnicos; 10: Otros afloramientos de brechas citados en el texto; 11: Situación de algunos afloramientos y secciones mencionadas en el texto. I-Arroyo Jarcas, II-W de la Fuente del Espino, III-NW de la Fuente del Espino, IV-Loma de las Piedras (Según VERA et al., 1984, ligeramente modificado).

reciente por VERA et al. (1984). Se distinguen dos tipos muy diferentes:

a) el primero, el más frecuente, es de fisuras y cavidades que penetran en las calizas oolíticas hasta un máximo de 20 m (normalmente menos de 8 m) que tienen relleno de caliza pelágica del Calloviense y Malm;

b) el segundo tipo corresponde a grandes bolsadas que penetran en las calizas oolíticas hasta 1.0 m, contando desde el techo de las mismas, con morfología claramente kárstica y con relleno de material marino pelágico del Cretácico superior (incluido el Albiense superior).

La geometría de los diques neptúnicos en su conjunto es muy variada (fig. 44). A partir del estudio detallado de los que aparecen en ocho de los principales afloramientos (más de un centenar de diques), se observa que predominan aquellos de paredes completamente irregulares, muy karstificados, dando en ocasiones "bolsadas" de gran tamaño (el 46% del total, fig. 44, números 5 y 6). A continuación les siguen en importancia los diques neptúnicos perpendiculares u oblicuos a la superficie de estratificación (tipo Q de WENDT, 1971) ligados generalmente a fracturas (constituyen el

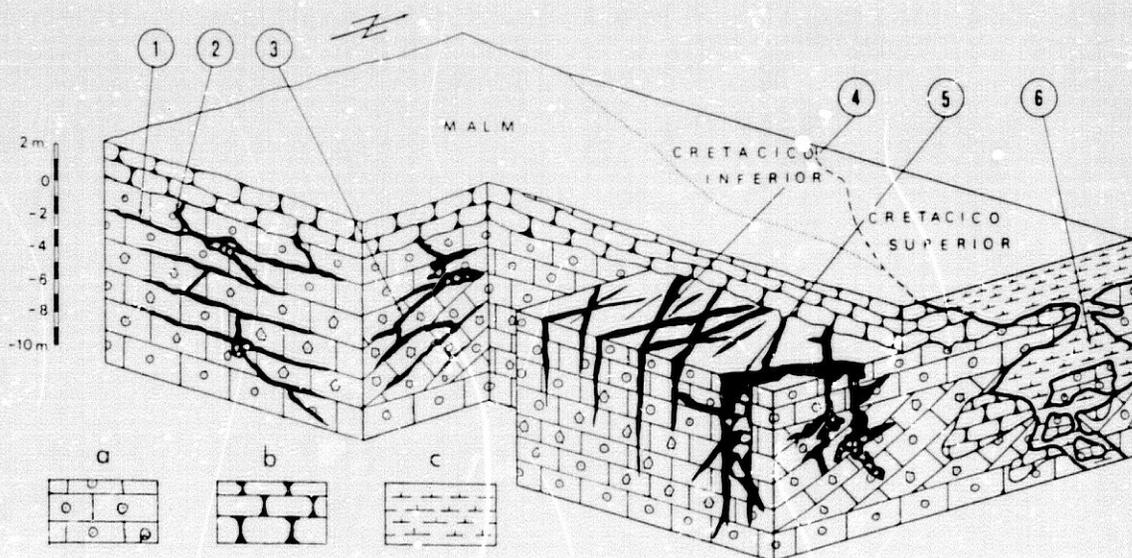


Figura 44. Tipos morfológicos de diques neptúnicos observados en la Unidad del Canarena-Lanchare. Leyenda: a) Formación Camarena; b) Formación Ammonítico Rosso superior; c) Formación Quípar-Jorquera. Explicación genética en el texto. (Según VERA et al. 1984)

31% del total (fig. 44, números 2 y 4). Los diques neptúnicos de tipo S de WENDT (1971), paralelos a la superficie de estratificación o en algunos casos a la estratificación cruzada (fig. 44, números 1 y 3) completan el resto (23%). No obstante hay que tener en cuenta que frecuentemente se trata de una red muy compleja de diques neptúnicos con diversas ramificaciones y morfologías. Dependiendo además del afloramiento puede predominar un tipo u otro (por ejemplo, al W de la Fuente del Espino predominan las "bolsadas", en la zona de Bernabé prevalecen los diques tipo Q y en el afloramiento del arroyo Jarcas son más abundantes los diques de tipo S).

El tamaño de los diques es, del mismo modo, muy variado. Aparecen desde rellenos de grietas con un grosor de algún milímetro, observables únicamente mediante estudios en lámina delgada, hasta grandes "bolsadas" con espesores aparentes de más de un centenar de metros. Por regla general son más abundantes aquellos con anchuras que varían entre algunos centímetros y varios decímetros.

A) Diques neptúnicos con rellenos de material jurásico

Se observan preferentemente en la parte meridional de la unidad (ver localización en la fig. 43), en especial en los afloramientos del arroyo Jarcas, S del Cortijo del Navazuelo, N del Cerro Zamora y S de Bernabé. Se han diferenciado tres tipos de relleno:

Tipo I.- Calizas micríticas (mudstone) algo margosas, generalmente de color amarillo. Se encuentra muy bien representado en los afloramientos del arroyo Jarcas, al SE de los Lanchares (fig. 43). Su edad es problemática ya que la microfauna que presentan es escasa y vanal (Spirillinidos, Nodosáridos, Aeolissacus, etc.). Sin embargo el tipo de microfacies es muy parecido al de algunas calizas del Calloviense datadas con ammonites. En este sentido, parece congruente además, la ausencia de microfósiles característicos o típicos de materiales más modernos.

Tipo II.- Calizas micríticas rojas o amarillentas (wackestone) con "filamentos" y "protoglobigerinas". Se asocian también fragmentos de crinoides, ammonites y gasterópodos. A veces están muy bioturbadas. Este tipo de relleno, el más abundante, se encuentra muy bien representado en los diques neptúnicos más próximos al techo de las calizas oolíticas y por encima de los rellenos del tipo anterior. Localmente aparecen diques con gran concentración de ammonites muy pequeños. En profundidad los diques reducen su tamaño y quedan limitados a rellenos micríticos de pequeñas fisurillas donde no penetran los ammonites dada su escasa dimensión. Niveles con la misma microfacies que este tipo II se han datado con ammonites, en zonas próximas a los diques, como Calloviense-Oxfordiense, edad que se asume para este tipo de relleno. Localmente se han encontrado (Arroyo de Navalrerosa,

olistolitos al E de Luque, fig. 43) rellenos de micrita con Calpionellidos del Tithónico superior-Berriasiense, con lo cual esporádicamente la edad del relleno podría remontar hasta el Berriasiense.

Tipo III.— Calizas esparíticas y microesparíticas de colores rojizos o marrón oscuro, localmente dolomitizadas. Frecuentemente presentan laminación paralela muy bien desarrollada que viene dada por la alternancia de láminas con una gran concentración de "filamentos" y notable desarrollo de porosidad shelter con relleno de esparita, y láminas de microesparita y micrita de color rojo. En otros casos el relleno es homogéneo y presenta peloides ferruginosos de diámetro entre 0,01 y 0,02 mm (microglæbules de ESTEBAN y KLAPPA, 1983) y abundantes manchas de óxidos de hierro dispersas, estas últimas en algunos casos de forma alargada, que podrían corresponder a microorganismos filamentosos encostrados por óxidos de hierro. En algunos puntos se encuentran también dispersos pequeños pisoides, de hasta 0,6 mm de diámetro, con estructura concéntrica perfectamente desarrollada. Los mejores afloramientos de diques neptúnicos con este tipo de relleno se encuentran al N del Zamora (fig. 43). Este relleno, que es menos frecuente que los dos anteriores, puede corresponder en buena parte a recristalizaciones de cualquiera de los dos tipos descritos previamente, aunque en otros casos muestran características similares a las de los rellenos kársticos actuales.

En los diques neptúnicos con rellenos de cualquiera de los tipos descritos anteriormente se observan localmente brechas de colapso con cantos, muy angulosos, de calizas oolíticas procedentes de las paredes y techos de las cavidades. Asimismo aparecen oolitos sueltos que se han originado por disolución química que ha causado la desagregación de la roca liberando estos granos.

Se han estudiado con detalle en lámina delgada las características del contacto entre la roca encajante y el relleno de la cavidad. En general el contacto es nítido y erosivo, de modo que los aloquímicos quedan truncados limpiamente, sin que se observe además ningún tipo de cemento bien desarrollado, anterior a la etapa de relleno. Sin embargo, en algunos puntos, aparecen revistiendo la pared del dique espeleotemas muy finos (menos de 0,5 mm), a menudo impregnados de óxidos de hierro; su aspecto es similar al cemento vadoso microestalactítico (ver fig. 78 de ESTEBAN y KLAPPA, 1983, por ejemplo). Localmente se observan pequeñas costras del espeleotema que se han desprendido de las paredes y forman parte del relleno. Por otra parte los óxidos de hierro abundan en manchas o pátinas asociadas a los bordes de los diques, o a los fragmentos de brechas de colapso y al propio relleno.

A.1) Fracturas

En los afloramientos del área denominada Bernabé y en los

del S del Navazuelo (fig. 43) predominan los diques neptúnicos de relleno de fracturas (tipo 4, fig. 44). La regularidad en la distribución de éstas ha permitido realizar un estudio sistemático de las mismas en un intento de determinar la dirección de los esfuerzos que las causaron (VERA et al., 1984).

Las condiciones de afloramiento no permiten, en muchos casos, medir el valor del buzamiento de los planos de fracturas, sin embargo las observaciones realizadas no dejan lugar a dudas sobre una fuerte tendencia a la perpendicularidad entre la estratificación y las diaclasas o fallas, según los casos, por ello, tanto en los afloramientos de Bernabé, donde predominan las diaclasas, como en los del S del Navazuelo, donde las fallas normales de pequeño salto son mayoritarias, se ha medido sólo la dirección de la línea de intersección estratificación-fractura. Esta línea de intersección, una vez llevada a la horizontal la estratificación que la contiene, representa la dirección de la fractura, que en esta nueva situación sería, además, subvertical.

El sistema de representación empleado es uno de los usuales en el tratamiento de lineaciones, en consecuencia con el tipo de medidas realizadas. Las conclusiones que se pueden obtener de esta experiencia son las siguientes: a) En los afloramientos de Bernabé, las fracturas forman parte de dos sistemas (fig. 45A) cuyas direcciones (N 33°W y N 24°E) forman entre sí un ángulo de 57° en el plano horizontal; b) Los datos tomados en los afloramientos del S del Navazuelo (fig. 45B) aunque muestran mayor dispersión, ponen de relieve la existencia de un tercer sistema de fracturas cuya dirección (N 6°E) se sitúa muy próxima a la bisectriz del ángulo agudo formado por los dos sistemas anteriores.

