

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA

**EL JURASICO TERMINAL Y EL CRETACICO INFERIOR
EN LAS SIERRAS DE CAZORLA Y DEL SEGURA
(ZONA PREBETICA)**

MANUEL GARCIA-HERNANDEZ

Tesis doctoral

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1978

Tesis doctoral dirigida por el Profesor Dr. D. Juan Antonio Vera Torres, Catedrático de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Granada y por el Dr. D. Angel Carlos López Garrido, Colaborador del CSIC. Fué leída el 9 de Enero de 1978, obteniendo la calificación de sobresaliente "cum laude" ante el tribunal formado por los Profesores: J.A.Vera (Granada), O.Riba (Barcelona), A. Linares (Granada), I.Corrales (Salamanca) y J.M.González Donoso (Málaga).



I.- INTRODUCCION

I.1.- OBJETIVOS

En el presente trabajo se recopila la labor de investigación geológica llevada a cabo por el autor en una región, dentro de la Zona Prebética, que si bien era ya conocida desde el punto de vista geológico-regional, presentaba aún lagunas en lo que a la estratigrafía, sedimentología y paleontología de detalle se refiere. Se comenzó en el verano del 73 el estudio de los materiales del Jurásico terminal y del Cretácico inferior en la Sierra del Segura, con un enfoque simultáneo litoestratigráfico bioestratigráfico y sedimentológico.

Como ya se ha indicado el estudio geológico-regional ha sido objeto de trabajos previos, llevados a cabo por FOUCAULT (1971), LOPEZ-GARRIDO (1971) y DABRIO (1973). Los datos que proporcionan dichos trabajos, así como los mapas correspondientes constituyen una gran base, sin la cual el presente estudio no se hubiese podido realizar.

El conocimiento en extensión vertical y horizontal de las distintas unidades litoestratigráficas y la reconstrucción de su geometría, ha sido uno de los objetivos primordiales. Se ha llevado a cabo con el levantamiento de unas cuarenta series estratigráficas, lo más detalladas posibles, en la Sierra del Segura. Además se han seguido las variaciones laterales de las mismas, lo cual ha dado lugar en algunas ocasiones a la realización de cartografías minuciosas de pequeños sectores.

Un especial interés se ha prestado a las dataciones de las distintas unidades. Puesto que el número de cortes y la distribución de los mismos se consideran suficientemente representativos, se establece, para la región estudiada, una biozonación con Foraminíferos bentónicos y algas Dasycladáceas. Esta escala bioestratigráfica se ha podido acoplar a la escala cronoestratigráfica del Jurásico terminal y Cretácico inferior gracias a la coexistencia de algunos niveles con Ammonites y Tintínidos. FOURCADE (1970) realizó para el sector comprendido entre los confines de la Cordillera Bética e Ibérica un trabajo similar. Las conclusiones que he obtenido en la Sierra del Segura, son en buena parte también similares a las del autor precedente.

Por una parte el valor ecológico de la mayoría de los organismos presentes y por otro el estudio de las texturas y estructuras sedimentarias primarias, han permitido interpretar los ambientes sedimentarios implantados a lo largo de este tiempo.

Con estos datos se han podido elaborar, para periodos de tiempo lo más cortos posibles, mapas de distribución de facies e isopacas.

Como objetivo final se ha planteado la reconstrucción y evolución paleogeográfica a lo largo del espacio y tiempo. Este aspecto hubiese quedado bastante incompleto, si el estudio se hubiera limitado tan solo a la Sierra del Segura. Era necesario ampliar las miras hacia sectores más próximos a la Meseta para obtener una visión paleogeográfica más global. Para ello y en el último año de trabajo se abordó el estudio del Jurásico terminal y especialmente del Cretácico inferior en la Sierra de Cazorla, con la realización de tres transversales de la misma. Dicho estudio se considera suficiente para dar luz a los problemas de reconstrucción paleogeográfica, aún teniendo en cuenta la limitación a solo tres transversales.

Pienso que algunos de los aspectos que se exponen a lo largo de este texto, han podido quedar debidamente planteados y resueltos. Soy consciente también de que una parte de ellos pueden admitir interpretaciones diversas, y que pudiera no ser siempre la que aquí se acepta, la más acertada. Más consciente aún soy de la cantidad de problemas que podían haberse investigado y que no se han hecho, o bien se han tocado de un modo parcial o incompleto.

Sea por causa de unos u otros, o de todos juntos, mi mayor recompensa sería que este trabajo fuese un eslabón más para que las investigaciones en las distintas ramas de las ciencias geológicas, se vean multiplicadas en un futuro próximo, especialmente en las Cordilleras Béticas.

I.2.- METODOLOGIA

Como es usual en todo tipo de investigación geológica, los métodos de trabajo pueden reagruparse en tres tipos.

I.2.1.- Métodos de campo

Han consistido en el levantamiento y muestreo intensivo de series estratigráficas en aquellos puntos donde los cortes eran más propicios. Algunos de ellos están levantados sobre los que en su día hicieron los autores precedentes, lo que se indica para cada caso concreto.

Las medidas de potencias se han realizado en el terreno con el empleo de cinta métrica en los casos en que esto era posible, o bien mediante la resolución de sencillos problemas sobre el mapa topográfico.

La presencia en algunos niveles o tramos de fauna de Ammonites, ha dado lugar a un muestreo especialmente intensivo y sistemático de los mismos.

A partir de las estructuras sedimentarias primarias de ordenamiento interno, se han realizado medidas de paleocorrientes con la ayuda de la brújula.

Como ya se ha indicado en el apartado de objetivos, la observación de las varia-

ciones verticales y horizontales de las distintas unidades litoestratigráficas ha llevado a la realización de cartografías de pequeños sectores. Se ha utilizado para ello la foto aérea a escala aproximada 1:33,000.

I.2.2.- Métodos de Laboratorio.

Los métodos de laboratorio se pueden dividir a su vez en dos grupos:

I.2.2.1.- Técnicas petrológico-sedimentarias y sedimentológicas.

Bajo este tipo de técnicas, se engloban los aspectos que a continuación se indican:

a) Estudio textural en lámina delgada de cerca de 3,000 muestras. De cada una de ellas se ha hecho un contaje visual al microscopio de los distintos elementos texturales y se han representado en los gráficos de las series estratigráficas.

b) Tinción de rocas carbonatadas y terrígenas (FRIEDMAN, 1959; EVAMY, 1963 y DICKSON, 1965).

Mediante la tinción de rocas carbonatadas con rojo de alizarina, se diferencia de una manera rápida la calcita de la dolomita. La tinción de rocas terrígenas con cobaltinitrito y tiocianato, permite distinguir a simple vista, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas.

Esta técnica no ha sido empleada en todas las láminas delgadas, sino en aquellas que se han considerado más representativas o de mayor interés.

Los métodos de tinción vienen a sustituir de un modo más exacto las técnicas de complexometría y calcimetría. Tan solo se han utilizado estas últimas en muy pocas ocasiones en rocas terrígenas sueltas (arenas especialmente) para diferenciar el porcentaje de carbonatos respecto al de terrígenos.

I.2.2.2.- Técnicas paleontológicas.

Se les ha concedido una especial importancia. Con el conocimiento de la bibliografía específica, se ha procedido al estudio a nivel de especie (siempre que esto haya sido posible), de los grupos fósiles que presentan un mayor interés en estas facies. Estos grupos son: Foraminíferos (Lituólidos y Orbitolínidos sobre todo), Algas, (especialmente Dasycladáceas) Tintínidos y Ammonites. En algunos casos se han estudiado los Foraminíferos plantónicos que han aparecido en levigados del Vraconense, así como Ostrácodos en las facies salobres y de agua dulce.

En la mayoría de los casos las clasificaciones han sido revisadas por especialistas en cada uno de los grupos.

Las técnicas empleadas han sido:

SIGNOS EMPLEADOS DENTRO DE LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA	SIGNOS EMPLEADOS EN LOS GRAFICOS DE COMPOSICIÓN TEXTURAL
- Caracteres de la superficie de estratificación:	
Superficie plana y neta	
Superficie ondulada o deformada	
Superficie difusa	
Algas encostrantes	
Bioturbación	
<u>Birdseyes</u>	
Cantos de cuarcita	
Caráceas	
Corales en posición de vida	
Idem caídos	
Estratificación cruzada	
Gasterópodos	
Grietas de desecación	
(mud cracks)	
Intraclastos oscuros	
(cailloux noirs)	
Laminación	
Miliolidos	
Oncolitos	
Orbitolinas (sobretudo grandes)	
Ostreidos	
Rudistas	
	Agregados
	Bioclastos
	Calcita esparítica
	Calcite micrítica
	Dolomita
	Fósiles
	Intraclastos
	Microsparita
	Oncolitos
	Oolitos
	Pellets y Peloides
	Pisolitos
	Recristalización

Fig. 1a.- Clave de signos

a) Para Microfósiles.

Se han clasificado en lámina delgada las secciones de microorganismos que aparecían, siempre que el corte fuese determinativo.

También se han realizado numerosos levigados en los que han aparecido con frecuencia los organismos aislados. Puesto que para la clasificación de los Lituólidos y Orbitólidos es necesario conocer la estructura interna de los mismos, se han seccionado de forma orientada los individuos previamente aislados.

b) Para los Macrofósiles.

Constituidos esencialmente por Ammonites, los métodos empleados en su estudio han consistido en la limpieza y lavado de las formas y su posterior clasificación con ayuda de la bibliografía especializada existente en el Departamento de Paleontología.

I.2.3.- Métodos de gabinete.

Han consistido en la delineación por el autor de todos los gráficos que se presentan en este trabajo (series y cortes estratigráficos, mapas de facies e isopacas, esquemas cartográficos etc.).

En relación con las series estratigráficas, se ha pretendido en todo momento que en dichos gráficos vayan incluidos el mayor número posible de datos. De este modo, el texto queda más aligerado en lo que a cuestiones de descripción se refiere.

En el cuadro de la figura 1a se representa la clave de signos empleada en todas las series estratigráficas, y en el de la figura 1b las siglas empleadas para cada unidad litoestratigráfica.

Por último se incluyen dentro de los métodos de gabinete el montaje de las distintas láminas fotográficas que acompañan al texto.

I.3.- AGRADECIMIENTOS

En primer lugar deseo expresar mi reconocimiento al Prof. Dr. J.A. VERA, Catedrático-Director del Departamento de Estratigrafía de Granada y director de esta Tesis.- Él me ofreció un puesto en este Departamento y la idea de realizar una tesis doctoral. A él debo el esquema de trabajo seguido y numerosas enseñanzas y sugerencias que han repercutido positivamente en este estudio y en mis conocimientos.

Al Dr. A.C. LOPEZ-GARRIDO, Colaborador del C.S.I.C., codirector de este trabajo. De él partió la idea de que el estudio se llevase a cabo en este sector de las Cordilleras Béticas. También a él debo mi primer contacto con la Zona Prebética, cuando siendo alumno de segundo curso de Geología le acompañé en unas jornadas de trabajo sobre el terreno. Le agradezco las sugerencias y orientaciones que siempre me ha prestado.

SIERRA DE CAZORLA	EDAD	SIERRA DEL SEGURA	LEYENDA
C'	CENOMANENSE	C	C.-Dolomías V _{2a} .- Calizas micríticas con grandes Orbitolinas. V _{2b} .-Margocalizas con Ammonites V ₁ .- Calcarenitas oolíticas pardas o blancas. G ₄ .- Arenas y arcillas ("facies Utrillas"). G _{4a} .- Calizas claras y dolomías G ₃ .- Margas verdes con calizas arrifionadas U ₃ {Calizas con Rudistas G ₃ +U ₃ .- Igual que G ₃ mas niveles con Rudistas U ₃ {(3º episodio urgoniano)
	VRACONENSE		
G' ₄	ALBENSE	G ₄ G _{4a} V ₁ G ₃ G ₃ +U ₃ U ₃	G _{2b} .- Margas con pisolitos ferruginosos G ₂ .- G _{2a} +G _{2b} indiferenciados G _{2a} .- Arenas U ₂ .- Predominio de calizas con Rudistas con arrecife de Corales en el techo (2º episodio urgoniano)
G' ₃			
G' ₂	APTENSE	G _{2b} G _{2a} G ₂ U ₂	G ₁ .- Calizas con Caráceas, cantos negros, laminaciones y <u>birdseyes</u> . U ₁ .- Arrecife de Corales (1º episodio urgoniano). N ₃ .- Arenas y dolomías pardas en el techo. N ₂ .- Margas arenosas con Exogyra y Ammonites. N ₂ '.- Margocalizas con Ammonites
	BARREMANSE	G ₁ U ₁ ? N ₃	W.- Arenas, margas, areniscas y dolomías con cantos de cuarcitas ("f.weald"). N _{1c} .- Calcarenitas, calizas oolíticas y calizas arrecifales. N _{1b} .- Margas y calizas con Caraceas y Ostrácodos salobres. N _{1a} .- Dolomías, arenas con cantos de cuarcita y calcarenitas.
	HAUTERIVIENSE		
	VALANGINIENSE	N ₂ N ₂ ' N _{1a} N _{1b} N _{1c}	J ₃ .- Calizas alternando con margas. J ₃ '.- Calizas grises con Calpionellas. J ₂ .- Calizas grises en bancos gruesos con Lituolidos y Desycladaceas. J ₁ '.- Dolomías grises. J _s .- Tramo dolomítico que engloba al J ₂ y J ₃ .
	BERRIASENSE	J ₃ J ₃ ' J ₂ J _s	NOTA.- Los tramos G' ₂ , G' ₃ , G' ₄ y C', tienen el mismo significado que sus correspondientes en la Sierra del Segura excepto el G' ₂ que representa tan solo las arcillas rojas y margas amarillentas con pisolitos ferruginosos en la Sierra de Cazorla.
	PORTLANDENSE		
	KIMMERIDGENSE	J ₁	

Fig. 1b.- Clave de siglas de las principales unidades litoestratigráficas

Mi agradecimiento a la Dra. A. LINARES, Catedrático y directora del Departamento de Paleontología de Granada. Desde el primer momento, no solo puso a mi disposición todo el material bibliográfico existente en dicho Departamento, sino que además se interesó vivamente por el tema y me animó en la resolución de todo tipo de cuestiones estratigráficas. Asimismo se ha prestado siempre incondicionalmente a revisar las determinaciones de Ammonites y a resolver cualquier duda.

Al Dr. J.M. GONZALEZ-DONOSO, actualmente Catedrático de Paleontología de la Universidad de Málaga. A él debo mis primeros contactos con la Micropaleontología cuando en cuarto curso de Licenciatura realicé esta asignatura. Su profundo conocimiento de la materia, así como sus excepcionales cualidades didácticas, influyeron de un modo decisivo en mi inclinación hacia este tema. Ha revisado, además, la terminología bioestratigráfica.

Son muchas las atenciones recibidas del equipo de investigadores del Departamento de Geología Estructural de la Universidad de Paris. Hé de comenzar por el Dr. A. FOUCAULT, quien no solo aceptó de muy buen agrado que trabajase en su terreno de tesis, sino que me ofreció siempre su ayuda. Tuve ocasión de discutir con él algunas cuestiones sobre el terreno. A su gran interés debo también la concesión de una beca del gobierno francés que me permitió realizar una estancia de varias semanas en la Universidad de Paris. Con este motivo, conocí al Dr. E. FOURCADE, especialista en foraminíferos bentónicos del Jurásico y Cretácico, quien me revisó todo tipo de cuestiones referentes a su especialidad y además me orientó en una gran cantidad de bibliografía desconocida hasta entonces para mí. De las amplias jornadas de trabajo realizadas en su laboratorio se han fraguado temas de futuras publicaciones entre ambos Departamentos.

Al Prof. M. JAFFREZO, especialista en algas Dasycladáceas del Jurásico superior y Cretácico inferior, quien también revisó amablemente las determinaciones de algas.

Al Dr. J. RAMIREZ DEL POZO, micropaleontólogo de C.I.E.P.S.A. quien en los primeros momentos del comienzo de este trabajo me proporcionó un sinnúmero de datos y de material bibliográfico, así como su incondicional ayuda y amistad.

Quiero expresar mi agradecimiento a mis compañeros del Departamento de Estratigrafía. Especialmente al Dr. J.G. PENDON quien siempre me ha estimulado en la tarea cotidiana. También al Dr. C.J. DABRIO y a F. DELGADO con quien he tenido ocasión de contrastar opiniones provechosas acerca de las texturas de rocas carbonatadas.

A mi amigo J. MARTINEZ-GONZALEZ quien me acompañó en las jornadas de campo durante todo el verano del 75 y que ahora realiza su tesis de Licenciatura en una línea equivalente a la que aquí se sigue en el sector comprendido entre Jódar y Jaén.

Mi agradecimiento a los alumnos de la Sección de Geología de Granada, muchos de ellos ya geólogos, que me acompañaron en las jornadas de campo. De manera más especial a J. BLEDA; A. MARTIN-ALGARRA y a A. PASCUAL. También a J. BENAVENTE; A. CANOVACA; F. GONZALEZ; A. MOLINA y S. PEREZ. Estas jornadas dieron motivo para establecer una sincera amistad.

Agradezco a la Srta. Petra COBOS el cuidado e interés que ha mostrado en la mecanografía del texto.



A los técnicos en preparaciones señores M. MARTIN CALPENA y A. ROMERO. Especialmente este último ha realizado la mayoría de los lavados de muestras blandas y siempre se ha ofrecido para cualquier tipo de ayuda.

Deseo expresar mi reconocimiento a diversas entidades y organismos:

- A la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia por la concesión de una beca para la formación del personal investigador, que tuve ocasión de disfrutar durante dos años.
- Al Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias de Granada, por todo tipo de ayuda y subvenciones que me ha otorgado.
- Al Instituto de Conservación de la Naturaleza (I.C.O.N.A.) que me ha permitido realizar los itinerarios geológicos por el Coto Nacional de Cazorla.

Quisiera recordar también en estas líneas a las gentes de la región muy especialmente a los habitantes de cortijos y aldeas que siempre me han acogido con una gran gentileza. El ejemplo que nos enseñan con su vida modesta y con la dureza de su trabajo, es altamente aleccionador.

I.4.- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La región objeto del presente estudio, se localiza fundamentalmente al NE de la provincia de Jaén. Las de Granada y Albacete están representadas tan solo al Sur y al Este respectivamente del sector estudiado.

El trabajo abarca en su totalidad las hojas topográficas nº - 22-36 (Santiago de la Espada) y 22-35 (Orcera). Las hojas nºs - 22-34 (Siles), 21-36 (Beas de Segura), 23-35 (Yetas de Abajo), 21-36 (Villacarrillo), 23-36 (Nerpio), 22-38 (Pozo Alcón) y 23-38 (Huescar), entran tan solo parcialmente.

Las Sierras de Cazorla y Segura están atravesadas respectivamente por los cursos altos de los ríos Guadalquivir y Segura. Constituyen dos alineaciones montañosas alargadas en la dirección N.S. siendo las cotas y desniveles topográficos importantes. Las estribaciones meridionales de la Sierra del Segura dan lugar a tres sierras, que de oeste a este son: Las sierras del Pozo de Castril y Seca.

En la fig. 2 se presenta un mapa esquemático de localización geográfica en el que se indican los principales núcleos de población, vías de acceso y otros datos de interés.

II,- LOCALIZACION GEOLOGICA
Y ANTECEDENTES

II.1.- ENCUADRE DE LA REGION DENTRO DEL CONTEXTO GENERAL DE LA ZONA PREBETICA.

La región estudiada pertenece en su totalidad a la Zona Prebética. Los afloramientos más occidentales de la misma se localizan en los alrededores de Jaén, y constituyen una estrecha franja más o menos discontinua, de dirección ENE-WSW que se prolonga, hacia el E, hasta los alrededores de Jódar.

Desde las cercanías de Pozo Alcorn-Quesada hasta los de Alicante, la Zona Prebética constituye una banda continua cuyas directrices estructurales varían sensiblemente pero adaptando generalmente forma de arco. En el sector Cazorla-Siles, en el que se encuadra este estudio, las estructuras tienen una dirección que varía de NS a N20°E. En el sector Alcaráz-Peñas de San Pedro, hay una marcada inflexión de las estructuras iniciándose un arco de convexidad hacia el Norte. Por consiguiente, las directrices estructurales evolucionan desde una dirección NE-SW a otra NW-SE pasando por la EW. Hacia el Este aparece la llamada virgación de Hellín constituida por dos ramas: la occidental de dirección NW-SE y la oriental de directrices béticas que a su vez llega hasta el Mediterráneo.

Como se observa en la figura 3, la Zona Prebética se hunde hacia el W y SW bajo los materiales neógenos, cuaternarios de la Depresión del Guadalquivir. Al Sur queda limitada por el cabalgamiento de la Zona Subbética. Al W toma contacto con los materiales triásicos y liásicos de la Cibertera tabular, uniéndose hacia el NE con la Cordillera Ibérica.

La sedimentación en la Zona Prebética está directamente influenciada por su proximidad al borde de la Meseta. No aflora en ningún punto el zócalo herciniano, siendo en líneas generales las series estratigráficas mesozóicas y terciarias más completas, potentes y de carácter más marino hacia las regiones más internas.

Este hecho evidente ha dado lugar a la división de la Zona Prebética en diversos dominios paleogeográficos atendiendo a las características estratigráficas y tectónicas de los mismos.

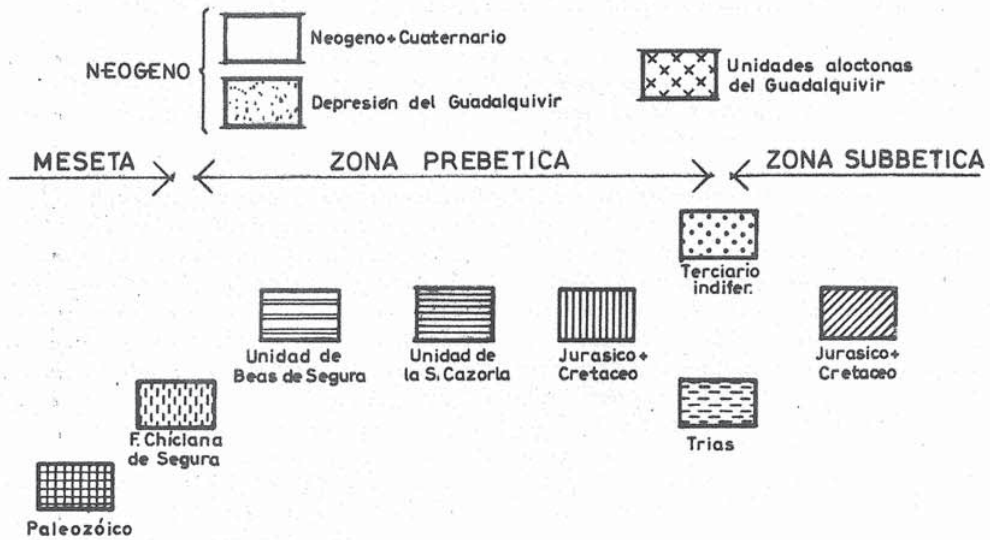
Estos dominios han recibido denominaciones diferentes, a veces locales (ver por ejemplo Fig. 4 tomada de LOPEZ-GARRIDO - 1971), según los diversos autores.

De acuerdo con las características observadas en el sector estudiado y con los datos de otros investigadores se consideran bastante válidos los argumentos con los que JEREZ MIR (1973) divide la Zona Prebética en dos dominios que corresponden al:

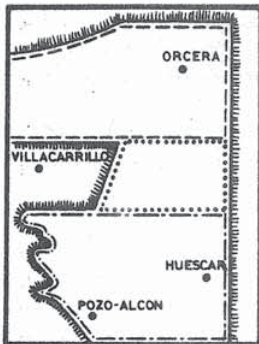
— ESQUEMA GEOLOGICO DEL EXTREMO OCCIDENTAL DE LA ZONA PREBETICA —

Por A.C. LOPEZ-GARRIDO (1.971)