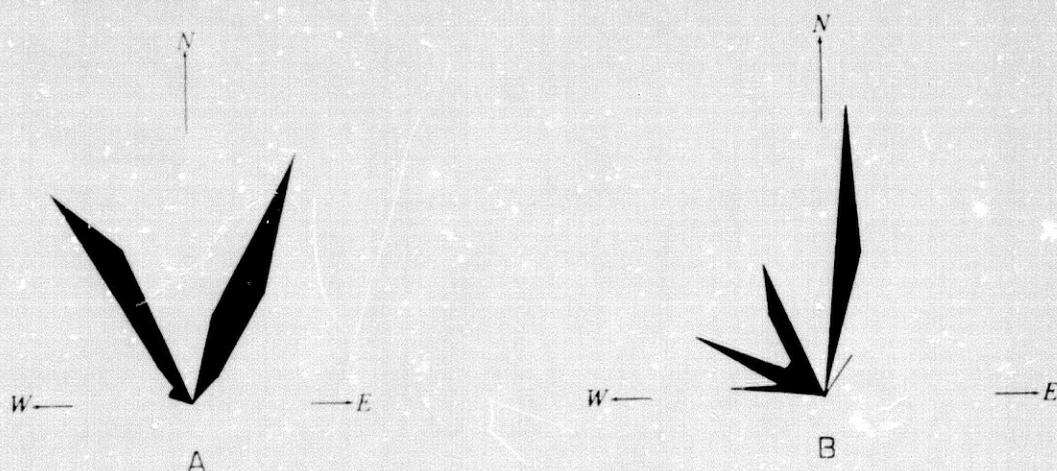


Figura 45. Representación gráfica de la orientación de las líneas definidas por la intersección de la estratificación y de las fracturas, una vez llevada a la horizontal la estratificación. A: área de Bernabé, 62 medidas; B: área al S del Navazuelo, 22 medidas (comentario en el texto). De VERA et al., 1984).

La distribución de los sistemas de fracturas descritos es la propia de un régimen de desgarre, en el que los esfuerzos máximos, compresivo y distensivo, serían horizontales y, en este caso, tendrían por direcciones N 4,5° W (aproximadamente N-S) y N 85,5°E (aproximadamente E-W) respectivamente. Así pues, la cuenca subbética o, al menos, la parte de la misma correspondiente a la Unidad del Camarera-Lanchares, fue afectada al final del Dogger por una fase de fracturación en la que la distribución de esfuerzos sería la anteriormente indicada. Esta fase de fracturación es probable que se produjera en relación con el régimen esencialmente transformante sinistro que, según diversos autores (OLIVET et al., 1982; BIJU-DUVAL et al., 1977; HSU, 1977; entre otros), gobernó el movimiento relativo entre las placas africana e ibérica hasta mediados del Jurásico superior.

B) Diques neptúnicos con relleno de material cretácico

Los mejores ejemplos se pueden observar al W de la Fuente del Espino, E de Luque, Cortijo de las Melladas y proximidades de la Fuente de Rebola (fig. 43). Se trata de cavidades de morfología claramente kárstica de grandes dimensiones, de hasta 130 m de profundidad (medida desde el techo de la Formación Camarena) y anchuras que pueden superar los 25 m. Presentan paredes y formas muy irregulares, el relleno es de margocalizas del Cretácico superior, aunque en sus partes más superficiales aparecen calizas nodulosas jurásicas de facies Ammonítico Rosso. Son frecuentes también las brechas de colapso con cantos angulosos de calizas oolíticas y de calizas nodulosas. En algunos casos como en las proximidades del Cortijo de las Melladas, estas "bolsadas" pueden pasar desapercibidas al encontrarse cubiertas por vegetación y suelo, por lo que parecen dolinas actuales. En la localidad citada sin embargo, la removilización de tierra para la construcción de un pozo ha permitido descubrir que se trata de un relleno de calizas margosas del Cretácico Superior y no de un dolina reciente. Estas grandes cavidades presentan dos tipos de relleno:

Tipo IV.- Calizas margosas y calizas (wackestone y packstone) de foraminíferos planctónicos (Rotalipora sp., Ticinella sp., Planomalina sp., Praeglobotruncana sp., Globotruncana sp.) de colores blanco, beige claro o rosa. La microfaua en estos rellenos suele encontrarse muy remezclada pero los materiales que fosilizan el contacto de la discontinuidad estratigráfica, en el área de la Fuente Rebola y W de la Fuente del Espino, han suministrado la siguiente microfaua: Planomalina buxtorfi (GANDOLFI), Rotalipora apenninica (RENZ), Rotalipora ticinensis (GANDOLFI), Rotalipora subticinensis (GANDOLFI), Ticinella roberti (GANDOLFI), Praeglobotruncana sp. y Gloeligerinelloides sp., que correspondería al Albiense superior-Vraconiense.

Otra muestra en la misma bolsada pero hacia su parte superior ha dado: Rotalipora greenhornensis (MORROW), Rotalipora cushmani (MORROW) y Praeglobotruncana sp., de edad Cenomaniense.

Al E del Cortijo de las Melladas (fig. 43) en otra muestra de una bolsada se ha encontrado: Globotruncana concavata (BROTZEN), Globotruncana fornicata (PLUMMER) y Globotruncana sp., de edad Coniaciense-Santonense.

Al E de Luque (ver fig. 43) inmediatamente encima del contacto irregular de las calizas oolíticas del Dogger se ha recogido una muestra que ha suministrado la siguiente microfauna: Globotruncana falsostuarti (SIGAL), Globotruncana dupeblei (CARON, GONZ., ROB y WOOD), Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY), Globotruncana aegyptiaca (NAKKADY), Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana bulloides (VOGLER), Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ), Rosita fornicata (PLUMMER), Rosita patelliformis (GANDOLFI), Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY) y Archaeoglobigerina blowi (PESSAGNO), atribuible al Campaniense superior-Maastrichtiense superior.

Así pues la edad de este tipo de relleno oscila según las muestras analizadas micropaleontológicamente entre el Albiense superior y el Maastrichtiense.

Tipo V.- Calizas microesparíticas y esparíticas, muy recristalizadas de color rojo o rosa, localmente dolomitizadas. Similar al tipo de relleno III, descrito anteriormente, pero sin ningún microfósil ni influencia marina o pelágica observable. Presenta poca importancia volumétrica ya que sólo aparece en parches de varios cm de espesor (máximo 20 cm), rellenando esporádicamente pequeñas irregularidades y algunas fisuras en las paredes de las cuevas kársticas. Podría corresponder mayoritariamente a material laterítico producto de meteorización.

C) Aspectos genéticos

Los principales factores que controlan el inicio de la formación del hueco a partir del cual se originará el dique neptúnico son los siguientes:

- a) fracturas ligadas a la tectónica regional;
- b) superficies de estratificación y otros aspectos sinsedimentarios y diagenéticos (laminación y estratificación cruzada, porosidad y cementación, otras zonas de debilidad en la roca,.....);
- c) karstificación, que condicionó el aumento de las cavidades por disolución.

En este caso la fracturación que afectó al techo de las calizas oolíticas previamente litificadas, al final del Dogger, marcó el inicio de la génesis de los diques neptúnicos con relleno de materiales jurásicos. A partir de las fisuras se inician fenómenos de disolución que agrandan y cambian su morfología. Se producen

disoluciones coincidentes con la superficie de estratificación y otras zonas de debilidad que dan cavidades que al rellenarse constituyen fundamentalmente los diques de tipo S. La morfología de las cavidades, especialmente de las más superficiales, la presencia de rellenos del tipo III descritos anteriormente y la existencia, si bien con poca abundancia y desarrollo, de finos espeleotemas en las paredes de los diques, podrían confirmar el origen de las cavidades en el ambiente diagenético meteórico (JAMES y CHOQUETTE, 1984), es decir en las zonas vadosas y freática de agua dulce y en la zona freática somera de mezcla de aguas dulce y marina. La erosión estaría por tanto ligada a exposición subaérea, al menos en algunos puntos. La mayor parte de las cavidades por debajo de la superficie de discontinuidad pueden haberse originado en un ambiente diagenético meteórico subterráneo, en el que de acuerdo con JAMES y CHOQUETTE (1984) existen dos zonas en las que puede predominar la disolución: a) parte superior de la zona freática (water table) donde se mezclan aguas vadosas y freáticas; b) zona de mezcla marina freática (mixing zone) donde se produce la mezcla de agua salobre (marina) con agua dulce. JAMES y CHOQUETTE (1984) en su excelente trabajo explican los distintos mecanismos que conducen a la disolución o corrosión y precipitación del carbonato cálcico y a la formación de un karst de subsuelo.

Posteriormente una inmersión brusca produciría el comienzo de la sedimentación en el Calloviense y ésta continuaría más o menos intermitentemente hasta el Berriasiense inferior, que es la edad más moderna de relleno encontrada, dependiendo de las características y dimensiones de las cavidades. Sin embargo, como ya se ha indicado anteriormente la mayoría de los rellenos de acuerdo con su microfacies se pueden atribuir al Calloviense y Oxfordiense.

Las cavidades en que se enclavan los diques con relleno de material cretácico presentan una morfología claramente kárstica que pudo originarse en un ambiente vadoso o freático de agua dulce aunque también pueden haber tenido importancia fenómenos de karstificación submarina íntimamente ligados, como los anteriormente expuestos. A partir de los datos micropaleontológicos previamente presentados podemos decir que la reanudación de la sedimentación en algunos puntos tuvo lugar hacia el Albiense superior. Sin embargo hacia el N de la unidad (E de Luque) parece que este restablecimiento de la sedimentación fue bastante posterior, o bien que si la hubo anteriormente no hay rastros de ella. Así pues, el relleno de los diques se iniciaría en algunos sectores en el Albiense superior e incluso antes, como en el caso que GONZALEZ DONOSO et al. (1983) describen para el Penibético. Localmente como ya dijimos aparecen además, materiales del Malm de facies Ammonítico Rosso, lo que implicaría que la génesis de estos diques neptúnicos tuvo lugar en dos fases superpuestas; quiere esto decir que los diques con relleno de material cretácico se pudieron formar en una etapa de erosión, con emersión, anterior al Cretácico superior pero que la erosión se produjo, al menos parcialmente, a partir de diques de la primera generación, agrandándolos de modo notable, pero conservando al menos parte del relleno anterior.

Los diques neptúnicos aquí estudiados pueden corresponder a formas similares a las water table caves de LAND (1973) existentes en las calizas pleistocenas emergidas del N de Jamaica donde hay una zona de disolución, en el nivel freático, en la que se desarrollan cuevas. También a los descritos por SMART et al. (1987) y WRIGHT (com. personal), los denominados Blue Holes de la isla Andros (Bahamas) que son sistemas de cuevas submarinas originadas a partir de fracturas, posteriormente agrandadas por disolución, que alcanzan profundidades de más de 90 m y que constituyen un buen ejemplo actual de relleno de cavernas y fisuras y formación de diques neptúnicos.

3) Hardgrounds

En numerosos sectores esta superficie de discontinuidad muestra un hardground con desarrollo desigual según los puntos; se trata de una superficie endurecida por una litificación temprana y generalmente revestida de óxidos de hierro. Las variaciones consisten esencialmente en el mayor o menor desarrollo de las mineralizaciones, en la morfología de la propia superficie (más o menos plana o erosiva) y en la existencia, o no, de niveles de condensación adosados a la propia superficie. Presentan costras de óxidos de hierro y manganeso, de color negruzco o marrón, con perforaciones biogénicas, grancs de cuarzo y glauconita, ammonites parcialmente disueltos, belemnites, dientes de peces, estructuras "estromatolíticas", serpúlidos, etc. Las costras mineralizadas con estructura laminar pueden alcanzar en algunos puntos, como al N de la Fuente de los Frailes un espesor de hasta 8 cm, aunque lo normal es que sean de 0,5-2 cm. Estas mineralizaciones en costras e impregnaciones indicarían una fase prolongada de omisión, sin depósito, o al menos con una velocidad de sedimentación extremadamente baja.