LEYENDA

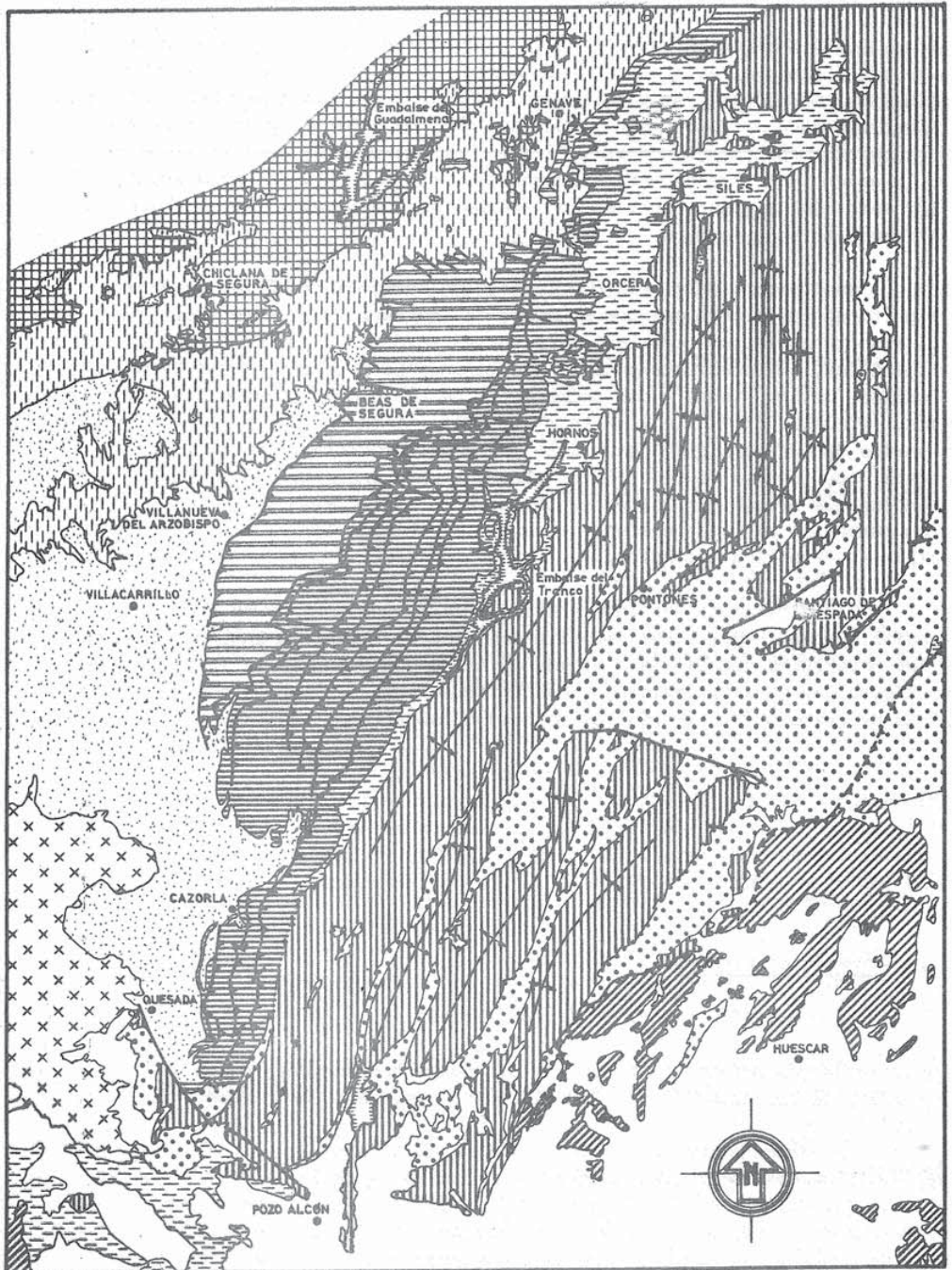


DATOS CARTOGRAFICOS UTILIZADOS



- DABR IO.— E. 1:50.000 (levantamientos rapidos)
- - - - FOUCAULT.— E. 1:50.000
- I. G. M. E.— E. 1:200.000
- - - - LOPEZ - GARRIDO.— E. 1:50.000

Leyenda de la Fig.4



- PREBÉTICO EXTERNO

= PREBÉTICO INTERNO

La principal característica del Prebético externo es la ausencia o escaso desarrollo de materiales correspondientes al Jurásico terminal y al Cretácico inferior, aflorando ampliamente los de edad jurásica. Por consiguiente el Cretácico inferior, cuando existe, está representado por materiales poco potentes, en general terrígenos, de carácter continental y con grandes lagunas estratigráficas. Por el contrario en el Prebético interno, no solo la potencia de las series es progresivamente mayor, sino que además, el Cretácico inferior está bien representado, siendo frecuentes los niveles carbonatados originados en plataformas marinas someras.

No obstante para FOUCAULT (1971) los términos Prebético externo e interno tienen un significado diferente del que se acaba de indicar. Para este autor quedan comprendidas en el Prebético externo todas aquellas series autóctonas que presentan facies someras o continentales, independientemente de las lagunas estratigráficas existentes en las series, del espesor de las mismas y del origen continental o de plataforma marina de algunos de sus tramos. FOUCAULT (1971) incluye en el Prebético interno y en las Unidades intermedias las series de influencia pelágica a lo largo del Cretácico. Abundan en ellas los términos margosos, con niveles de tipo "flyschoide", a diferencia de las series del Prebético externo, en las que predominan los episodios carbonatados y arenosos. Las Unidades intermedias tienen además un sentido tectónico pues son cabalgadas por el Subbético y por su parte cabalgan al Prebético autoctóno.

Las diferencias entre Prebético interno (en sentido de FOUCAULT) y Unidades intermedias pueden llegar a ser inexistentes pues el Prebético interno es también cabalgado por los materiales subbéticos. Además el mismo autor considera inoportuno marcar de un modo rígido las características de las Unidades intermedias, ya que por corresponder a un dominio de transición, sus límites no pueden quedar bien fijados.

A continuación se hará una descripción de los aspectos generales tanto estratigráficos como estructurales del Prebético externo e interno en el sentido de JEREZ MIR (1973), dentro de la región estudiada y en sectores adyacentes. Los datos están tomados por una parte, de los trabajos de FOURCADE (1970), FOUCAULT (1971), LOPEZ-GARRIDO (1971), DABRIO (1973) y JEREZ MIR (1973) y por otra de la experiencia personal del propio autor.

II.1.1.- Prebético externo

Se puede diferenciar en él dos partes:

a) Una franja más próxima a la Meseta, situada entre los materiales de la cobertera tabular y/o los de la Depresión del Guadalquivir, y el resto del Prebético.

La denominación de la misma varía según los autores: Formación carbonatada inferior, arcillosa inferior y arcillosa y carbonatada superior (GARCIA RODRIGO y PENDAS, 1971) series de las Colinas de Chilluevas (FOUCAULT, 1971) para el sector W de Cazorla, Unidad de Beas de Segura (LOPEZ-GARRIDO, 1971), Formación dolomítica basal (JEREZ MIR, 1973) para el sector de Elche de la Sierra, Formación carbonatada y arcillosa (LINARES y RODRIGEZ, 1973) para el sector Alcaráz-Fabrics y Formación Carretas, Madraño y Colleras de diversos autores.

Se diferencian dos o tres tramos, de acuerdo con los sectores, que están constituidos por dolomías en general en capas gruesas, en la base, con pequeñas intercalaciones arcillosas; un tramo medio arcilloso con niveles de yesos y dolomías y calizas bien estratificadas. A veces, se puede distinguir un tercer tramo dolomítico superior. El conjunto, propio de un ambiente marino restringido y de llanura de mareas, se atribuye al Jurásico inferior. Excepcionalmente (sectores de Colinas de Chilluevar), sobre una superficie ferruginosa, no siempre visible, se levantan materiales detríticos con intercalaciones dolomíticas de edad Cretácico inferior.

b) Un área más interna constituida por terrenos jurásicos y cretácicos.

Corresponden a las series de la Sierra de Cazorla (FOUCAULT 1971) y la Unidad de la Sierra de Cazorla (DABRIO y LOPEZ-GARRIDO - 1970) y (LOPEZ-GARRIDO - 1971).

El Jurásico comienza con un grueso paquete dolomítico, en el que de modo local aparecen niveles calizos con *Paleodasycladus*. En contacto irregular se pasa a calizas calcificadas atribuidas al Dogger. Siguen en muchos casos calizas nodulosas del Oxfordense superior y margocalizas y margas con Ammonites del Kimmeridgense inferior.

El resto del Jurásico se encuentra excepcionalmente en las áreas más internas de dicha unidad.

El Cretácico inferior está representado por facies detríticas (Weald-Utrillas - JEREZ MIR, 1973). Estos materiales se sitúan discordantemente sobre distintos términos del Jurásico, de manera que había la Meseta los terrenos detríticos cretácicos, se disponen sobre niveles jurásicos más antiguos. De otro modo: Es necesario ir hacia áreas más internas para encontrar las series jurásicas más completas.

En la región estudiada, este conjunto detrítico está formado por un nivel basal de espesor variable, aunque generalmente poco potente, constituido por margas y conglomerados con pisolitos ferruginosos, a los que siguen arenas dolomíticas y dolomías tableadas.

El Cretácico superior está representado por dolomías de edad Cenomanense-Turonense, no encontrándose en el área de trabajo terrenos mesozoicos más modernos. Sin embargo más al Este, JEREZ MIR (1973) pone de manifiesto en las partes más surorientales del Prebético externo, el Senonense inferior bajo facies de tipo restringido.

En la mayoría de los casos los materiales miocénicos rematan la sucesión estratigráfica.

La tectónica de escamas que caracteriza al Prebético externo, es consecuencia de que los esfuerzos dirigidos hacia el NW, que afectan a una cobertura muy espesa, son frenados bruscamente contra los materiales rígidos de la Meseta. Dichas escamas, mucho más apiladas y de bajo ángulo en el frente del conjunto, se hacen más distanciadas y de plano con mayor buzamiento en los sectores más internos. En ellos, la tectónica de escamas se conjuga con una de pliegues vergentes, asimismo, hacia el NW.

II.1.2. Prebético interno

Se considera como parte perteneciente a este dominio, dentro de la región estudiada, la Unidad de la Sierra del Segura (LOPEZ-GARRIDO - 1971) y sus prolongaciones meridionales que son las Sierras del Pozo, Castril y Seca, consideradas por FOUCALLT (1971) como Prebético externo.

El Jurásico desde el Lias al Kimmeridgense inferior aflora tan solo en las partes más occidentales de este dominio y presenta características en todo semejantes a las del Prebético externo.

El tránsito Jurásico-Cretácico está representado por un grueso paquete de materiales carbonatados, en principio de carácter marino restringido, que hacia la zona más interna presenta cada vez mayor influencia de ambiente pelágico.

El Valanginiense superior-Hauteriviense aparece en unos sectores bajo facies tipo Weald y en otros está constituido por margas arenosas con Ammonites.

Sigue el Barremense-Aptense inferior con predominio de facies carbonatadas, con niveles de Orbitolinas y Rudistas. La sedimentación carbonatada queda interrumpida con frecuencia por episodios terrígenos durante el Aptense superior y Albense. Es en el Albense superior, donde alcanzan su máximo desarrollo dando lugar a las facies Utrillas.

El Cenomanense-Turonense está representado por un conjunto dolomítico de características litológicas similares en todo el Prebético.

El Senonense, ausente en algunos sectores, se encuentra bajo facies salobre en otros. En áreas más internas aparecen materiales marinos (calizas con Orbitoides en el Senonense superior y margas con Globotruncanas).

Los afloramientos paleógenos, ocupan un área mas reducida que los anteriores. Se encuentran tan solo en las partes más meridionales del Prebético interno, no encontrándose materiales más al N y NW. El Paleoceno y Eoceno (hasta el Luteciense superior) están constituidos por calizas propias de facies de plataforma abierta que dan paso en algunos sectores a margas y margocalizas con fauna plantónica. En muchos puntos no se encuentra el Priabonense.

El Oligoceno, bastante bien representado en el sector Santiago de la Espada-Nerpio-Moratalla, está formado por arenas silíceas con cantos de cuarcita que recuerdan en su conjunto a las facies Utrillas.

Respecto al Neógeno hay que diferenciar, de una parte, el Mioceno pretectónico constituido por calizas con algas y areniscas calcáreas del Aquitano-Burdigaliense y materiales margosos del Tertonense, y por otra, el Mioceno medio - superior postectónico.

Desde el punto de vista estructural, el Prebético interno se caracteriza por el desarrollo de una tectónica de pliegues y fallas. Este edificio arquitectónico es en gran parte la respuesta en la cobertera, de fallas y flexuras de zócalo estrechamente relacionadas con la sedimentación a lo largo de la historia geológica de la región. De este modo las estructuras estan configuradas por la adaptación de la espesa cobertera a dichos accidentes.

Por lo que respecta a las fracturas hay un predominio de fallas normales, propias de una etapa de distensión, existiendo también fallas inversas y de desgarre. Muchas de las fallas inversas y normales deben considerarse como respuesta exterior de las fallas de zócalo de interés paleogeográfico, que han vuelto a jugar en la etapa de comprensión e incluso en la etapa de distensión. Las fallas de desgarre por ser más recientes, cortan a los sistemas anteriores.

Los pliegues, suaves en general, pueden llegar a tener una vergencia hacia el NW. Este hecho está de acuerdo con la existencia de esfuerzos dirigidos en dicho sentido y cuyos resultados están igualmente plasmados en la tectónica de escamas del Prebético externo.

Como etapas de inestabilidad tectónica más importante hay que señalar la del Jurásico superior (Kimmerdgenense superior-Portlandense) que comenzó a marcar la distinción entre dominios Prebético externo e interno. Asimismo a lo largo del Cretácico inferior, donde las diferencias entre ambos vinieron a acentuarse.

La inestabilidad tectónica continua durante el Paleógeno. Esta etapa trae consigo que los materiales del Aquitano-Burdigaliense se situen discordantes sobre los de edad Senonense e incluso Cenomanense-Turonense. Posteriormente, durante el Tortonense medio-superior, se produce la fase más intensa de compresión. Después tiene lugar la formación de fallas de desgarre en una etapa algo más tardía.

II.2.- ANTECEDENTES

La historia sobre los trabajos de investigación geológica referentes a la Zona Prebética hay que dividirla en varias etapas importantes. La primera de ellas corresponde a finales del siglo pasado y a la primera mitad del presente. Se trata de trabajos en los que se recogen datos de itinerarios geológicos generales.

De esta primera etapa, merecen destacarse los trabajos de BLUMENTHAL (1927) quien empleó por primera vez el nombre de Prebético. FALLOT (1928) designa con este nombre el conjunto de materiales autóctonos y para autóctonos situados al Norte del Subbético cabalgante. Posteriormente introdujo el nombre de Zona Prebética.