Sobre el origen de las costras de limonita "estromatolíticas" hay distintas teorías (SEYFRIED, 1978 y FLUGEL, 1982): 1) Migración temprana y precipitación de minerales de hierro y manganeso en el fondo oceánico; 2) Formaciones inorgánicas, primariamente por migración de disoluciones de hierro coloidales, pero que se han originado diagenéticamente. Otra posibilidad es la precipitación rítmica de sulfuros, posteriormente oxidados a goethita y deshidratados a hematites; y 3) Limonitización de estructuras orgánicas o precipitación de hierro inorgánico en el techo de un sustrato organogénico. Aunque la cuestión de si aparecen auténticos estromatolitos en niveles de condensación es muy debatida, especialmente para sedimentos mesozoicos, parece haber más evidencias a favor de esta última posibilidad de origen (ver por ejemplo: JENKYNS, 1970, 1974; FURSICH, 1971; WENDT, 1970, 1971; BERNOULLI y JENKYNS, 1974; TIETZ, 1975). De acuerdo con distintas características típicas observadas en estas costras, se estima que se originan a profundidades de menos de 100 m (FLUGEL, 1982, p. 231). El aporte inicial de hierro y manganeso, anormalmente alto, podría estar ligado según BROCHWICZ-LEWINSKI et al. (1984) a las

siguientes fuentes: a) caída de material cósmico; b) precipitación de productos de exhalaciones volcánicas y mineralizaciones hidrotermales submarinas; y/o c) caída de polvo volcánico.

En muchos puntos del techo de la Formación Camarena estas costras minerales han desaparecido por erosión o meteorización, y a menudo sólo se observan trazas o restos tenues de impregnación de óxidos de hierro, de modo que aparecen superficies ligeramente erosivas con cavidades poco profundas similares a las de tipo kárstico. Las estructuras estromatolíticas tienen rasgos semejantes a los estromatolitos pelágicos fosfatados descritos en el Penibético por GONZALEZ-DONOSO et al. (1983), y más detalladamente por GARCIA-CERVIGON et al. (1986), y en el Subbético por VERA y MARTIN-ALGARRA (en prensa). Estos autores interpretan los estromatolitos como pelágicos debido a que entre sus láminas construidas por organismos atrapan sedimentos con microfauna marina pelágica que a veces permite conocer la gran lentitud de su crecimiento (GONZALEZ-DONOSO et al., 1983); el contenido en fosfatos es del 3 al 45 %, (GARCIA-CERVIGON et al., 1986), mientras que el resto lo constituyen carbonatos, óxidos de hierro y manganeso. La estructura estromatolítica es de origen orgánico, pero no algal, sino formada por filamentos de bacterias y foraminíferos aglutinantes. Estas construcciones orgánicas a veces no son visibles debido a mineralizaciones de hierro y manganeso posteriores que las enmascaran. Desde el punto de vista paleogeográfico estos autores (GARCIA-CERVIGON et al., 1986; VERA y MARTIN-ALGARRA, en prensa) las interpretan como construcciones organosedimentarias formadas en relación con la fase de inicio de la sedimentación posteriores a una interrupción sedimentaria, concretamente en fase de inicio de la subida del nivel del mar (subsiguiente a una etapa de bajada) en la que la acción de las corrientes ascendentes (upwelling) favorecen tanto la colonización del fondo por los organismos como el depósito directo de los fosfatos. Esta interpretación puede ser perfectamente coherente con el contexto estratigráfico y paleogeográfico en el que aparecen estas estructuras estromatolíticas en el techo de la Formación Camarena.

También existen en algunos puntos perforaciones de forma circular de varios mm a 2 cm de diámetro producidas por organismos litófagos, probablemente bivalvos perforantes. La superficie del hardground presenta una abundante macrofauna de ammonites encostrada por los óxidos de hierro y manganeso. De acuerdo con BROMLEY (1978) la presencia de abundantes ammonites en hardgrounds, en contraste con su ausencia o mucha menor abundancia por encima y por debajo de estos niveles, se debe a la rápida litificación de la matriz del hardground. Esta litificación fue anterior a la disolución de, al menos, parte del aragonito de la concha, y así se han podido preservar los ammonites como huecos, moldes internos e incluso conservando su concha. En el Barranco de Navahermosa (fig. 43) en el hardground aparece una costra de hasta 3 cm de espesor compuesta mayoritariamente por serpúlidos. Estos presentan tubos de sección cilíndrica de hasta 3

mm de diámetro, ligeramente arqueados o rectos. Los serpúlidos se encuentran actualmente en aguas muy someras marinas o hipersalinas, muy cálidas cubriendo extensas áreas sobre fondos duros de las zonas intermareal y submareal somera (WILSON, 1975, p. 81). En las Bahamas por ejemplo estos tubos se originan a temperaturas del agua del mar de 25,4°C (BATHURST, 1975, p. 282). De acuerdo con MILLIMAN (1974, p. 201) frecuentemente aparecen como costras que pueden formar arrecifes submareales a profundidad media entre 0,6 y 1 m.

De acuerdo con la clasificación genética de hardgrounds en función de su morfología (FURSICH, 1979) los hardgrounds aquí analizados no se pueden encasillar en un único tipo sino que pertenecen más bien a los tipos morfológicos II, I, III y IX de modo que estos cambian lateralmente de unos a otros. FURSICH (1979) también diferenció siete modelos o secuencias genéticas en los hardgrounds jurásicos de acuerdo con la variabilidad de los parámetros ambientales que intervenían en su génesis. Del mismo modo las secuencias genéticas más probables a partir de las cuales se pueden haber generado los hardgrounds de esta discontinuidad son las II, III y VII.

Frecuentemente, en las grainstone oolíticas inmediatamente infrayacentes a la superficie del hardground pueden observarse dos tipos de cemento: a) una primera generación de cemento de borde, acicular o drusiforme, que se encuentra cubierto usualmente por sedimento interno micrítico; b) posteriormente una segunda generación de cemento de calcita en bloque rellenó los espacios huecos. Cuando se observan impregnaciones de minerales de hierro, estas son anteriores a la segunda generación de cemento pero posteriores o más o menos simultáneas con la fase de sedimentación interna.

Al nivel o niveles, según el caso, de hardground se superponen depósitos condensados frecuentemente de facies Ammonítico Rosso, lo cual no es raro, ya que como indica FURSICH (1979) los depósitos condensados sólo se diferencian cuantitativamente de los hardgrounds, siendo los últimos su término final. Esta asociación hardground-depósitos condensados suprayacentes indicaría que la subsidencia que siguió a la formación del hardground fue sólo moderada y que la posición paleogeográfica era la de un umbral o elevación submarina sobre la cual el aporte de sedimentos continuó siendo bajo. El transporte por corrientes podría reducir además el espesor de sedimentos.

Este hardground abarca, como mínimo, parte del Bathoniense superior y del Calloviense inferior. En algunos sectores como al SE de los Lanchares la laguna estratigráfica es mayor, ya que falta todo el Calloviense y el Oxfordiense (SEQUEIROS, 1974), de modo que en estos puntos el hardground es el único registro o indicio de la sedimentación que ha tenido lugar durante unos 15 millones de años (Bathoniense superior-Calloviense-Oxfordiense). Este factor de

acuerdo con los distintos autores es primordial en la génesis del hardground ya que la falta de depósito aumenta la cementación conduciendo a la rápida litificación del fondo oceánico.

Se han analizado los contenidos en Fe_2O_3 , MnO y Al_2O_3 de cinco muestras del hardground y su composición química queda representada a continuación:

Muestra	% Fe_2O_3	% MnO	% Al_2O_3
CA-1100	17,82	---	1,02
CA-1102	59,40	2,08	
CA-1129	16,14	10,70	
CA-1148	19,56	0,057	1,83
CA-NSN	68,64		

Se observa que el contenido en óxidos de hierro de algunas muestras alcanza valores de hasta el 68%. En algunos puntos incluso se han observado pequeñas calicatas y obras para su intento de explotación (por ejemplo N de las Pedrizas). Los contenidos en MnO no son sin embargo excesivamente altos (máximo del 10,7%).

Los minerales identificados por difracción de R-X han sido calcita, goethita, hematites, óxidos e hidróxidos de manganeso poco cristalinos y algunos filosilicatos (smectita-illita).

4) Brechas sinsedimentarias

A continuación se describen las principales características de las brechas sinsedimentarias que jalonan la discontinuidad sedimentaria estudiada en el sector NE de la unidad (ver fig. 43). Fueron descritas por primera vez por MOLINA et al. (1983b) y posteriormente estudiadas con mayor detalle por VERA et al. (1984). Aparecen dos afloramientos principales:

A) Brechas de la Loma de las Piedras.

Se sitúan en la Sierra Alcaide, cerca de la carretera de Luque a Carcabuey (fig. 43). Forman un cuerpo sedimentario de morfología lenticular, con muro claramente erosivo y unos 140 m de potencia máxima (figs. 46 y 47). El tamaño de los cantos es muy variado aunque predominan aquellos con diámetros entre 5 y 12 cm. Excepcionalmente presentan tamaños mucho mayores, de hasta 30 cm. Sus morfologías son muy diversas y aunque son mayoritarios los fragmentos muy angulosos también existen cantos muy redondeados. La composición y edad de los cantos varía desde calizas y dolomías blancas y beige del Lías inferior a calizas micríticas rojas con Calpionellidos del Tithónico superior-Berriasiense. Son especialmente abundantes en numerosos puntos, los fragmentos de calizas oolíticas del Dogger (fig. 47). Un dato significativo es la presencia de

cantos de calizas micríticas rojas (facies "Ammonitico Rosso") con formas que indican un comportamiento plástico de los mismos durante el depósito. La matriz compuesta por micritas rojas, es generalmente muy escasa o inexistente, de modo que a veces los contactos entre los cantos son estilolíticos. Los lechos están desorganizados y muestran formas sigmoidales progradantes hacia el W-SW. Hay que resaltar la adecuación que existe entre este sentido de progradación de las brechas y la dirección de las fracturas que probablemente condicionaron su formación. Estas últimas tendrían una dirección aproximada N-S según hemos visto en el apartado sobre diques neptúnicos. Por otra parte, debido al carácter erosivo de su muro la secuencia infrayacente está constituida bien por calizas micríticas blancas de edad liásica, o bien por calizas oolíticas del Dogger.