En 1933, BRINKMANN y GALWITZ realizaron un estudio con descripciones generales, estratigráficas y tectónicas, de la Zona Prebética.

Nuevamente FALLOT en 1945 realiza una serie de itinerarios geológicos por las Sierras de Cazorla, Segura y otros sectores del Prebético. En 1948 el mismo autor sintetizó en una obra todas sus observaciones sobre los rasgos generales de las Cordilleras Béticas.

La segunda etapa corresponde a trabajos sobre sectores más concretos y tratados de modo más profundo. En 1960, BUSNARDO realiza el estudio geológico de los alrededores de Jaén. Diferencia entre el Subbético y el Prebético una unidad constituida por materiales jurásicos y cretácicos, que corresponde a la serie de los Villares.

FOUCAULT (1960=1962) comienza a trabajar en el Prebético y Subbético en la transversal de Cazorla-Huescar y emplea por primera vez el término de Unidad Intermedia para designar aquellas Unidades que presentan características similares por una parte al Prebético y por otra al Subbético y que desde el punto de vista paleogeográfico se situarían en un dominio intermedio entre ambos. En la región estudiada por FOUCAULT, este autor diferenció las Unidades Intermedias de Sierra Seca y la de la Sagra. Posteriormente, abandona la denominación de intermedias con un sentido paleogeográfico para las unidades antes citadas y vuelve a poner de manifiesto (FOUCAULT, 1964) la existencia entre el Subbético y el Prebético del dominio de las "series intermedias", especialmente marcado durante el Cretácico al Eoceno.

FOURCADE (1970) estudia el Jurásico y Cretácico en los confines de las Cordilleras Bética e Ibérica. El interés de este trabajo estriba en haber dado a conocer una sucesión de biozonas con Foraminíferos bentónicos, cuyas distribuciones no eran hasta entonces bien conocidas. Por otra parte la validez de esta biozonación es en gran parte extensible a otras regiones.

FOUCAULT (1971) completa el estudio iniciado en 1960 en los alrededores del Nacimiento del Guadalquivir. Este trabajo permite conocer en profundidad los fenómenos más importantes de índole estratigráfica y tectónica de la transversal Cazorla-Huescar. A lo largo del mismo hace distinción entre Prebético externo, Prebético interno, Unidades Intermedias y Subbético. En lo referente a los tres primeros términos ya se ha discutido en el apartado anterior el significado atribuido a los mismos por este autor.

LOPEZ-GARRIDO (1971) llevó a cabo el estudio geológico de un sector al NE de la provincia de Jaén. Define varias formaciones y Unidades que de W a E son las siguientes: Formación de Chiclana de Segura, formada por materiales triásicos de la Cobertera tabular; Unidad de Beas de Segura y Unidad de la Sierra de Cazorla, las cuales se corresponden con el Prebético externo; Formación Hornos-Siles, constituida por materiales triásicos con niveles carbonatados del Muschelkalk; Unidad de la Sierra del Segura que corresponde al Prebético interno.

DABRÍO (1973) estudió el sector del alto Segura. Este autor pone de manifiesto la existencia de materiales pertenecientes a la Unidades de las Sierras de Cazorla y del Segura (de acuerdo con la terminología de LOPEZ-GARRIDO) y materiales Subbéticos. Puesto que los materiales terciarios afloran extensamente se hace un estudio detallado de los mismos.

Asimismo, JEREZ MIR (1973) se ocupa del estudio geológico de la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes. Diferencia varios dominios paleogeográficos importantes que corresponden al Prebético externo, Prebético interno y unidad intermedia de Sabiñar-Moratalla. La división que hace del Prebético se considera bastante bien justificada y es la que sigue en este trabajo. Presenta gran cantidad de cortes estudiados con bastante precisión, lo que permite hacer unas reconstrucciones paleogeográficas muy precisas para diversas etapas de la evolución geológico-histórica de la Zona Prebética en este sector.

GARCIA-ROSSELL (1973) estudia las características del Prebético en los alrededores de Jódar. Distingue entre un Prebético autóctono, cuyas series son equivalentes a las de la Sierra del Segura y un Prebético alóctono con gran desarrollo de facies terrígenas

durante el Aptense-Albense.

SANZ DE GALDEANO (1973), realiza el estudio de las zonas externas de las Cordilleras Béticas en la transversal de Jaén-Frías. Los afloramientos prebéticos quedan reducidos tan solo a los existentes en los alrededores de Jaén. Dichos materiales son analizados fundamentalmente desde el punto de vista estructural, mientras que los aspectos de índole estratigráfica están basados esencialmente en los trabajos de BUSNADO (1960-62).

En 1975, en el I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España, AZEMA, FOUCAULT y FOURCADE presentan un estudio de conjunto en el que se coordinan los rasgos estratigráficos y paleogeográficos de la parte oriental de las Zonas externas de las Cordilleras Béticas a lo largo del Cretácico. Este trabajo de síntesis conserva la misma línea que el realizado en 1971 por AZEMA, CHAMPETIER, FOUCAULT, FOURCADE y PAQUET para el Jurásico del mismo sector. Por su parte AZEMA (1977) realizó su Tesis Doctoral sobre el Prebético y Subbético en la transversal de Fortuna. A lo largo de diversas publicaciones ha puesto de manifiesto las características más importantes de la región, diferenciando también un Prebético externo, otro interno y una Unidad intermedia entre el Prebético y Subbético.

RODRIGUEZ ESTRELLA, lleva a cabo el estudio geológico de la Zona Prebética en el sector Alcaraz, Yeste, Liétor. Este autor ha realizado en los últimos años varios trabajos de síntesis sobre el Prebético de la provincia de Alicante tales como el estudio de los accidentes tectónicos y la síntesis geológica de la provincia de Alicante (inédito).

ALVARO, GARCIA ARGUESO y ELIZAGA (1975) han estudiado también los aspectos estructurales de la región de Alcaraz.

Son de gran interés los trabajos que el I.G.M.E. ha llevado a cabo con motivo del Estudio Hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla y que posteriormente, en colaboración con la empresa Nacional ADARO, cambió el nombre por el de Estudio Hidrogeológico Alto-Júcar - Alto Segura. Merecen destacar los trabajos de LINARES GIRELA (1976) sobre las series prebéticas del sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón y otro en el que se dan las principales características estructurales del borde externo del Prebético (inédito).

Gracias a la publicación de las hojas geológicas 1:50.000 de Orcera, Villacarrillo y Santiago de la Espada, que se sitúan dentro de la región estudiada, se han podido marcar itinerarios geológicos de gran ayuda a la hora de levantar series estratigráficas lo más completas posibles y en las mejores condiciones de afloramientos.

III.- PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO.
CUESTIONES DE NOMENCLATURA.

III.1. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO

Como ya se ha indicado en el apartado de objetivos este trabajo pretende ser un estudio estratigráfico y sedimentológico limitado en el tiempo entre el Kimmeridgense superior y la base del Cenomanense. Por lo tanto, se aparta bastante de los esquemas propios de un trabajo clásico de geología regional.

El planteamiento de la obra se lleva a cabo de acuerdo con el esquema siguiente:

Después de estos capítulos preliminares, donde se abordan cuestiones generales, se pasa al estudio estratigráfico y sedimentológico propiamente dicho, para el cual y teniendo en cuenta la división en dos grandes dominios paleogeográficos, se hacen dos capítulos (IV y V). En el capítulo IV se estudian conjuntamente todas las cuestiones relativas al Cretácico inferior en la Sierra de Cazorla.

El capítulo V está dedicado a la Sierra del Segura. Dentro del mismo y dada la variedad de facies existentes en el espacio y en el tiempo, se hacen diversos apartados que corresponden a unidades litoestratigráficas encuadradas a su vez en sus distintas edades.

Para cada uno de estos grupos de edades se hacen una serie de divisiones donde se recogen: 1º Facies representadas y descripciones de índole litoestratigráfica, 2º Bio- y cronoestratigrafía, 3º Estructuras sedimentarias primarias y microfacies, 4º Ambientes sedimentarios, 5º Ilustración fotográfica relativa a ese apartado. En ella se sigue el siguiente orden: láminas de fotos de campo cuando existen, láminas de microfacies y láminas de microorganismos, distinguiéndose en estas últimas las obtenidas de las láminas delgadas, que conservan un formato rectangular o cuadrado, de las tomadas de microfósiles aislados y seccionados que van cortadas por el borde de las mismas.

Este esquema en la representación del trabajo, si bien se cree que mantiene un cierto orden, presenta la desventaja de que las series estratigráficas quedarían fraccionadas en los diversos apartados. Para solucionarlo, se introduce el apartado V.2., donde se hace una descripción somera de la sucesión estratigráfica completa, que a su vez va acompañada de la columna estratigráfica correspondiente y del corte que ha permitido el levantamiento de la serie. En muchos casos, se presenta un pequeño esquema cartográfico de este sector.

Siguen los capítulos VI, VII y VIII que corresponden respectivamente a Paleogeografía, Conclusiones y Bibliografía de las citas que aparecen en el texto.

III.2.- SOBRE EL USO DE ALGUNOS TERMINOS RELATIVOS A LAS TEXTURAS DE ROCAS CARBONATADAS.

El interés de este trabajo se ha dirigido de modo especial hacia el estudio de las calizas. Los microorganismos que por lo general presentan, así como las texturas y estructuras de las mismas, han constituido uno de los objetivos de estudio más importantes. No ocurre así con las rocas terrígenas, especialmente las arenas; los métodos que se emplean para el conocimiento de su composición y texturas, han quedado relegados a un segundo plano.

Hechas estas premisas considero necesario puntualizar algunas cuestiones relativas al estudio textural de las rocas carbonatadas.

La clasificación adoptada corresponde a la de FOLK (1959 y 1965), puesto que no solo es una clasificación descriptiva, sino que además tiene unas implicaciones genéticas. No obstante se introducen nombres de componentes aloquímicos no utilizados por FOLK y que vienen a recoger conceptos de otros autores.

En relación con los componentes ortoquímicos, se emplean los términos micrita, microsparita y esparita, en el mismo sentido que les da FOLK.

Respecto a los componentes aloquímicos se diferencian:

INTRACLASTOS.— Según la definición de FOLK (1959) corresponden a fragmentos de sedimentos carbonatados penicontemporáneos a la sedimentación, arrancados de las partes superficiales del fondo y redepositados como nuevo sedimento.

El término litoclasto de FOLK se refiere a fragmentos preexistentes y que no se originaron en la cuenca sedimentaria. De acuerdo con este concepto, se incluirían como litoclastos cualquier tipo de grano, carbonatado o no, ajeno a la cuenca sedimentaria. En el primero de los casos, es decir si se trata de un elemento carbonatado, los criterios para identificar un litoclasto serían: la naturaleza distinta del resto de los elementos originados en la cuenca y/o la presencia de fósiles dentro de ellos de edad diferente a la del momento de la sedimentación. En la región estudiada, este último caso no se encuentra. Por otra parte, el diferenciar un litoclasto carbonatado de un intraclastos tan solo por la distinta naturaleza del mismo y del resto del material que se deposita, puede no siempre ser acertado. En relación con los litoclastos no carbonatados, es preferible llamarlos elementos terrígenos. Por tanto el nombre de litoclasto no será utilizado.

En la literatura especialmente francesa es frecuente el empleo del término gravel (ejm. caliza gravelosa), para referirse a elementos carbonatados redondeados. No se va a utilizar por tratarse de un concepto no muy extendido.

AGREGADOS O LUMPS.— En general se trata de un conjunto de partículas de distintos tipos que están aglutinados por un cemento, la mayoría de las veces carbonatado, cuya naturaleza puede ser variada. Los agregados presentan formas y tamaños variables.

ILLING (1954) en las Bahamas, divide los agregados en dos grupos: agregados deleznales (*friable aggregate*) y *lumps*. Los primeros corresponden a partículas tamaño lutita cementadas por materia orgánica. Los lumps son agregados de partículas tamaño arena. Dentro de los lumps, ILLING (1954) diferencia:

- *Grapestones*: Lumps de granos redondeados que dan en su conjunto aspecto de racimo de uvas.
- *Botryoidal lumps*: Agregados recubiertos de una delgada corteza oolítica.
- *Encrusted lumps*: Agregados con una superficie de recubrimiento debida a la actividad de algas.

KENDALL y SKIPWITH (1969), consideran como agregados, además de los términos propuestos por ILLING (1954), los tubos de gusanos y los rellenos de conchas (*worm tubes* y *shell infilling* respectivamente).

PURDY (1963) diferencia: agregados de barro carbonatado (*mud aggregates*), *grapestone* o agregados cuyo cemento recubre tan solo la periferia de los granos y (*organic aggregates*) o agregados originados por acción de los organismos.

Puesto que no existe uniformidad por parte de los autores en lo que respecta a los tipos de agregados y las diferencias entre unos y otros son casi siempre sutiles, considero que debe hablarse de agregados en general, distinguiéndose unos tipos de otros, cuando existan diferencias que se pongan de manifiesto facilmente. Por otra parte, los términos agregados y lumps se consideran equivalentes.

OOLITOS, PISOLITOS y ONCOLITOS.— Según FOLK, los oolitos son concreciones no superiores a 2mm., formadas por carbonato cálcico u otro mineral, con textura concéntrica y/o radial. Pisolito, según el mismo autor, es el oolito de tamaño superior a 2mm., habiéndose utilizado también este término para los bolos de algas de dimensiones normalmente pequeñas. — FOLK no emplea la denominación de oncolito.

Teniendo en cuenta la opinión de otros autores, la distinción que se hace en este trabajo es la siguiente:

- Oolitos u ooides: Partículas esféricas o subesféricas de diámetro inferior a 2mm., que en sedimentos actuales tales como las Bahamas (ILLING, 1954) o en el Golfo Pérsico (KENDALL y otros, 1969), presentan láminas concéntricas de aragonito y que en sedimentos antiguos pueden llevar fibras de calcita con dispositivo radial.

- Pisolito: Concreciones carbonatadas redondeados o algo poliédricas recubiertas de capas carbonatadas originadas en una fase diagenética temprana, en medio lodoso y/o de calichea y como consecuencia de un fenómeno de litificación precoz por desecación (DUNHAN, 1969 y DUDRESNAY, 1972). También se emplea para designar las partículas esféricas con capas concéntricas y de naturaleza ferruginosas, cuya formación está ligada a fenómenos

de laterización.

- Oncolitos (algal-balls): Son construcciones libres originadas por acción de algas Cyanophyceas y que presentan formas más o menos redondeadas. Son por tanto estromatolitos que no crecen sobre el sustrato, sino alrededor de alguna partícula libre.

PELLETS y PELOIDES.- Los pellets son agregados esféricos, elípticos u ovoides formados por barro carbonatado sin estructura interna definida y cuyo tamaño varía normalmente entre 0,03 mm y 0,006 mm. Son ricos en materia orgánica.

Con frecuencia aparece en la literatura el término "peloide" y "peletoide". BATHURST (1971) denomina peloide a cualquier componente formado por partículas carbonatadas cripto-cristalinas independientemente de su origen y tamaño. MILLIMAN (1974) llama a este tipo de aloquímicos peletoides. FAHREUS y otros (1974) diferencian de acuerdo con el origen: Peloide (agregados de origen indiferenciado), Pellets fecales (agregados de origen orgánico), peletoides (agregados en los que existen recristalización de partículas) y pseudopellets (agregados de origen inorgánico).

En el presente trabajo, se reservará el nombre de pellets o pellets fecales a los componentes aloquímicos constituidos por partículas carbonatadas de tamaño lutita, de dimensiones no superiores a 0,2 mm., y de origen orgánico. El término peloide o peletoide, se considera un concepto más amplio que engloba a los pellets fecales y a otras partículas de tamaño mayor formadas por calcita criptocristalina y de forma redondeada a subredondeada.

FÓSILES y BIOCLASTOS.- Se consideran fósiles los organismos coetáneos a la sedimentación y que además no están fracturados. Los bioclastos son restos de organismos fragmentados o con pruebas evidentes de rodamiento.

A pesar de no incluirse en la clasificación de FOLK, las denominaciones de calizas bioclásticas, calcarenita y calcirrudita se considerarán de gran utilidad. Como indica su nombre, una caliza bioclástica está formada por una acumulación de bioclastos; si estos son de tamaño arena, se le puede denominar biocalcarenita.

III.3.- ALGUNAS CUESTIONES RELATIVAS A LAS UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS Y LITOESTRATIGRÁFICAS.

En la región estudiada existen conjuntos litoestratigráficos, especialmente los constituidos por arenas, cuyo contenido fosilífero es nulo. Otros, presentan una asociación fosilífera que, al margen de la mayor o menor abundancia de individuos, se caracterizan por su pobreza en lo que a variedad de taxones se refiere (tal es el caso de las formaciones lacustres o las depositadas en plataformas marinas bastante restringidas). Por último existen unidades litoestratigráficas con variedad de taxones y gran número de representantes de los mismos.

De lo expuesto se deduce que los ambientes sedimentarios implantados en la Zona Prebética, tanto en el espacio como en el tiempo, no van a ser siempre los más idóneos para encontrar fósiles que permitan establecer una unidad bioestratigráfica, ya que los fenómenos de aparición y extinción están supeditados, en ocasiones, a las condiciones ambientales y no a un proceso evolutivo normal correlacionable a cierta escala. En otros términos, frecuentemente se tiene la presencia de fósiles de facies en lugar de fósiles guías.

De acuerdo con la opinión de GONZALEZ-DONOSO (comunicación personal) a la hora de elegir un determinado biohorizonte, he tenido en cuenta: a) que los organismos elegidos sean ubicuistas, es decir que tengan una distribución amplia en el espacio, b) que tengan una morfología fácil de reconocer, c) que sean abundantes. Estos caracteres tienen primacía frente a la distribución corta en el tiempo de los organismos, aunque a primera vista esta parezca tener mayor importancia. Por otra parte se da preferencia a los horizontes de aparición sobre los de extinción, ya que estos son más heterocronos que aquellos.

Por consiguiente, según GONZALEZ-DONOSO (comunicación personal) es preferible presentar pocas biozonas fácilmente reconocibles, que no un gran número de ellas con distribución vertical corta, pero cuyos taxones no cumplan alguno de los requisitos arriba mencionados.

Los tipos de unidades bioestratigráficas que se consideran más adecuados en este trabajo son: Biozona de extensión total (*taxon range zone*), Biozona intervalo (*interval zone*) y Biozonas paralelas. Se utilizan los tipos de Biozonas intervalos aceptados en HEDBERG, D.H. (editor - 1971). Las biozonas paralelas se emplean para designar episodios con organismos presentes de facies total o parcialmente diferentes, pero cuya distribución es en gran parte común.

Para las sucesivas divisiones en edades que se harán en los diversos apartados de la Sierra del Segura, se han tenido en cuenta dos aspectos importantes. Uno, la distribución vertical de los organismos que constituyen las distintas unidades bioestratigráficas. Es decir, desde la aparición del taxón o taxones que se consideran como guía, hasta la aparición del siguiente, existen un conjunto de materiales cuyos límites, marcados por dichos biohorizontes conviene retener. Pero como ya es sabido, los límites de las unidades bioestratigráficas y litoestratigráficas, con frecuencia, no coinciden. Estos últimos tienen un especial interés desde el punto de vista práctico y son más útiles que aquellos a la hora de delimitar conjuntos litoestratigráficos cartográficos. Este es el otro aspecto también tenido en cuenta.

Se han considerado pues un conjunto de unidades litoestratigráficas, siempre encuadradas en su correspondiente edad o edades, de límites litológicos claros, las cuales pueden abarcar una o varias unidades bioestratigráficas. No obstante conviene retener un hecho importante; la aparición y extinción de organismos, en las facies restringidas y de plataforma, están directamente influenciadas por fenómenos paleogeográficos notorios y que se dan a una escala muy amplia, incluso mundial, influyendo estos fenómenos de modo directo en la litología. Por ejemplo, no cabe duda de que la implantación, a escala general, de las facies urgonianas, trajo consigo no solo la aparición de unas biofacies diferentes a las anteriores, sino que también fué la causa de la aparición de una litofacies

distintas a la precedente (en este caso concreto, esta correspondía a las "facies weald").

Por la razón que acabo de exponer, los límites entre muchas unidades lito y bioestratigráficas coinciden, no como una característica local del sector estudiado, sino como un hecho que se da a escala regional e incluso mundial.

En el presente trabajo, cada unidad litoestratigráfica es designada con una sigla, la cual aparece en la clave de signos, en los gráficos y en las descripciones dentro del texto.

III.4.- SOBRE LOS TERMINOS PURBECK, WEALD, FACIES URGONIANAS Y FACIES UTRILLAS.

III.4.1.- Facies purbeck y weald.

Estos términos fueron definidos en un principio como pisos de aquí su terminación en "ense" (Purbeckiense y Wealdense) y su sentido estratigráfico. El estratotipo del Purbeckiense (condado de Dorset) y del Wealdense, se encuentran separados a 190 km de distancia. Tanto uno como otro están representados por facies lacustres y/o salobres; sus relaciones con las facies marinas no son del todo conocidas, así como los límites entre ambos estratotipos. A pesar de esto último, se sitúan uno sobre el otro. ALLEN (1963) llamó la atención sobre el hecho de que la parte superior del Purbeckiense puede corresponder al Wealdense, o bien la parte basal de este equivaler a aquel.

En Inglaterra el Purbeckiense se sitúa sobre las capas de Portland y lo constituyen materiales esencialmente carbonatados. El Wealdense está representado por rocas sobretodo terrígenas (arenas y lutitas), situándose entre ambos, de un modo incierto, el tránsito Jurásico-Cretácico. El Wealdense es coronado por el "Lower Graensand", en cuyos niveles se encuentran *Prodeshayesites*. Se deduce que por tanto las capas del Wealdense son de edad ante-aptenses.

Como indica RAT (1963), materiales con características litológicas y posición estratigráfica similares a los de Inglaterra se encuentran en otros muchos puntos. De aquí que del concepto de edad se pasase al de facies (facies purbeckiense o purbeck y facies Wealdense o weald) prescindiéndose de todo valor cronoestratigráfico.

Estamos pues en presencia de unos términos que han sido utilizados con sentido diverso, por distintos autores, a lo largo del tiempo. Así por ejemplo RAT (1963) acepta el calificativo purbeck-weald para designar un conjunto de materiales no marinos con una posición estratigráfica aproximada.

RAMIREZ DEL POZO (1969) incluye bajo el término "wealdico" los sedimentos que integran las facies purbeckiense y wealdense, sin precisar con ello una edad concreta.

Otros autores prefieren hablar de "capas no marinas del tránsito Jurásico-Cretácico". Como indica RAT (1963), esta terminología puede admitirse siempre y cuando las

edades de los sedimentos marinos que los delimitan por encima y por debajo no representan un lapsus de tiempo muy grande. Sin embargo esto no ocurre con frecuencia. Concretamente en el dominio correspondiente al Prebético externo, los materiales detríticos del Cretácico inferior quedan enmarcados entre una base jurásica de edad variable y un límite superior de edad Vraconense-Cenomanense.

Otra cuestión a plantear sería la referente al ambiente o ambientes sedimentarios de tales facies. Se habla habitualmente de que las facies purbeck y weald son propias de ambientes continentales, de fuerte influencia continental, o bien salobres o de mares restringidos. Pero ¿cuales son los límites, en lo que a ambientes se refiere, para que los sedimentos dejen de ser llamados de facies purbeck o weald y pasen a ser de facies netamente marinas?

A pesar de que desde el punto de vista teórico el límite es fácil de marcar, puesto que los sedimentos formados en aguas cuya salinidad está próxima al 35‰ se pueden considerar propios de mar abierto, en la práctica dicho límite puede resultar un tanto ambiguo. El criterio más común consiste en el estudio de los distintos tipos de organismos presentes, especialmente Ostrácodos que proporcionan datos interesantes acerca de la paleosalinidad. No obstante, puede ocurrir con frecuencia que tales materiales sean azoicos.

La mayoría de los autores que han trabajado en distintos sectores de la Zona Prebética no han empleado mucho los términos de facies purbeck y weald. Más aún, FOURCADE (1970) considera que su uso tan sólo es recomendable cuando dichos materiales presentan las características litológicas y de edad del Purbeck y Weald de Inglaterra.

No cabe duda de que si en una unidad litoestratigráfica se conocen la edad y el ambiente sedimentario, así como las relaciones laterales y verticales con otras unidades no es necesario apelar a facies ya existentes para la denominación de la misma. Especialmente, como ocurre con las facies purbeck y weald, si sus relaciones y límites no están bien conocidos incluso ni en la localidad donde dichos términos han sido establecidos. A pesar de todo resultan bastante prácticos como términos de campo, siendo muy habitual su empleo en este sentido.

En el presente trabajo, se utiliza el término de "facies weald" o "episodios tipo weald" para designar materiales terrígenos formados por arenas con cantos de cuarcita, lutitas y areniscas dolomíticas de edad Valanginiense-Hauteriviense y que están muy extendidos en el sector N de la región estudiada, dentro de la Sierra del Segura.

III.4.2.- Facies Urgonianas

El término Urgoniano fue empleado por primera vez por d'ORBIGNY como sinónimo de Neocomiense superior. En 1852 fue definido por el mismo autor como piso en la localidad de Orgon y corresponde con niveles del Barremense caracterizados por la presencia de *Reiquienia ammonia* y *Radiolites*.

Posteriormente cambió su sentido por el de facies (facies urgonianas), designando bajo este nombre el conjunto de calizas con Rudistas similares a las de Orgon, aunque no sean de la misma edad. A pesar de todo, siempre se ha unido al concepto de estas facies al de una edad más o menos aproximada. Así es frecuente en la literatura el término "ur-

go-aptense", que ha llevado a errores de datación, puesto que no todas las facies urgonianas son de edad Aptense. RAT (1963) indica que este concepto de facies debe utilizarse tan solo para el Barremense y el Aptense, aunque las calizas con Rudistas aparecen en el Jurásico superior y llegan al Senonense.