E

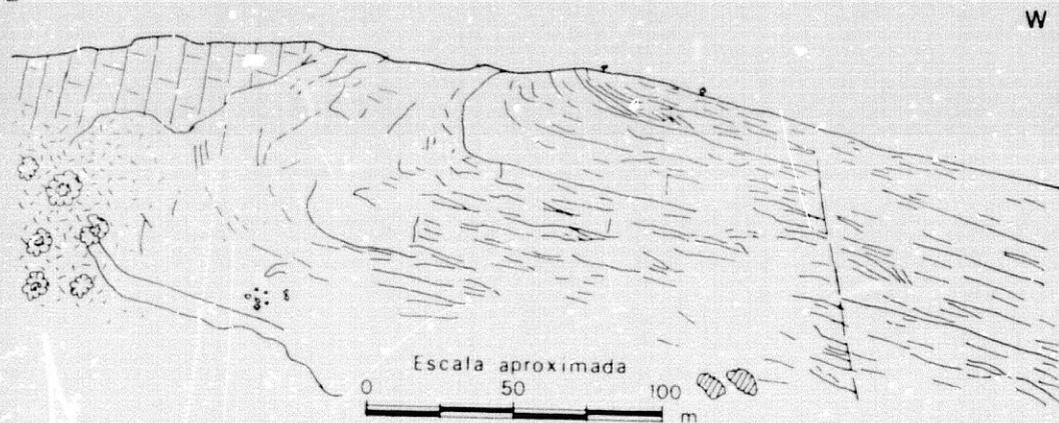


Figura 46. Esquema de las brechas de la Loma de las Piedras obtenido a partir de una fotografía. Obsérvese la tendencia de las superficies de estratificación a solaparse hacia el W. (De VEHA et al., 1984, ligeramente modificado).

B) Brechas del Oeste de la Fuente del Espino

Están situadas sobre las calizas oolíticas del Dogger (fig. 43) y muestran una potencia máxima de 20 m. Se diferencian dos tramos: a) inferior, en el que dominan los cantos de calizas oolíticas hacia la base y los cantos de calizas micríticas rojas a veces con Calpionellidos, hacia el techo. La matriz de este tramo está constituida por micritas rojas y amarillentas; b) superior, de unos 4 m de potencia, en el que son más abundantes los cantos de calizas micríticas rojas y amarillentas, la matriz, muy escasa, es de calizas margosas y margas blancas con foraminíferos planctónicos del Cretácico superior. Sobre estas brechas se disponen calizas margosas micríticas con foraminíferos del Cretácico superior (Formación Quípar-Jorquera) de varios metros de espesor y, localmente, calcarenitas y brechas del Oligoceno.

Estos depósitos de brechas se han interpretado como ligados a escarpes de fracturas sinsedimentarias. Concretamente las brechas de la Loma de las Piedras se consideran como el relleno de un surco limitado por una falla que tiende a ser ocupado por

LOMA DE LAS PIEDRAS — UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

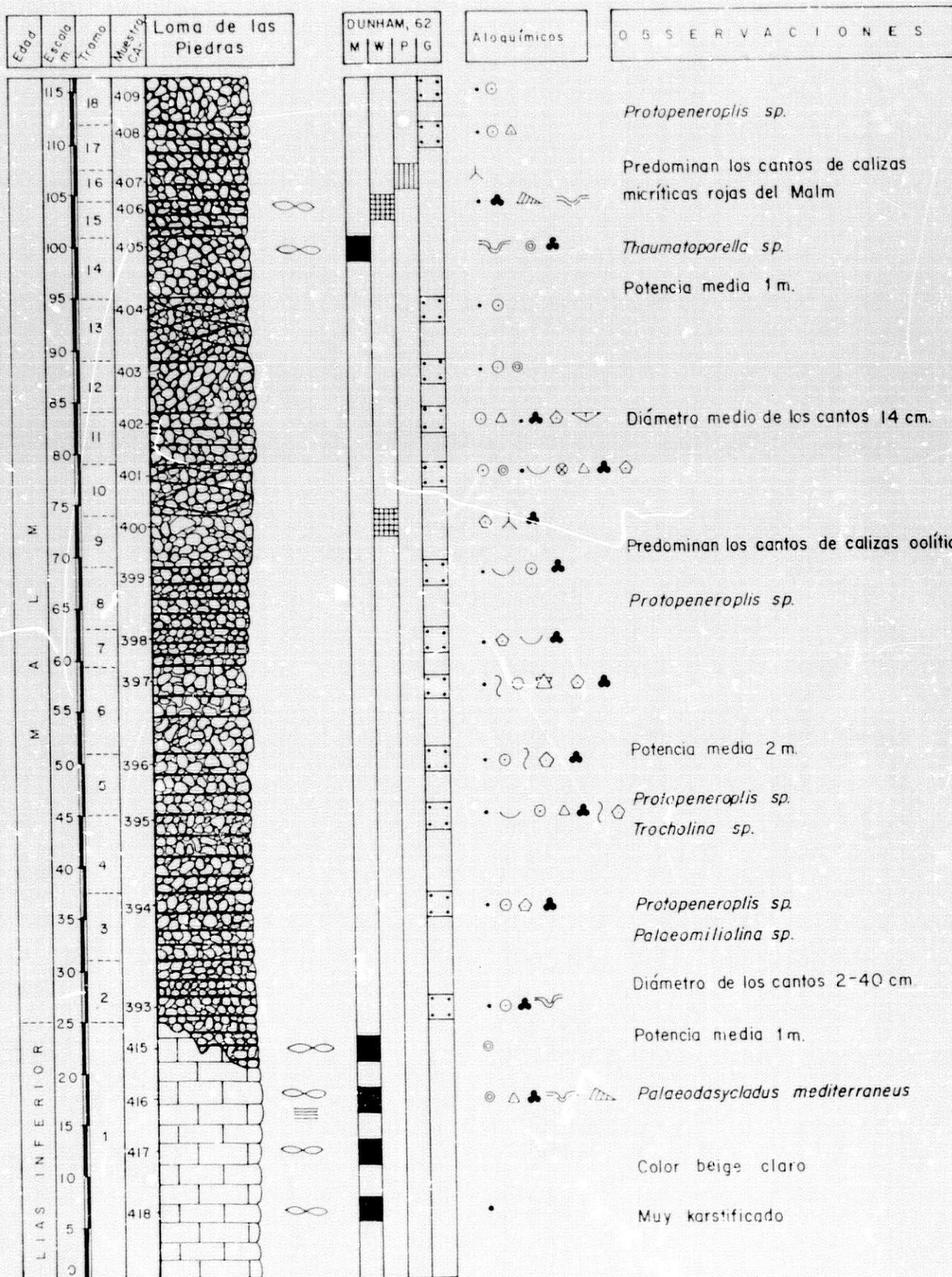


Figura 47

materiales detríticos groseros procedentes de los escarpes y de los umbrales adyacentes. Las brechas se habrían originado bajo las siguientes condiciones: a) calizas que fueron brechificadas poco después de su depósito, es decir antes de su litificación completa; b) en una zona tectónicamente activa; y c) sobre plataformas que se transformaron en talud durante la brechificación. De los cinco posibles mecanismos para la génesis de escarpes propuestos por SCHLAGER y CAMBER (1986), para el caso estudiado parece más probable el de la fracturación, como fenómeno fundamental generador del escarpe. A partir de este momento la ruptura de la roca original más o menos cementada pudo haber ocurrido por distintos mecanismos de fractura. COOK et al. (1983) diferencian entre estos los siguientes: a) shocks de terremotos; b) acción de las olas de tormentas o tsunamis sobre el escarpe; c) acción de la gravedad actuando sobre un escarpe inestable, sobrecargado y abrupto que puede fracturarse "in situ"; d) durante el movimiento de una masa deslizada o slumpizada; y e) por erosión subaérea durante un descenso relativo del nivel del mar creando un margen karstificado y estructuralmente debilitado. Este último dispositivo, en combinación con alguno/s de los anteriores podría haber sido de gran importancia en el caso que nos ocupa.

Estas brechas muestran características que indican poco desplazamiento lateral a partir de la roca original y pueden corresponder, al menos parcialmente, a transporte en masa de tipo rockfall, que genera acumulaciones en la base de taludes de gran pendiente y paredes de falla, emplazadas fundamentalmente por rodamiento y deslizamiento gravitatorio de clastos individuales pendiente abajo. En las Bahamas se han observado depósitos extensos de rockfall en la base de los escarpes marginales que rodean los bancos (profundidades de 100-200 m, NEUMANN y BALL, 1970) y a lo largo del escarpe Blake-Bahamas a profundidades de 1-4 km (FREEMAN-LYNDE et al., 1981, FREEMAN-LYNDE y RYAN, 1985 y MULLINS et al., 1984).

Hacia la parte alta y hacia el SW las brechas de la Loma de las Piedras parecen ligeramente mejor organizadas y en su transporte podrían haber estado implicados procesos de flujo de masas (mass-flow), y aunque no se puede aventurar el mecanismo concreto, probablemente se trataría de flujos gravitatorios de sedimento de tipo grain-flow o algún otro de transición entre éste y el debris flow. De hecho no se ha observado en los lechos gradación inversa que es el principal criterio para reconocer depósitos de grain-flow (COOK y MULLINS, 1983, p. 551) y por otra parte de acuerdo con JOHNS (1978) y COOK y MULLINS (1983) la completa ausencia o casi ausencia de micrita intersticial y de texturas con soporte de matriz indicaría que estos depósitos no fueron emplazados por debris-flow (ver también RUIZ-ORTIZ, 1980, p. 76-77).

Brechas similares a las aquí descritas en cuanto a facies y a veces también edad son las estudiadas por ALLENBACH y CARON

(1984), BABIC (1980/81), BERNOULLI (1971), BERNOULLI y KALIN (1984), CANEROT et al. (1984), COLACICCHI et al. (1978), COMAS y RUIZ-ORTIZ (1982), COSSEY y EHRLICH (1979), DAVIES y WALKER (1974), FINGER (1975), FUCHTBAUER y RICHTER (1983), HENDRY (1972), HUBERT et al. (1977), JOHNS (1978), LEMOINE (1967, 1982), RUIZ-ORTIZ (1980) y VAN DER HURK (1985), por ejemplo.

5) Heterocronía de los materiales fosilizantes de la discontinuidad

Otro aspecto importante que es a la vez resumen de la estratigrafía de esta parte de la secuencia, es la notable diferencia de edad de los materiales que se sitúan sobre las calizas oolíticas del Dogger, fosilizando la discontinuidad. En la parte meridional de la unidad (S de Los Lanchares), sobre las calizas oolíticas se disponen calizas nodulosas de edad comprendida entre el Calloviense y el Kimmeridgiense. Son frecuentes las lagunas estratigráficas para el Calloviense y Oxfordiense (SEQUEIROS, 1974) pero en líneas generales la laguna estratigráfica parece aumentar hacia el E. Así por ejemplo en el arroyo Jarcas, la discontinuidad está fosilizada por el Calloviense, mientras que al SE de los Lanchares, en el Mojón Alto, la discontinuidad está fosilizada por el Kimmeridgiense (SEQUEIROS, 1974). Hacia el NE de la unidad, sin embargo, las calizas nodulosas del Jurásico superior suelen faltar o presentan muy poco espesor. Las calizas de la Formación Camarcina se sitúan bajo brechas del Jurásico superior (por ejemplo en la Loma de las Piedras) o directamente bajo materiales del Cretácico superior, es decir, de la Formación Quípar-Jorquera (por ejemplo al W de la Fuente del Espino y E de Luque).

Estas variaciones locales en la edad de fosilización pueden explicarse teniendo en cuenta que la sedimentación habría tenido lugar sobre una superficie topográfica irregular y con una velocidad de sedimentación muy lenta. En las partes paleotopográficamente más bajas la fosilización es más antigua que en las partes más altas. Estas últimas podrían haber permanecido más tiempo emergidas y/o también la actuación de corrientes podría haber removilizado el sedimento, de modo que aquí la sedimentación se limita al relleno de diques neptúnicos hasta su enterramiento final.