En el sector estudiado existe una facies muy parecida a la urgoniana en el Valanginiense inferior formada por *Dicenatidae*, Corales, y Nerineas. PEYBERNES (1976) en los pirineos franco-españoles habla de "urgonoides" para designar las facies parecidas a las urgonianas pero de edad mas baja (en el caso de este autor Valanginiense superior).

Los trabajos de RAT (1959a, 1959b, 1963 y 1966) llevados a cabo especialmente en el país vasco-cantábrico, ilustran de una manera muy detallada las características de las facies urgonianas. RAT (1959) define este término como: "les calcaires massifs qui, bien qu'assez divers par l'aspect externe et le microfacies, ont en commun l'absence quasi-totale d'éléments terrigènes, l'importance du ciment de calcite et des constituants organogènes, une forte recristallisation, et dont le biofaciès est caractérisé par des Rudistes gravitant autour du genre *Toucasia*".

Esta definición parece excluir otros tipos de materiales asociados a las facies urgonianas propiamente dichas. De aquí que RAT (1959) emplee el término "complejo urgoniano" para designar todos los tipos de rocas asociadas de alguna manera a las calizas con Rudistas y donde se incluyen desde calizas puras a areniscas muy silíceas.

Divide el "complejo urgoniano vasco-cantábrico" en:

- Calizas urgonianas (originadas en los biotopos de Corales y Rudistas).
- Formaciones para-urgonianas (formadas fuera del edificio urgoniano propiamente dicho. Son excluidos los Corales y Rudistas y abundan por el contrario Orbitolinas, Equinodermos y Exogyras).
- Formaciones calcareo-areniscosas (materiales terrígenos relacionados con las calizas anteriores).

El complejo urgoniano vasco-cantábrico, bastante bien conocido gracias a los trabajos de RAT, antes citados, y los de RAMIREZ DEL POZO (1971) y PASCAL (1974), presenta características diferentes al complejo, equivalente en edad, de la Zona Prebética.

El primero de ellos corresponde a un conjunto limitado en su parte inferior por facies weald y en su parte superior por un complejo areniscoso denominado "supra-urgoniano". Las facies urgonianas vasco-cantábricas, que pueden alcanzar hasta 2.000 metros de espesor, se inician con la transgresión del Aptense inferior y terminan, con una cierta metacronía, en el Albense. Las facies carbonatadas son de tipo calizas urgonianas y para-urgonianas de RAT y por tanto de carácter netamente marino.

En la región estudiada de la Zona Prebética se tiene un conjunto con ciertas similitudes, a primera vista, con el vasco-cantábrico, pero realmente con notables diferencias. Presenta las siguientes características:

- a).- Se dispone sobre materiales cada vez más antiguos (solapamiento de tipo *overlap*) en las partes más occidentales del Prebético interno. Tal es el caso de las series

de Navalperal, Peñalta y otras, donde reposa sobre el Kimmeridgense medio-superior. Normalmente se encuentra sobre materiales areniscosos del Valanginiense superior-Hauteriviense, quedando limitado en su parte superior por un conjunto terrígeno (facies Utrillas) del Albense superior. La edad del complejo carbonatado comprende desde el Barremense al Albense inferior.

b).- La sedimentación de tipo carbonatado, predominante en muchas ocasiones, queda interrumpida por frecuentes episodios terrígenos a lo largo del Aptense superior y del Albense especialmente. La región se ve sometida a unas condiciones de sedimentación terrígena, en el Albense superior (facies Utrillas).

c).- La sedimentación carbonatada se lleva a cabo, en casi todo el territorio, en lagunas de la zona supramareal y en parte, en la zona intermareal a submareal restringida. Tan sólo en determinadas ocasiones se restablecen las condiciones marinas propias de las facies urgonianas, en la totalidad o en una buena parte de la región estudiada.

De lo que se acaba de exponer se deduce que durante parte del Barremense y del Aptense y Albense, casi todo el territorio está representado por facies carbonatadas que no son de mar abierto. Podrían considerarse por algunos autores como facies weald, a pesar de formar parte del posible complejo urgoniano.

Por esta razón considero que en la región estudiada, el empleo del término "complejo urgoniano" o el de "facies urgonianas" traería consigo más confusión que aclaración. No obstante, sí parece útil el uso del término "episodio urgoniano" para designar al conjunto de materiales que, aunque de poco espesor, se han originado en épocas en las que se restablecen, en la totalidad o en parte del Prebético interno estudiado, las condiciones propias de las facies urgonianas (en el sentido de calizas urgonianas y para-urgonianas de RAT).

Según esto, se pueden distinguir en la región 3 episodios urgonianos, a saber:

- Primer episodio urgoniano (U_1). Poco representativo en la Sierra del Segura, se da en un área bastante restringida de la misma y es de edad un tanto incierta, posiblemente Barremense inferior.
- Segundo episodio urgoniano (U_2). Muy generalizado en la Sierra del Segura. Comienza en la base del Aptense y termina en la base del Gargasense.
- Tercer episodio urgoniano (U_3). Muy bien representado en el sector SE del Prebético interno (Sierra del Castril y Sierra Seca) donde llega a alcanzar unos 350 metros de espesor. En el resto de la Sierra del Segura está muy mal representado. Es de edad Aptense superior-Albense inferior.

Estos episodios urgonianos, más o menos desarrollados en el espacio y tiempo, están separados, la mayor parte de las veces, por otros de carácter continental.

III.4.3.- Facies Utrillas.

Los primeros trabajos que hacen referencia a estos materiales, se remontan a 1927

en que FALLOT y BATALLER en la localidad de Utrillas, diferencian dos conjuntos litológicos. El inferior, formado por calizas, calizas areniscosas y areniscas con Trigonias y Ostréidos y niveles de lignito, fue definido por estos autores como "Capas de Trigonias". El conjunto superior, constituido fundamentalmente por arenas sin intercalaciones de lignito, de carácter continental, se denominó "arenas versicolores de Utrillas".

Algunos autores posteriores, HAHNE (1930, cf. CANEROT = 1974) reagruparon bajo la denominación de "Capas de Utrillas" ambos conjuntos y en 1961 SAEFTEL (of. CANEROT - 1974) consideró ambos términos como continentales.

AGUILAR y otros (1971) en un estudio del Cretácico inferior en la región de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel), definen las dos unidades litoestratigráficas como formaciones. La más inferior, "Formación de lignitos de Escucha", presenta niveles con abundante microfauna de Foraminíferos y Ostrácodos marinos que permiten datarla como Gargasense superior y Albense inferior especialmente. La segunda formación, "Arenas de Utrillas", de edad Albense medio y superior, corresponde a materiales continentales que se sitúan sobre la "Formación Escucha" en la localidad tipo, pero que llegan a disponerse sobre otros más antiguos incluido el Paleozoico.

En otras regiones se ha empleado el nombre de "facies Utrillas", por similitud de edad y litología con los materiales de la "Formación Utrillas". CANEROT (1974) indica que denominación de Utrillas debe basarse en caracteres no solo litológicos, sino que ha de asociarse a criterios de índole estratigráfica y paleoecológico. Con estas bases, propone que el término Utrillas sea reservado para materiales terrígenos, de litología variable (arenas, areniscas y lutitas), de origen continental y que, aunque del Cretácico inferior (Albense), corresponden a la base del ciclo sedimentario que se desarrollará en el Cenomanense. El mismo autor, de acuerdo con esta idea, parece plantear la cuestión de que los niveles continentales que existen en la "Formación Escucha" de AGUILAR y otros (1971), deberían incluirse dentro de las facies Utrillas".

En la región estudiada de la Zona Prebética, están presentes siempre materiales arcilloso-arenosos debajo de las dolomías del Cenomanense, siendo sus características similares a las antes señaladas. Es más, estas arcillas y arenas constituyen una unidad litoestratigráfica que, en determinados sectores de las parte más externas del Prebético, llegan a solapar terrenos bajos del Jurásico. En este sentido, dichos materiales responden plenamente al concepto dado por CANEROT (1974), ya que aunque de edad Cretácico inferior (más concretamente Albense superior) representan la base del ciclo cretácico superior.

Sin embargo en otros sectores del Prebético externo (especialmente en las partes meridionales y centrales de la Sierra de Cazorla) dicho ciclo se inicia antes (como se verá más adelante, considero que comienza en el Aptense superior). Por otra parte en la Sierra del Segura, a partir del Aptense superior es frecuente la aparición de niveles terrígenos similares a los que siempre existen en el Albense superior.

Ante estos hechos cabe plantearse el siguiente dilema:

A).- Deben denominarse "facies Utrillas" tan solo aquellos materiales terrígenos que están situados bajo las dolomías del Cenomanense; es decir, las arenas y arcillas del Albense superior, excluyéndose, por tanto, de tal denominación los episodios terrígenos que existen con frecuencia en el Aptense superior, a los que se les podía denominar en todo caso como "facies weald".

B).— Todos los tramos terrígenos que aparecen a partir del Aptense superior, deben considerarse como de "facies Utrillas".

FOURCADE (1970 y 1975), en la transversal de Caroch-Albacete y en otros sectores del Prebético, es partidario de esta segunda interpretación al considerar, que los materiales de "facies Utrillas" son heterocronos, puesto que en algunos sectores existen tan solo en el Albense superior, mientras que en otros, además, comienzan las intercalaciones terrígenas desde el Aptense superior.

El problema puede ser difícil de resolver, sobre todo en algunos sectores externos del Prebético donde la ausencia de fósiles impide conocer con seguridad la edad exacta de los materiales del Cretácico inferior. A pesar de todo me inclino a favor de la primera interpretación por las siguientes razones:

- Los materiales terrígenos del Albense superior están presentes, prácticamente siempre, en todos los sectores de las Sierras de Cazorla y del Segura; no así los del Aptense superior.

- Tienen aquellos unas características litológicas a escala del detalle que, a excepción del corte de la Sierra de Huebras y algún otro, los hacen diferentes a los del Aptense superior. En estos predominan los términos margosos, con frecuencia ferruginosos en la base y con microflora de Caráceas (*Atopochara trivolvii*). Los materiales terrígenos del Albense superior son azoicos y en ellos predominan las arcillas micáceas y arenas cuarzosas.

- El aceptar la primera interpretación está más de acuerdo con los hechos existentes en la localidad tipo.

IV.- JURASICO TERMINAL Y
CRETACICO INFERIOR
EN LA SIERRA DE CAZORLA

IV.1.- INTRODUCCION

La Sierra de Cazorla constituye una cadena montañosa estrecha, de dirección general N 20° E, cuyas estribaciones meridionales se sitúan inmediatamente al NE de la Sierra de Quesada y que se extiende hacia el Norte hasta los alrededores de la Puerta del Segura, siendo la longitud total de la sierra unos 70 kms. El tercio meridional de la misma es una franja muy estrecha de dirección NS, delimitada al Oeste por los materiales neógenos de la Depresión del Guadalquivir y al Este por la Sierra del Pozo. El límite entre ambas sierras coincide con el nacimiento y el curso alto del Guadalquivir.

El resto de la Sierra de Cazorla conserva una dirección N 20°E y queda limitada al Este por los terrenos que constituyen la parte más externa del Prebético (Unidad de Beas de Segura, LOPEZ-GARRIDO 1971) y al Oeste por una banda de materiales triásicos que forman el valle del alto Guadalquivir. A la altura de Villacarrillo la Sierra de Cazorla muestra su máxima anchura (unos 10 a 15 km.).

FALLOT (1945) fué el primero en poner de manifiesto, en la mitad meridional de la Sierra de Cazorla, la estructura en escamas de vergencia Oeste que forma el edificio de la misma. Dicho autor diferencia dolomías y calizas oolíticas del Jurásico, calizas nodulosas argovienses, margocalizas grises del Secuaniense, margas y arenas con Ostras atribuidas al Cretácico inferior en facies wealdica y dolomías del Senonense.

FOUCAULT (1960-62) presenta unos primeros datos muy generales apoyados en los trabajos de FALLOT (1928, 1931, 1934 y 1945). Es en 1965 cuando FOUCAULT dá a conocer mayores precisiones sobre la sucesión estratigráfica en la Sierra de Cazorla y su relación con la Sierra del Pozo. Diferencia un nivel poco potente de margas y conglomerados con pisolitos ferruginosos, al que asigna una edad Malm-Cretácico basal. Siguen dolomías con Rudistas y Orbitolinas del Aptense-Albense.

LOPEZ-GARRIDO (1969), en los primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana del Segura - Rio Madera, presenta los rasgos estratigráficos de la Sierra de Cazorla en el sector de Fuentepinilla cuyas características coinciden esencialmente con las dadas por FOUCAULT en áreas más meridionales.