6) Interpretación genética

Los diversos fenómenos sedimentológicos descritos anteriormente pueden ser interpretados en el contexto de un umbral pelágico, afectado por fracturas y fisuras, y en el que se suceden episodios de erosión (a veces con emersión) y de depósito (VERA et al., 1984). Fenómenos equivalentes son conocidos en otras áreas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y también en otros dominios alpinos dentro de una evolución general como la propuesta por BERNOULLI y JENKINS (1974) y VERA et al. (1987).

MODELO GENETICO

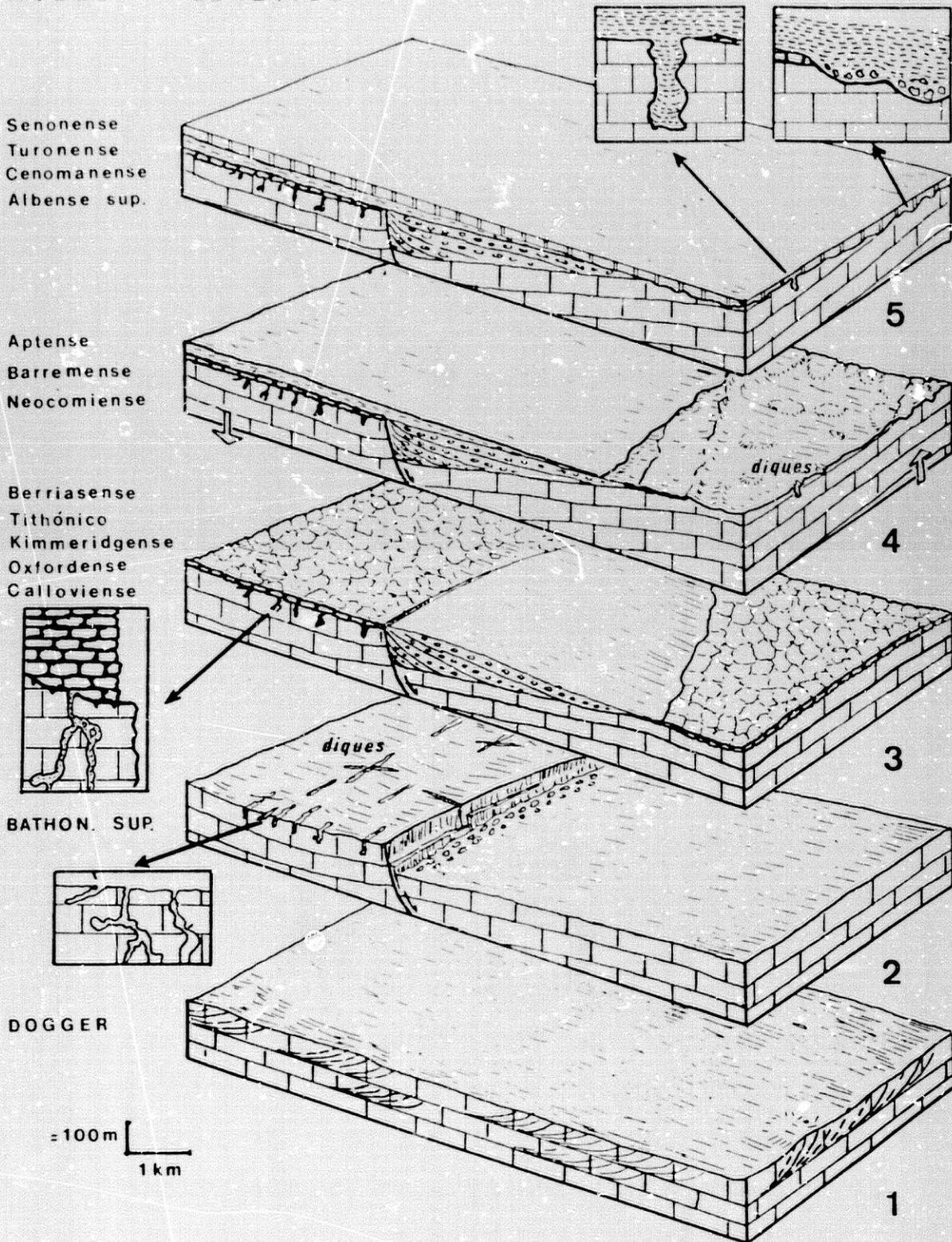


Figura 48. Modelo genético de las discontinuidades, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Unidad del Camarena-Lanchares. 1.-Sedimentación de plataforma marina somera; 2.-Fracturación y disolución a favor de las fisuras (formación de la primera generación de diques); 3.- Relleno de los diques neptúnicos y depósito de calizas de facies "Ammonítico Rosso" en las partes elevadas y brechas en los bloques hundidos; 4.- Depósito del Cretácico inferior con erosión en el área que se levanta y llega a quedar emergida temporalmente; 5.- Depósitos del Cretácico superior con relleno de cavidades kársticas (diques neptúnicos de segunda generación). (Según MOLINA et al, 1983b).

En el modelo genético propuesto que se ha representado en la fig. 48 se partiría de una etapa inicial (fig. 48-1) de sedimentación en una plataforma marina somera con depósito de calizas oolíticas. Durante el Bathoniense superior tiene lugar la interrupción sedimentaria y litificación, seguida de una etapa de fracturación (fig. 48-2) que produce grandes escarpes locales así como una intensa red de fisuras en las partes elevadas que debían estar ya litificadas. En condiciones de emersión (o bajo el nivel del mar) (VERA et al., 1984; VERA et al., 1987) se produce la karstificación de las calizas a partir de las fisuras con lo que se forman las cavidades (diques neptúnicos).

Posteriormente tuvo lugar la fosilización de la discontinuidad y el relleno de los surcos limitados por escarpes de falla (fig. 48-3). En las áreas más elevadas la sedimentación se inicia con la formación de los diques neptúnicos por el relleno de las fisuras y cavidades con calizas micríticas pelágicas y una vez rellenas, fundamentalmente hacia el Oxfordiense, se fosiliza el contacto depositándose calizas nodulosas de facies Ammonitico Rosso de edad comprendida entre el Oxfordiense y el Berriasiense. En el surco formado por la falla, se depositaron las brechas tendiendo a rellenarlo de modo que el fondo quedaría nivelado al final del Malm. Durante el Cretácico inferior (fig. 48-4), y como veremos en siguientes apartados, mientras que en un sector hay una interrupción sedimentaria, en otro hay un depósito de materiales de facies pelágicas. A lo largo de la interrupción sedimentaria tuvo lugar una erosión continuada, así como una fase de emersión en la que se originó la karstificación de los materiales y la formación de la segunda generación de diques neptúnicos que encajan también en las calizas oolíticas del Dogger. A partir del Albiense superior y durante el Cretácico superior se fosiliza la nueva discontinuidad, rellenándose en primer lugar las cavidades (diques neptúnicos) para hacerse uniforme la cuenca en su totalidad con el depósito de la formación Quípar-Jorquera en toda su extensión (fig. 48-5).

11.2.5. Formación Ammonitico Rosso Superior (J₂)

11.2.5.1. Afloramientos y secciones estudiadas

Como puede verse en el mapa geológico los principales afloramientos de esta formación se sitúan en el área de Los Lanchares, S del Navazuelo, S del Lobatejo, sector de Bernabé y W. de Cabra, y en menor extensión en el sector de la Nava, S del Cerro del Bramadero, en la pequeña venta tectónica del arroyo de Navahermosa y al S y E de la Lastra. También aflora esta formación en la Sierra Gorda de Puente Genil.

Se han estudiado las siguientes secciones: Fuente Rebola (fig. 28), Navahermosa (fig. 29), Cortijo Frailes-2 (fig. 32), Lanchares (fig. 33), Puente Genil-1 (fig. 36), La Nava (fig. 49), Bernabé (fig. 50), Cortijo Frailes-3 (fig. 51), SE del Navazuelo (fig. 52), Puente Genil-2 (fig. 53) cuya situación se representa en la fig. 54.

La potencia máxima es de unos 36 m, y aunque ésta es muy variable la media de las distintas secciones se sitúa en torno a 17 m. El espesor de esta formación es mayor, en general, hacia el SW de la unidad, mientras que hacia el N y NE los afloramientos son menos potentes o inexistentes.

11.2.5.2. Facies y microfacies

Se trata de calizas típicamente nodulosas en numerosos puntos, y localmente algo margosas, en especial hacia la base y hacia la parte alta de la formación. Puntualmente aparecen también calcarenitas, brechas y algunos rellenos calcíticos de cavidades (espeleotemas). Lateralmente existe, como veremos, una gran variación de facies. Predominan los colores rojos y rosas, aunque también son frecuentes los colores beige hacia la base y parte superior de la formación, así como los colores amarillo o gris claro hacia el límite con la formación suprayacente. Los cambios de color son graduales o bruscos e irregulares sin que exista un control litológico. Por ejemplo, existen cambios de color rojo violáceo a gris según límites verticales u oblicuos a la superficie de estratificación, sin que haya el menor cambio litológico. Este hecho hace pensar que el color actual se debe especialmente a alteraciones relacionadas con la formación del relieve actual.

Una de las características más típicas de esta facies es su estructura nodulosa, en la que los nódulos más compactos y de color más claro aparecen bien diferenciados, de la matriz que los rodea. Presentan un diámetro medio de unos 4 cm y su forma es frecuentemente discoidal o aplastada, de tipo "flaser", lo que podría indicar un comportamiento inicialmente algo plástico del nódulo; en otros casos la forma es esférica o irregular. En numerosos puntos los nódulos están compuestos por ammonites más o menos fragmentados o completos. La matriz, más margosa y oscura, presenta un mayor contenido en bioclastos, óxidos de hierro y arcillas. El porcentaje de nódulos respecto a matriz es variable pero frecuentemente esta última no existe prácticamente de modo que los contactos entre nódulos vienen marcados por finos filones de matriz o estilolitos. Generalmente la matriz es de color rojo oscuro, mientras que los nódulos son de color rosa o gris, si bien el cambio de color no siempre coincide con el límite entre nódulo y matriz. Este límite es usualmente nítido y viene marcado por un cambio litológico brusco, o por estilolitos, pero también existen contactos graduales entre nódulos y matriz.