DABRIO (1970) y DABRIO y LOPEZ-GARRIDO (1970), analizan en detalle la estructura en escamas de la Sierra de Cazorla, haciendo un estudio de las principales etapas tectónicas que afectaron a esta región a lo largo del Mesozoico y Terciario. Además, ponen de manifiesto la discordancia de los materiales arcillosos con pisolitos ferruginosos sobre terrenos jurásicos, existiendo una laguna estratigráfica más acusada hacia los sectores más

externos de la Sierra de Cazorla. Consideran las margas y arcillas ferruginosas como un cambio de facies de las margocalizas grises del Kimmeridgense inferior. Según estos autores, la Sierra de Cazorla quedaría emergida durante el Cretácico y parte del Terciario hasta el Mioceno.

FOUCAULT (1971) mantiene las interpretaciones y datos que aportó en 1965. Lo mismo ocurre con LOPEZ-GARRIDO (1971) y DABRIO (1973) con respecto a las hipótesis que proponían en trabajos previos.

El autor del presente trabajo, GARCIA-HERNANDEZ-1973 estudió los materiales arcillosos con pisolitos ferruginosos en el límite de la Sierra de Cazorla con la Sierra del Pozo (sector del nacimiento del Guadalquivir - Cabañas), considerando que dichos materiales constituyen un cambio de facies de las margas arenosas con Exogyras y Ammonites. Designa en general una edad Valanginiense-Barremense para tales materiales.

En la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Villacarrillo, publicada por el IGME, en 1974, MARTINEZ y NUÑEZ estudian la estratigrafía y tectónica de la Sierra de Cazorla en la mencionada localidad. En cuanto a las cuestiones de índole estratigráfica, los resultados a los que llegan son en gran parte similares a los de FOUCAULT (1971); datan las arcillas ferruginosas como Barremense medio y superior. Ponen de manifiesto la discordancia de estos materiales sobre la serie jurásica. Como los autores precedentes, identifican una tectónica de escamas de vergencia oeste cuya envergadura y apilamiento están más acusados en las partes más externas que en las internas.

LOPEZ-GARRIDO (1975) y DABRIO (1975) vuelven a estudiar los materiales de la Sierra de Cazorla, con motivo de la publicación de las Hojas geológicas de Orcera y Santiago de la Espada. Interpretan que las arcillas y margas con pisolitos ferruginosos, además de constituir un cambio de facies de las margocalizas del Kimmeridgense inferior, pueden llegar hasta el Barremense.

De lo visto en líneas anteriores, se deduce que los autores que han estudiado la Sierra de Cazorla están de acuerdo en lo referente a la tectónica en escamas de la misma, así como en las características estratigráficas de la serie desde el Lias al Kimmeridgense inferior. No ocurre así en lo relativo a las formaciones margosas, arenosas y dolomíticas que, aunque consideradas por la mayor parte de ellos como Cretácico inferior, les asignan edades diferentes.

A lo largo del presente capítulo se exponen todos los datos que contribuyen a precisar las características litoestratigráficas, edad, ambiente sedimentario, paleogeografía y relación con las series más orientales de los materiales que representan el Cretácico en la Sierra de Cazorla.

Como ya se indicaba en la introducción general de este trabajo, el estudio estratigráfico de la Sierra de Cazorla no constituía, en principio, uno de los objetivos fundamentales del mismo. Sin embargo se ha realizado un conjunto de itinerarios geológicos que, aunque lejos de ser exhaustivos, creo que son la base de las interpretaciones hechas en los apartados que siguen.

IV.2.- DESCRIPCION DE AFLORAMIENTOS

Para el estudio del Cretácico en la Sierra de Cazorla se han realizado 3 itinerarios transversales a la misma latitudes diferentes, con el muestreo de los materiales arcillosos y arenoso-dolomíticos donde esto era posible. Los itinerarios vienen marcados en el gráfico general de la figura 12 y se han llevado a cabo en las siguientes transversales:

- Transversal de Beas de Segura (Hoja de Orcera).
- Transversal del Embalse de las Aguascebas (Hoja de Villacarrillo).
- Transversal del Sur de Cazorla (Hojas de Cazorla y Pozo Alcoñ).

IV.2.1.- Transversal de Beas de Segura.

Los cortes y la localización de los mismos se indican en el gráfico de la figura 5. Desde el corte nº 1 al nº 6 se han levantado desde las escamas más occidentales a las más orientales, a través de las pistas forestales que existen en el sector de Fuentepinilla, mientras que los números 7 y 8 se han hecho en las proximidades de la carretera de Beas de Segura a Cortijos Nuevos.

Corte nº 1.- Se situa en la escama inmediatamente más occidental de Fuentepinilla. Se distinguen:

- Unos cuantos metros de margas amarillentas con pisolitos ferruginosos, parcialmente cubiertos por derrubios.

- 20 metros de margas verdosas que hacia el techo intercalan niveles de 25 a 40 cm. de dolomías tableadas. La sucesión estratigráfica es interrumpida por la siguiente escama.

Corte nº 2.- Realizado inmediatamente al Este del anterior, la serie observada es la siguiente:

- Encima de una costra ferruginosa irregular existente sobre las calizas blancas de edad Dogger, se levantan 0,5 a 0,75 metros de arcillas rojas con abundantes pisolitos ferruginosos. Estas arcillas recuerdan a una "terra rossa".

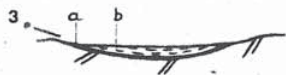
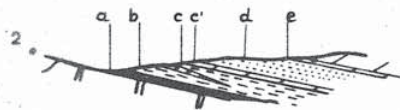
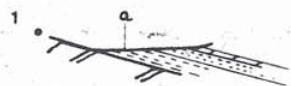
- 3 a 5 metros de margas amarillas y ocreas con un nivel conglomerático y con pocos pisolitos ferruginosos.

- 2 a 3 metros de margas grises que pasan hacia el techo a margas verdosas con un nivel dolomítico de 40 cm.

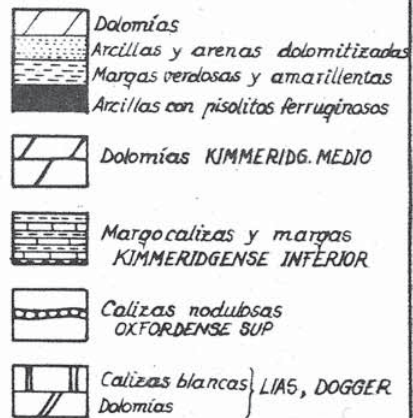
- 10 metros de margas verdosas dolomitizadas con algunos niveles arenosos en la base y con bancos de dolomías tableadas hacia arriba.

Corte nº 3.- Se localiza al Este del anterior a lo largo de la pista de dirección Este

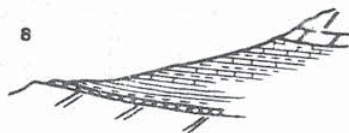
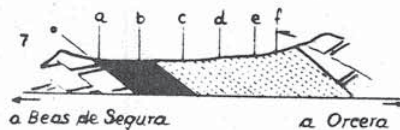
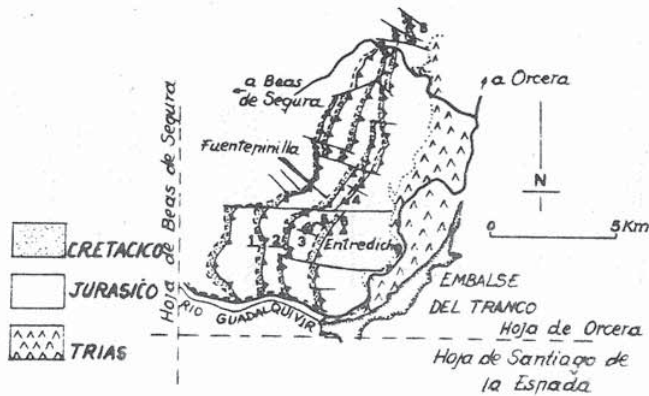
CORTES DE LA SIERRA DE CAZORLA EN LA TRANSVERSAL
DE BEAS DE SEGURA.



— • Laguna estratigráfica



ESQUEMA DE LOCALIZACION DE CORTES ESTUDIADOS



0 50m

Fig. 5

Oeste que existe al Sur de Fuentepinilla. Corresponde a un sinclinal muy suave en cuyo núcleo aflora tan solo la parte basal de la serie estratigráfica, la cual está constituida por:

- Un delgado nivel de margas amarillentas cubierto por derrubios. Este nivel descansa sobre dolomías atribuidas al Lias-Dogger.

- 5 metros de margas verdosas.

Cortes nº 4 y 5.- Se trata de dos cortes a lo largo de la escama oriental respecto a la anterior. La sucesión más completa es la del nº 5 que consta de:

- 10 a 12 metros de margas amarillentas y ocreas con pisolitos ferruginosos que se sitúan sobre las calizas del Dogger.

- 12 a 15 metros de margas grises y margas arenosas dolomitizadas con niveles tableados de dolomías.

- 3 metros de arenas blanco-amarillentas.

- Dolomías rojizas.

Corte nº 6.- Está realizado en el cerro Entredicho (1.300 metros) y en él se localiza la escama más oriental de este sector de Fuentepinilla; la serie estratigráfica es la siguiente:

- Dolomías que irregularmente pasan hacia el techo a calizas blancas. Se trata del conjunto carbonatado cuya edad, por posición estratigráfica es Lias-Dogger.

- 5 metros de calizas nodulosas amarillentas.

- Arenas y margas dolomíticas muy cubiertas, con un nivel calizo hacia la base y con algunos estratos de dolomías estratificadas hacia el techo. La potencia aproximada es de 45 a 50 metros.

Corte nº 7.- La carretera de Beas de Segura a Cortijos Nuevos atraviesa el extremo septentrional de la Sierra de Cazorla, la cual ha quedado reducida a una estrecha franja tan solo con dos escamas:

Este corte está realizado en el único afloramiento de materiales ferruginosos que existe en la carretera y consta de la siguiente sucesión:

- 25 a 30 metros de arcillas rojas ("terra rossa") con abundantes pisolitos ferruginosos, las cuales se levantan sobre las dolomías del Lias-Dogger.

- 50 metros de margas arenosas rojizas con tonos verdosos y pardos y margas con niveles dolomitizados.

Corte nº 8.- Constituye el afloramiento más oriental de la extremidad Norte de la Sierra de Cazorla. La serie se ha levantado a 1 km, al NW de la cortijada el Tobazo, en la lade-

CORTES DE LA SIERRA DE CAZORLA EN EL SECTOR
DEL EMBALSE DE LAS AGUASCEBAS

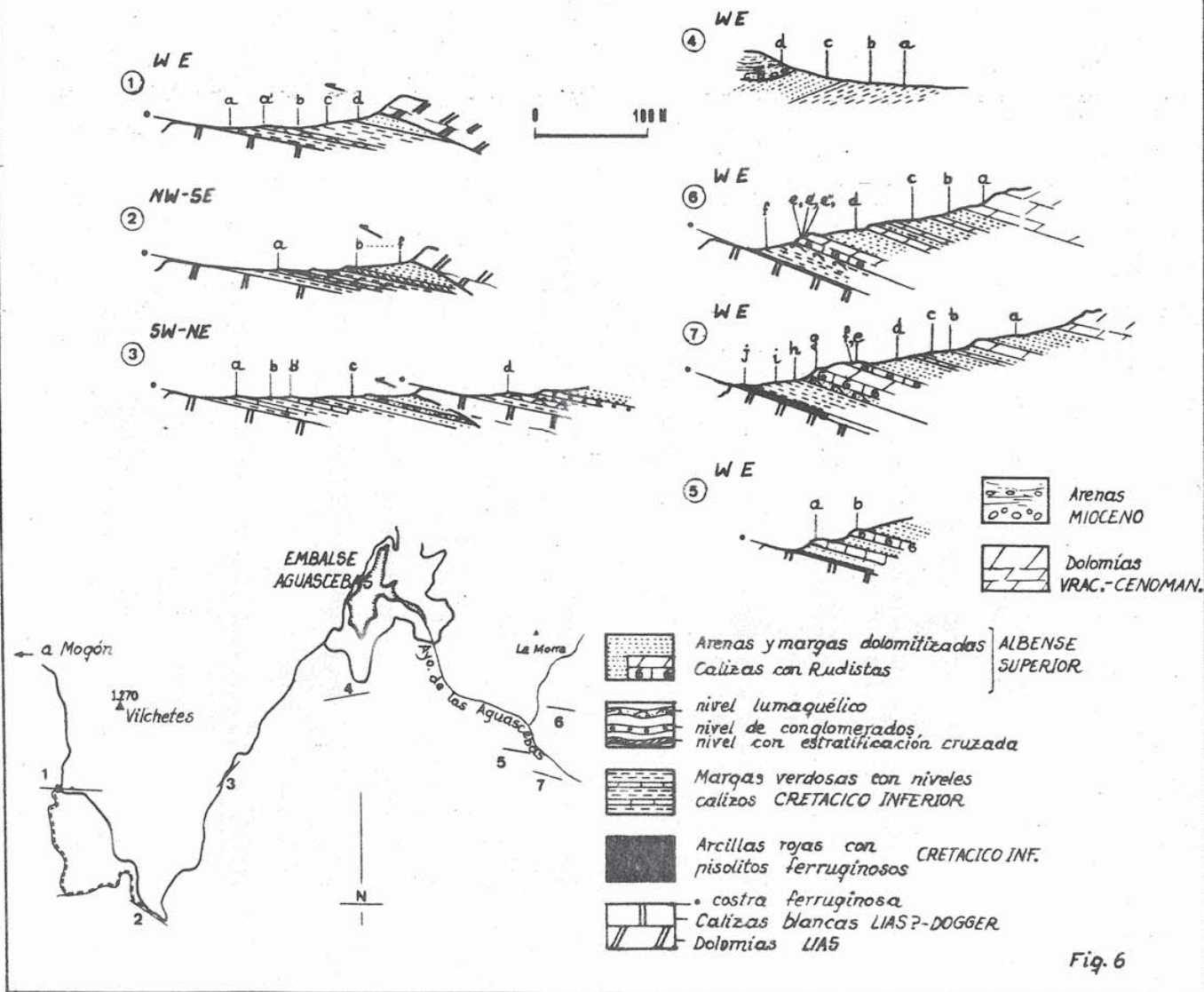


Fig. 6

ra de un monte de cota 1.028 metros. De muro a techo se observa:

- Dolomías del Lias-Dogger.
- 10 metros de calizas nodulosas pardas y amarillentas con Ammonites (Oxfordense superior).
- 50 a 60 metros de margocalizas grises con *Ataxioceras* (Kimmeridgense inferior).
- Dolomías de grano grueso (Kimmeridgense medio).