En otros puntos no son observables nódulos sino que los

FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR — UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES

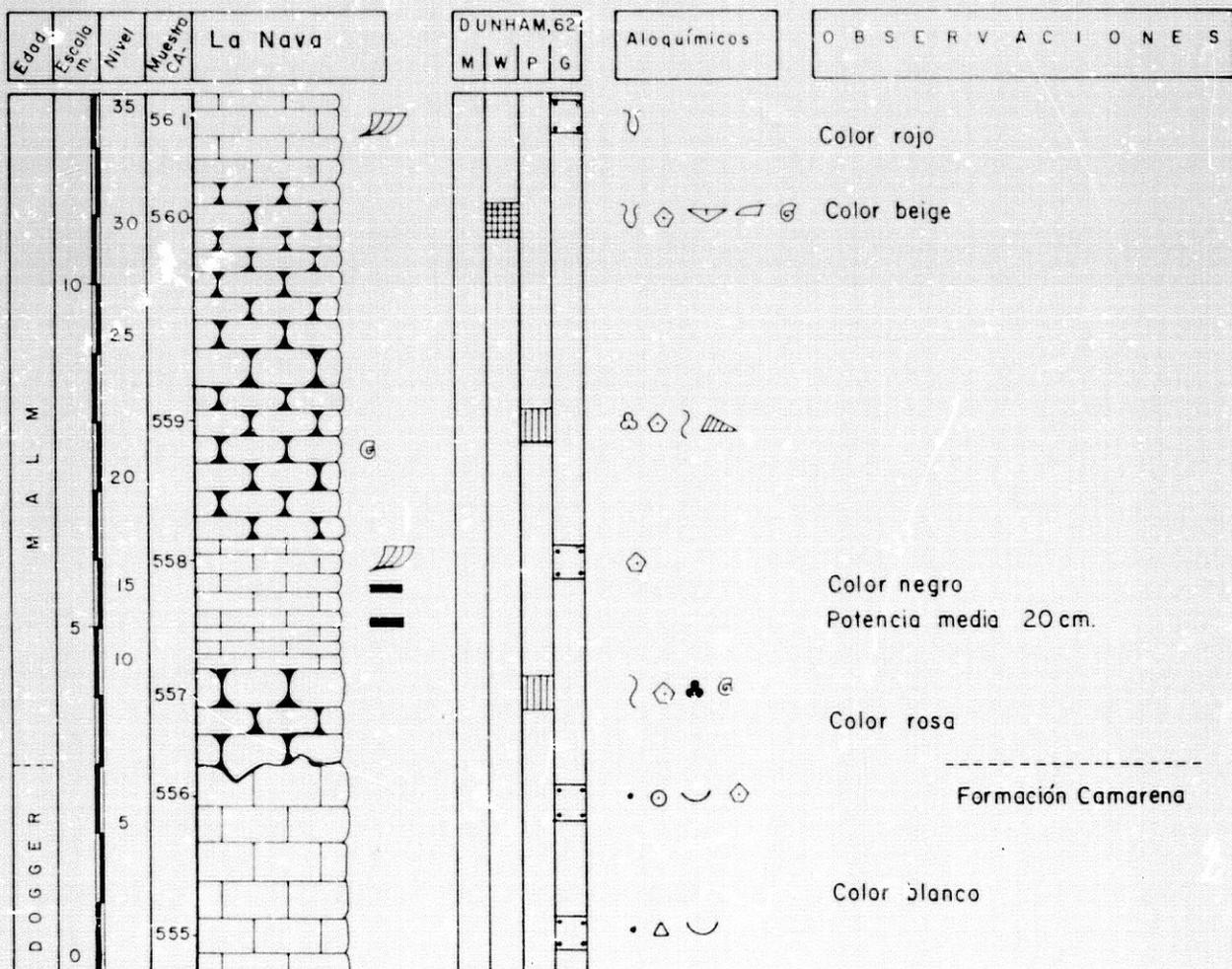


Figura 49

AMMONITICO ROSSO SUPERIOR - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

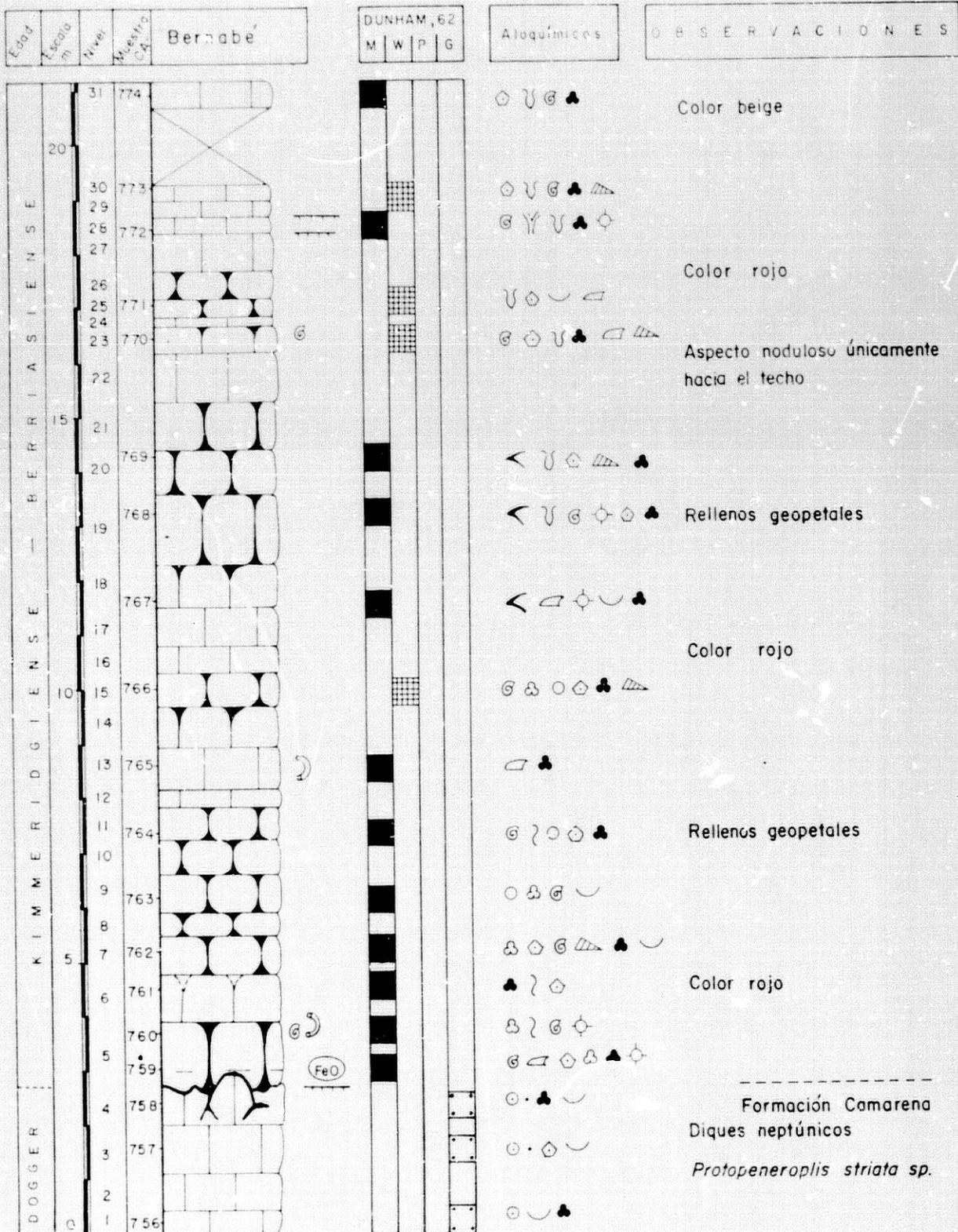


Figura 50

AMMONITICO ROSSO SUPERIOR - UNIDAD DEL CAMARENA - LANCHARES

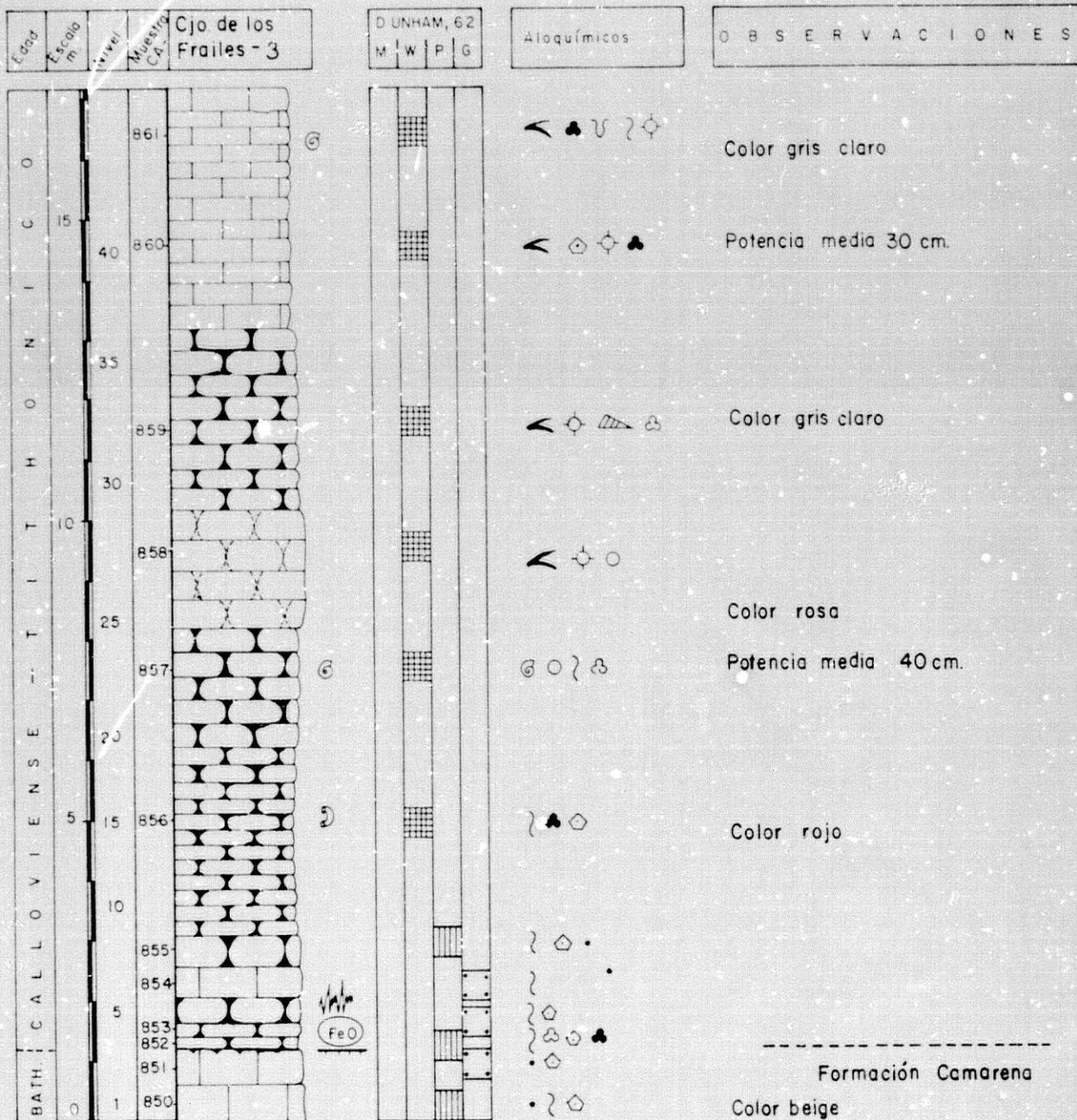


Figura 51

FORMACION AMMONITICO ROSSO SUPERIOR — UNIDAD DEL CAMARENA-LANCHARES

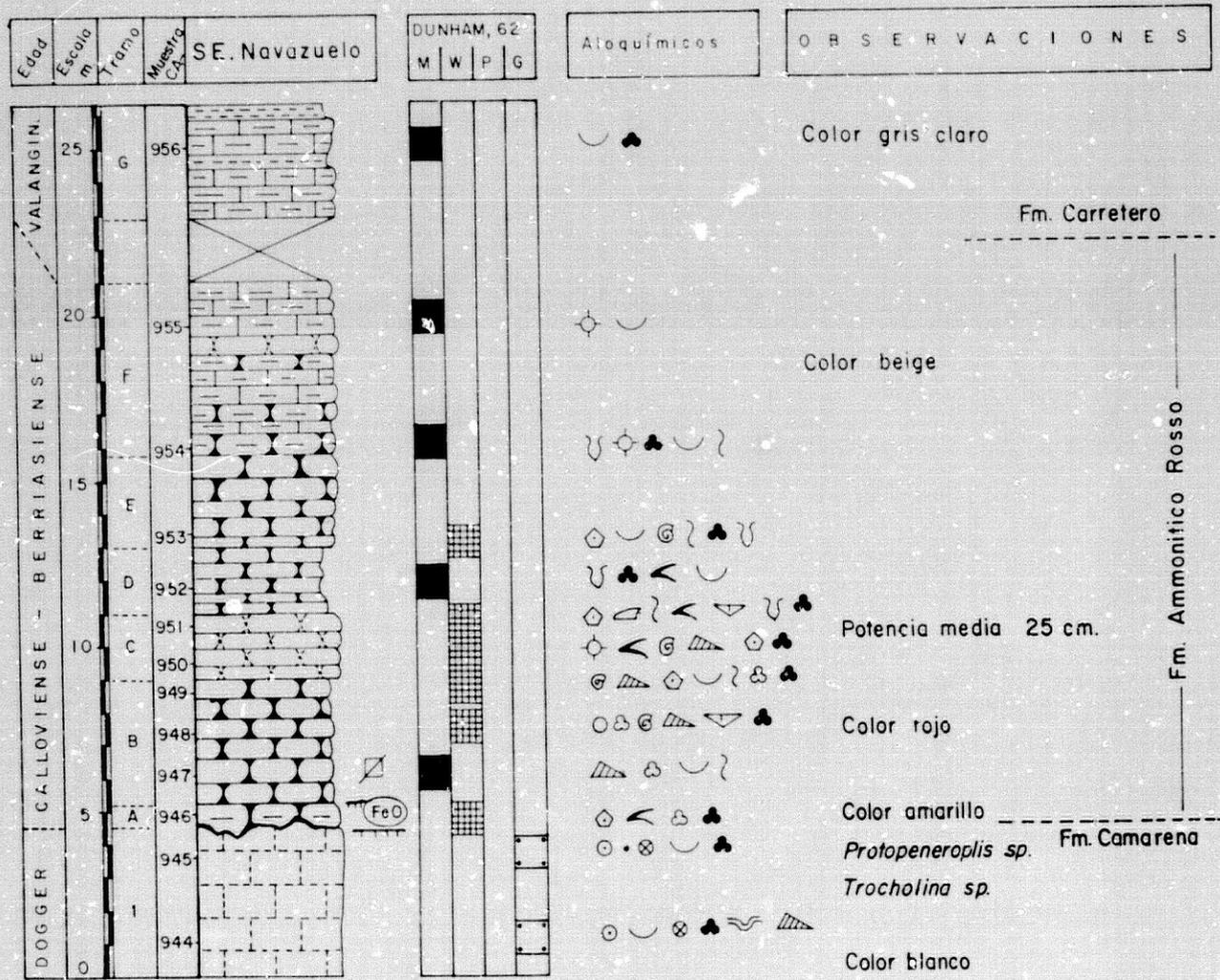


Figura 52

FORMACION AMMONITICO ROSSO - UNIDAD CAMARENA - LANCHARES

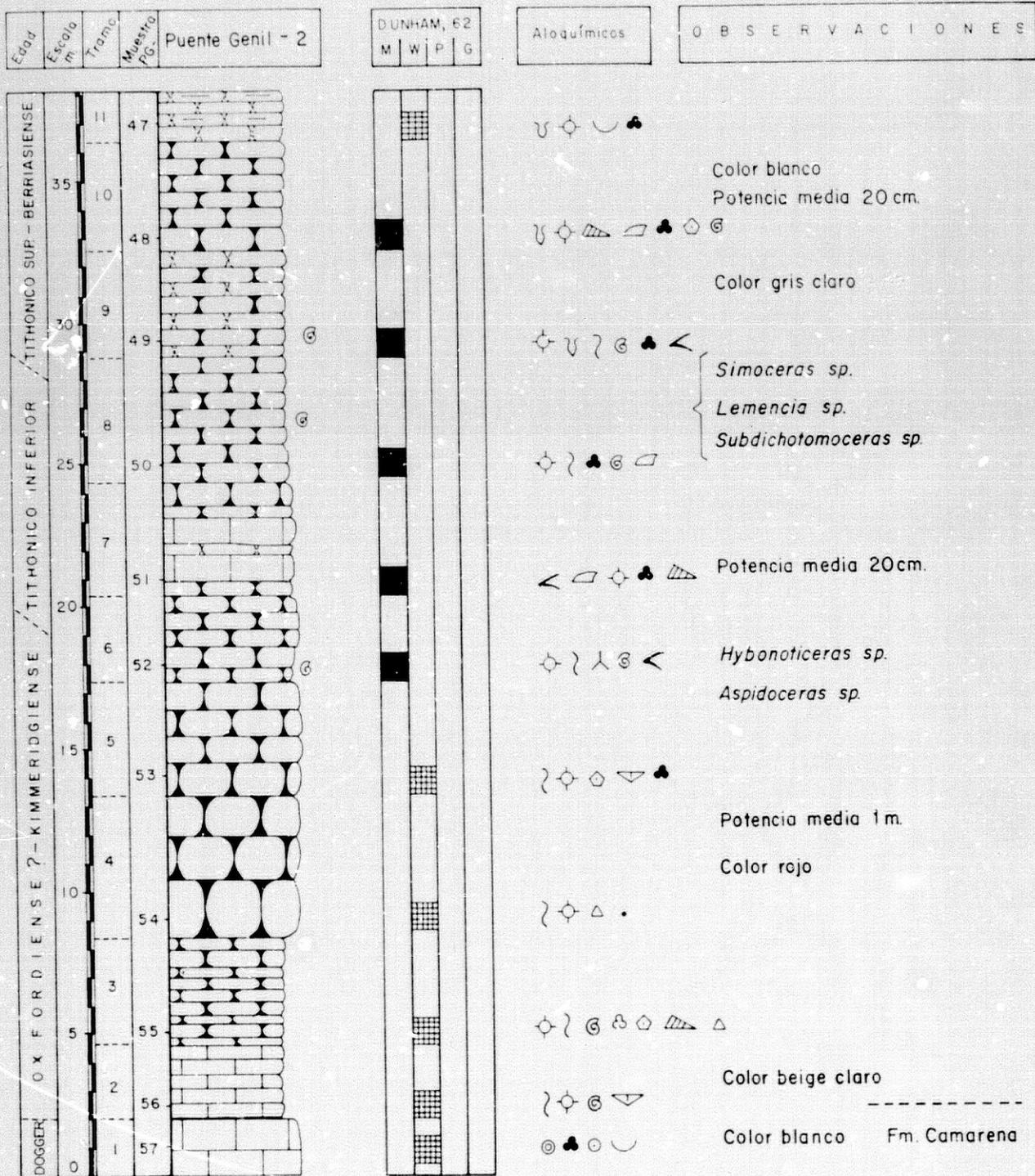
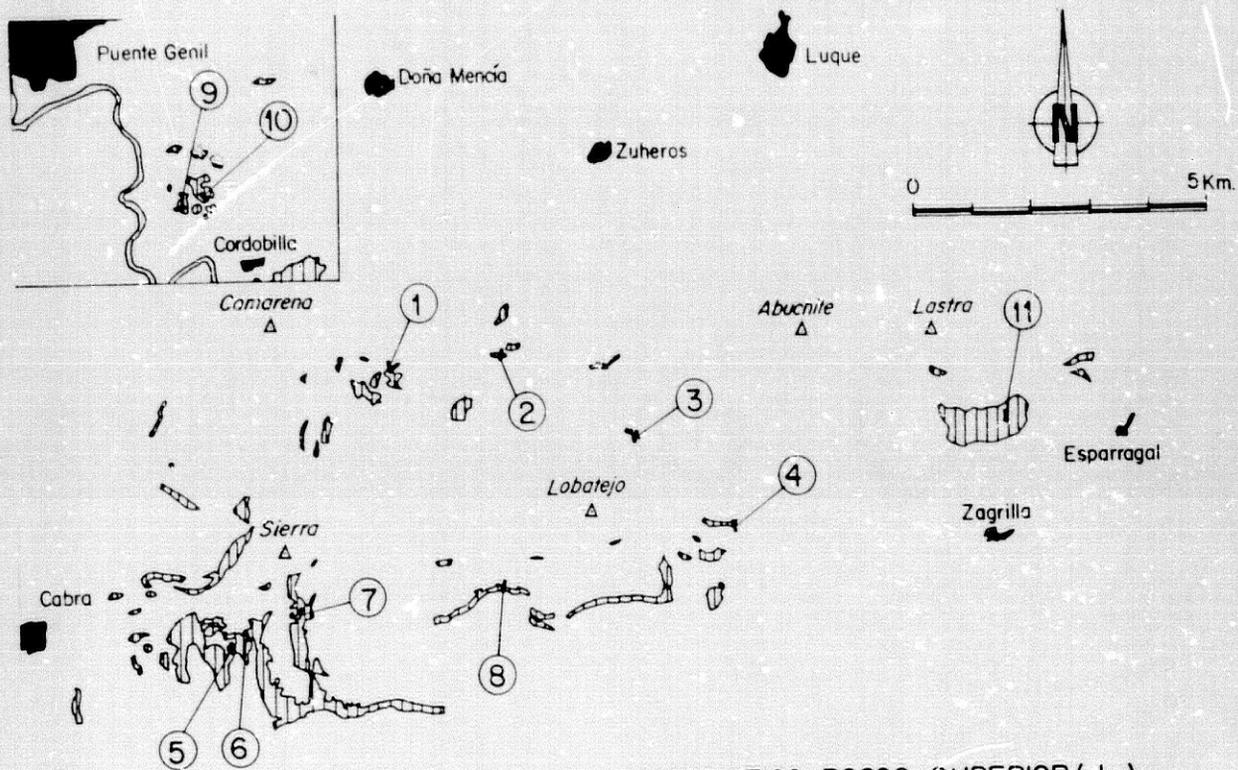


Figura 53



AMMONITICO ROSSO SUPERIOR (J₂)
U. CAMARENA-LANCHARES

Figura 54. Situación de los afloramientos y secciones estudiadas en la Formación Ammonitico Rosso superior de la Unidad del Camarena-Lanchares.

- | | |
|----------------------|-------------------------|
| 1: La Nava | 6: Cortijo Frailes-3 |
| 2: Fuente Rebola | 7: Lanchares |
| 3: Navahermosa | 8: SE del navazuelo |
| 4: Bernabé | 9: Ponte Genil-1 |
| 5: Cortijo Frailes-2 | 10: Ponte Genil-2 |
| | 11: Loma de las Piedras |

estratos calizos muestran techos y muros que aparecen como superficies irregulares, alabeadas, de lo que resulta un aspecto noduloso imperfecto o incipiente. El grado de nodularidad, es decir el grado de diferenciación entre nódulo y matriz (JENKYN, 1974) es aproximadamente proporcional al contenido en arcillas en el conjunto de la roca. El porcentaje de residuos insolubles oscila entre el 2 y el 15% y están compuestos por arcillas (illita, montmorillonita), cuarzo y óxidos de hierro. Localmente se observan alternancias de lechos más ricos en nódulos y más arcillosos.

La potencia de los lechos aunque es muy variable según los puntos varía por término medio entre 20 y 40 cm. A techo de estos lechos son abundantes los hardgrounds, con óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso en finas pátinas o en pequeñas manchas, corrosión de ammonites y bioclastos, y perforaciones irregulares en la superficie de estratificación. Localmente son abundantes los estilolitos paralelos a la superficie de estratificación.

En algunos puntos, como por ejemplo 100 m al NE de la Venta del Cruce, cerca del Arroyo Jarcas, afloran lechos con morfologías en las que el techo es horizontal y el muro buza hasta 20°, por lo que disminuyen lateralmente de espesor, presentan terminaciones laterales por acuñamiento en bisel invertido, y dan lugar a pequeñas discordancias, (fig. 55). Parece tratarse de estratos con buzamiento original y/o inicial diagenético, ligados a la fosilización de paleorelieves o fondos rocosos duros y de forma irregular. Sinsedimentariamente la estratificación tiende a nivelar este fondo irregular, adaptándose ligeramente a él. También en las primeras etapas de la diagénesis, sin influencias tectónicas, sólo por efecto de la compactación se pudo originar un buzamiento inicial ligado a la reducción de volumen, generada en función del espesor de sedimento en cada vertical sobre el sustrato endurecido e irregular.

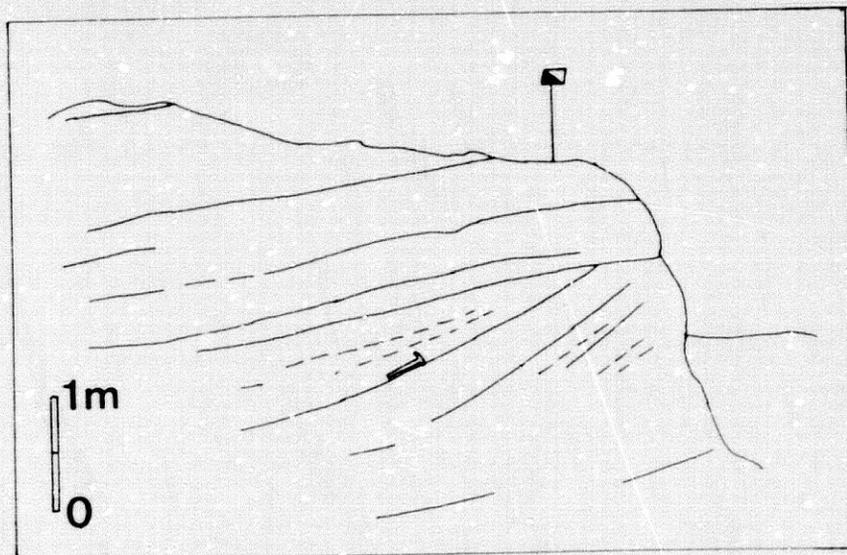


Figura 55. Esquema obtenido a partir de una fotografía mostrando la forma de algunos lechos de calizas nodulosas (100 m al NE de la Venta del Cruce, Arroyo Jarcas). Ver comentario en el texto.

En cuanto a microfácies se han distinguido los siguientes tipos descritos en orden de mayor a menor antigüedad, y teniendo en cuenta además que existen transiciones o microfácies mixtas difíciles de asignar a uno u otro tipo:

- A) Packstone con "filamentos"
- B) Wackestone y mudstone con "protoglobigerinas"
- C) Wackestone y mudstone con Saccocoma
- D) Mudstone con Caipionellidos
- E) Calcarenitas

Además en distintos puntos según las secuencias estudiadas aparecen otros dos tipos de facies y microfácies:

- F) Mudstone
- G) Espeleotemas y estromatolitos

A) Packstone con "filamentos"

Además de los "filamentos" que son el componente mayoritario, presentan fragmentos de crinoides con abundantes perforaciones rellenas de micrita y envolturas micríticas (cortoides), secciones de ammonites, foraminíferos ("protoglobigerinas", Lenticulina sp., Ophthalmidium sp.) peloides, pequeños gasterópodos, radiolarios y otros bioclastos no clasificables. Los "filamentos" parecen corresponder a conchas del bivalvo pelágico Bositra buchi RÖMER (KUHR, 1975; RIVAS, 1975), presentan un grosor de 0,02 mm, una longitud media de 2 mm, y se encuentran fragmentados y orientados al azar. En relación con muchos de ellos se ha desarrollado porosidad interpartícula primaria de tipo shelter ahora repleta de cemento esparítico. En algunos puntos aparece micrita intersticial dispuesta en la concavidad superior de los "filamentos". Esta micrita es más abundante hacia la parte alta de los packstone debido probablemente al efecto tamizador de los "filamentos", de modo que resulta una disminución progresiva en matriz micrítica hacia la parte inferior en la muestra. Esta textura de infiltración (CHOQUETTE y PRAY, 1970) sugiere que estos fósiles y bioclastos ("filamentos") soportaron la fábrica de la roca antes del depósito de, al menos, parte de la micrita. El análisis del tamaño de grano máximo revela que los bioclastos no presentan granoselección. Localmente son auténticas lumaquelas, sin nada de micrita. En estas facies pueden observarse puntualmente pequeños ooides agrupados en algunos sectores, de diámetro medio 0,2 mm, completamente micríticos pero que presentan una estructura concéntrica bien desarrollada; el núcleo es también micrítico y puede corresponder a peloides o pequeños intraclastos. Parecen ser oolitos pelágicos similares a los descritos por JENKINS (1972) o COMAS (1980).

En algunos puntos es observable una estructura nodulosa, con nódulos de pequeño tamaño (máximo varios cm) de color más claro (packstone de "filamentos") separados nítidamente de una matriz de

color más oscuro (grainstone de "filamentos") con abundantes óxidos de hierro. Son también abundantes los estilolitos tapizados por óxidos de hierro.

En algunas secciones, especialmente en el sector de la Nava (fig. 49) aparecen intercalados entre materiales de estas facies lentejones de packstone y grainstone de crinoides de color gris o negro. Los fragmentos de crinoides presentan los bordes completamente corroidos y con abundantes perforaciones.

La potencia total de estas facies es muy variable desde inexistente a unos 5 m en la sección del Cortijo de los Frailes-2 (fig. 32) o hasta 12 m en la sección de Puente Genil-2 (fig. 53).

B) Wackestone y mudstone con "protoglobigerinas"

Caracterizada fundamentalmente por la presencia de abundantes "protoglobigerinas". Aparte de éstas, que son el microfósil más característico, aparecen fragmentos de crinoides, otros foraminíferos (Ophthalmidium strumosum GÜMBEL, Valvulina conica PARKER y JONES, Lenticulina sp., Spirillina sp.), ammonites, Aptychus, radiolarios, "filamentos", Saccocoma sp., espículas de equínidos, fragmentos de corales, pequeños gasterópodos, ostrácodos y otros bioclastos. En algunos puntos aparecen fragmentos de calizas oolíticas muy angulosas de hasta 2 mm de diámetro máximo. Los bioclastos suelen presentar abundantes perforaciones rellenas de micrita y óxidos de hierro. Es muy característica la existencia de textura fenestral de tipo stromatactis, con techo de forma irregular, relleno geopetal micrítico v/o microesparítico en la base y esparita en la parte superior. También se han observado fracturas con dos tipos de relleno, cristales de esparita cubriendo las paredes y posterior relleno de micrita. Son abundantes los estilolitos cuya superficie irregular viene marcada por óxidos de hierro.

Estas facies se disponen inmediatamente encima de las descritas anteriormente, o cuando no existen éstas, directamente sobre las calizas oolíticas. Hay también pasos graduales o intermedios entre ambos tipos de facies con, prácticamente, la misma abundancia de "protoglobigerinas" y "filamentos". La potencia máxima de los materiales con esta facies es de unos 4 m y normalmente oscila de 1 a 2 m.

C) Wackestone y mudstone con Saccocoma

Además de este crinoide pelágico aparecen pequeños ammonites, Aptychus, radiolarios y foraminíferos (Spirillinidae sp., Valvulina sp., "protoglobigerinas" y Globochaete alpina LOMBARD). Localmente tienen aspecto brechoide y abundantes stromatactis con dimensiones comprendidas entre varios mm y 1,5 cm. Estas cavidades, actualmente aparecen rellenas de esparita en su parte superior y de sedimento interno geopetal micrítico y/o microesparítico en su base, de modo que el fondo de la cavidad es horizontal o casi plano y la

parte superior tiene forma irregular. Generalmente son de forma alargada, aunque presentan cierta variabilidad morfológica. Parecen haberse formado por disolución del material carbonatado, de modo que su pared trunca texturas primarias de la caliza, como los granos aloquímicos. Existen en el relleno normalmente dos generaciones de esparita, en primer lugar se habría formado esparita acicular de borde y posteriormente el interior de la cavidad se relleno con esparita granular.

Estas facies pueden faltar en algunas secciones como en las de Fuente Rebola (fig. 28), La Nava (fig. 49) o Arroyo de Navahermosa (fig. 29), o alcanzar 8 m en otras como en la del Cortijo Frailes-2 (fig. 32). Se suelen disponer sobre la facies anteriormente descrita.

D) Mudstone y wackestone con Calpionellidos

Aparte de los Calpionellidos aparecen fragmentos de Saccocoma, ammonites, radiolarios, Aptychus, foraminíferos (Valvulina conica PARKER y JONES, Nodosaria sp., Dentalina sp.) y otros bioclastos. A veces con laminación paralela milimétrica dada por la disposición planar de bioclastos. Hay zonas muy bioturbadas con mayor concentración de microfósiles en manchas dispersas. Los fenómenos de disolución han sido importantes y han dado lugar a abundantes cavidades de paredes irregulares rellenas de esparita y con pequeñas brechas de colapso. Son muy característicos los ammonites y los bioclastos disueltos con relleno micrítico geopetal. La nodulización aparece ligada a disolución a presión esencialmente de modo que los nódulos observables aparecen rodeados por estilolitos con abundantes óxidos de hierro.

En materiales con esta facies en la pista que desde la carretera Cabra-Priego asciende al Navazuelo, al N. del Pelpitre, se han encontrado nódulos de óxidos de hierro y manganeso, en los que se aprecia bien la estructura concéntrica con un diámetro medio de 2,5 cm y máximo de 5 cm.

Esta facies es la que alcanza mayor potencia de todas las estudiadas y aparece en casi todas las secciones. Alcanza más de 10 m en algunos cortes como por ejemplo el de Puente Genil-2, (fig. 53). Son muy características en todas las facies de umbral del Tithónico y Berriasiense de la Zona Subbética (AZEMA et al., 1979).

E) Calcarenitas

Aparecen como intercalaciones de hasta 1,5 m de potencia en lechos de 50-70 cm, hacia la parte alta de los materiales de la facies anterior. Presentan intraclastos de micritas (mudstone con Calpionellidos) con un diámetro máximo de 2 mm y diámetro medio de 0,6 mm, subredondeados pero con bajo índice de esfericidad. La matriz es de microesparita. Aparte de los Calpionellidos los intraclastos contienen foraminíferos (Spirillina sp., Dentalina sp.,