IV.2.2.- Transversal del embalse de las Aguacebas.

Los cortes realizados se localizan en la mitad meridional de la hoja de Villacarrillo del Mapa Topográfico Nacional y para el levantamiento de algunos de ellos se ha utilizado la pista que desde Mogón, lleva al Embalse de Aguacebas (cortes nº 1, 2, 3 y 4). El resto se han hecho siguiendo el arroyo del mismo nombre (nº 5, 6 y 7) (ver el gráfico fig.6).

Corte nº 1.- Sobre calizas blancas atribuidas al Dogger, en cuyo techo existe una superficie ferruginosa, se distingue:

- Una primera zona cubierta.
- Margas verdosas con algunos niveles de calizas que, hacia el techo del tramo, presentan lamelibránquios.

Corte nº 2.- Se tiene, sobre calizas del Dogger, la siguiente sucesión:

- 12 metros de margas con numerosas intercalaciones de calizas. En el techo hay un nivel arenoso con estratificación cruzada.
- 15 metros de margas y margas arenosas de colores diversos (verdoso y rosado especialmente).

Corte nº 3.- En este corte se interpreta la existencia de dos escamas, debido a lo cual se duplica la serie estratigráfica. En la primera escama se tiene:

- 15 metros de materiales formados hacia la base por margas que alternan con calizas en bancos de 35 cm. a 40 cm. Se trata de calizas laminadas y de calizas oolíticas. Hacia el techo se pasa a margas arenosas dolomitizadas con finos niveles formados por lumaquelas de lamelibránquios.

La sucesión estratigráfica existente en la segunda escama está constituida por:

- 20 metros de margas con niveles de conglomerados con lamelibránquios. Hay también intercalados delgados niveles de calizas oolíticas.

ESCALA (en metros)		VRAC. CENOZOIC.		VRAC. CENOZOIC.		VRAC. CENOZOIC.		VRAC. CENOZOIC.		MUESTRAS	OBSERVACIONES
		ALBENSE SUPERIOR		ALBENSE SUPERIOR		ALBENSE SUPERIOR		ALBENSE SUPERIOR			
30		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		<i>Cuneolina parvonia parva</i> <i>Daxia</i> sp.? <i>Lituolido</i> sp. 3 <i>Neorhynchonella conulus</i> <i>Pseudocyclam. rugosa</i> <i>Trocholites lenticularis</i> <i>Acicularia</i> sp. <i>Bouetia</i> sp. <i>Carnathoporella</i> sp. <i>Cylindroporella</i> sp. <i>Neomeris</i> sp. <i>Salpingoporella muehlii</i> secciones de Ruditas	Materiales terrigenos y carbonatados muy dolomitizados FACIES UTRILLAS
		CRET. I.		CRET. I.		CRET. I.		CRET. I.			
18		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		Cuneolina parvonia parva Daxia sp.? Lituolido sp. 3 Neorhynchonella conulus Pseudocyclam. rugosa Trocholites lenticularis Acicularia sp. Bouetia sp. Carnathoporella sp. Cylindroporella sp. Neomeris sp. Salpingoporella muehlii secciones de Ruditas	FACIES UTRILLAS Costra ferruginosa Limaquela
0		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)		LIAS DOGGER (18-21)			

OBSERVACIONES

Materiales terrigenos y carbonatados muy dolomitizados

FACIES UTRILLAS

Margas verdes
 Pisolitos ferrug.
 Laguna estratigr.

FACIES UTRILLAS

Costra ferruginosa

Limaquela

FIG. 7

Corte nº 4..- Realizado en las cercanías del embalse de Aguacebas, la serie consta de un tramo de margas verdosas que hacia el techo pasa a arenas y margas arenosas. A estos términos se le superponen arenas y conglomerados con cantos de cuarcita de edad Mioceno.

Cortes nº 5, 6 y 7..- Se han levantado en la cabecera del arroyo de Aguacebas, el cual transcurre hacia el NW hasta el embalse del mismo nombre. El corte nº 5 se ha hecho en la escama que pasa por el vértice de la Morra (1.539 metros), al Sur del mismo. Los cortes nº 6 y 7 se realizan en la escama inmediatamente más oriental; esto es, en la escama que media entre los vértices La Morra y el Pardo (1.577 metros) al SE del anterior. La sucesión estratigráfica, situada en todos ellos, es bastante significativa y completa (ver fig. 6 y fig.7).

Muy brevemente, la serie presenta las siguientes características:

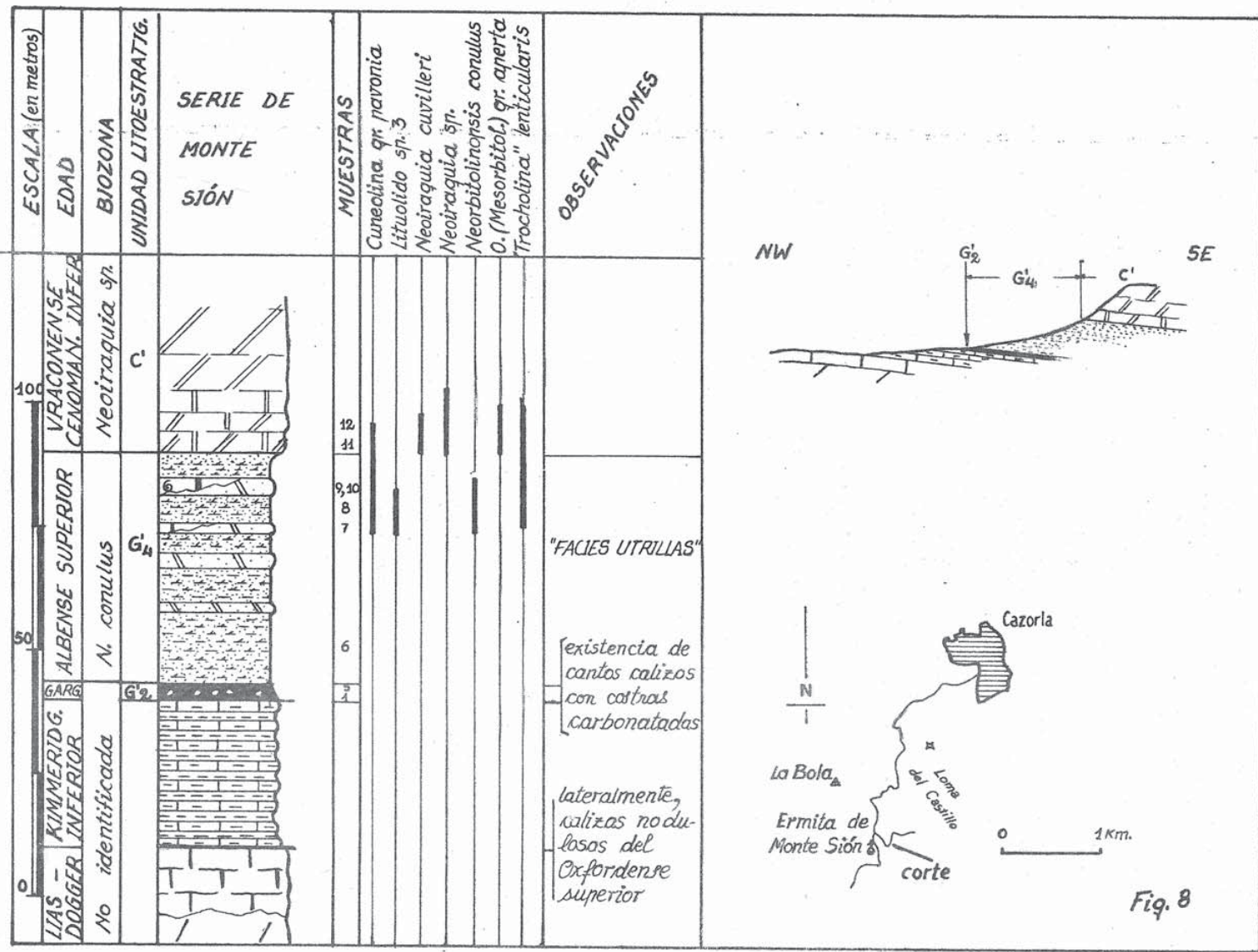
- 2 a 3 metros de margas con pisolitos ferruginosos que, mediante una costra ferruginosa, se sitúan sobre las calizas del Dogger.
- Margas verdosas. La potencia es variable desde 3 metros a 8 metros en los cortes 6 y 7.
- Nivel lumaquéllico formado por Ostras con un espesor de unos 5 metros.
- Bancos de 5 a 7 metros formados por calizas localmente dolomitizadas con pequeñas Rudistas.
- 50 metros a 60 metros de margas y margas arenosas de colores verdosos y rosados con intercalaciones dolomíticas de 20 cm. a 1,5 metros de espesor.
- Dolomías pardas.

IV.2.3.- Sector meridional de Cazorla.

IV.2.3.1.- Corte de la Ermita de Monte Sión.

Los alrededores de la Ermita de Monte Sión, situada a unos 2 km. al SW de Cazorla, ofrecen una serie bastante completa de los materiales jurásicos y cretácicos. La descripción estratigráfica había sido hecha por FALLOT (1945) y por FOUCAULT (1971). Presenta los siguientes términos: (ver figura 8).

- Dolomías que irregularmente pasan hacia el techo a calizas blancas. Su edad es Lias más Dogger.
- Nivel de calizas nodulosas, que en el lugar del corte queda reducido a una costra ferruginosa.
- 45 a 50 metros de margocalizas y margas del Kimmeridgense inferior.
- 5 metros de margas amarillas con pisolitos ferruginosos. Existen cantos redondeados de tamaños variables, pero comprendidos entre 5 cm y 15 cm e incluso 20 cm. bas-



tante epigenizados por material ferruginoso, recubiertos por una costra carbonatada. Hacia el techo existe un banco de 50 cm a 60 cm de espesor formado por pisolitos ferruginosos y cantos de diversa naturaleza.

- 60 metros de margas arenosas dolomitizadas, de tonos rojizos y verdosos, con escasos niveles de areniscas. Hacia el techo se intercalan estratos de dolomías, al principio finos y después de 50 cm a 60 cm. de espesor. El más moderno de todos ellos está localmente menos dolomitizado, correspondiendo a calizas pardas con Rudistas.

- 50 metros de dolomías pardas masivas, hacia la base mejor estratificadas, en bancos de 1 a 2 metros de espesor, entre los cuales se pueden reconocer, dada la menor intensidad de la dolomitización, calizas de tonos claros con Rudistas y Orbitolinas.

IV.2.3.2.- Cortes a lo largo de la pista del nacimiento del Guadalquivir a Quesada.

Se han realizado cuatro cortes desde el Nacimiento del Guadalquivir al cortijo de la Majuela. La situación y esquemas de los mismos se refleja en la fig.9.

Corte nº 1.- Corresponde al flanco Oeste del sinclinal del Guadalquivir. Los tramos que se presentan son:

- Margocalizas grises de 15 a 20 cm. de espesor, alternando con niveles de margas. Hacia el techo los bancos de margocalizas se hacen más gruesos, llegando a alcanzar 50 cm. de espesor.

- Barra de 12 a 15 metros constituida en la base por calizas blancas marmóreas y hacia el techo por dolomías claras de grano grueso.

- 3 a 5 metros de margas amarillas y rojas con pisolitos ferruginosos que afloran bastante mal.

- 30 a 35 metros de margas verdes alternando con niveles de calizas de colores pardos oscuros de 45 a 50 cm. de espesor. Progresivamente hacia el techo, tanto las margas como las calizas, se encuentran dolomitizadas.

- 35 a 40 metros de dolomías pardas masivas.

- Calizas y margas del Mioceno.

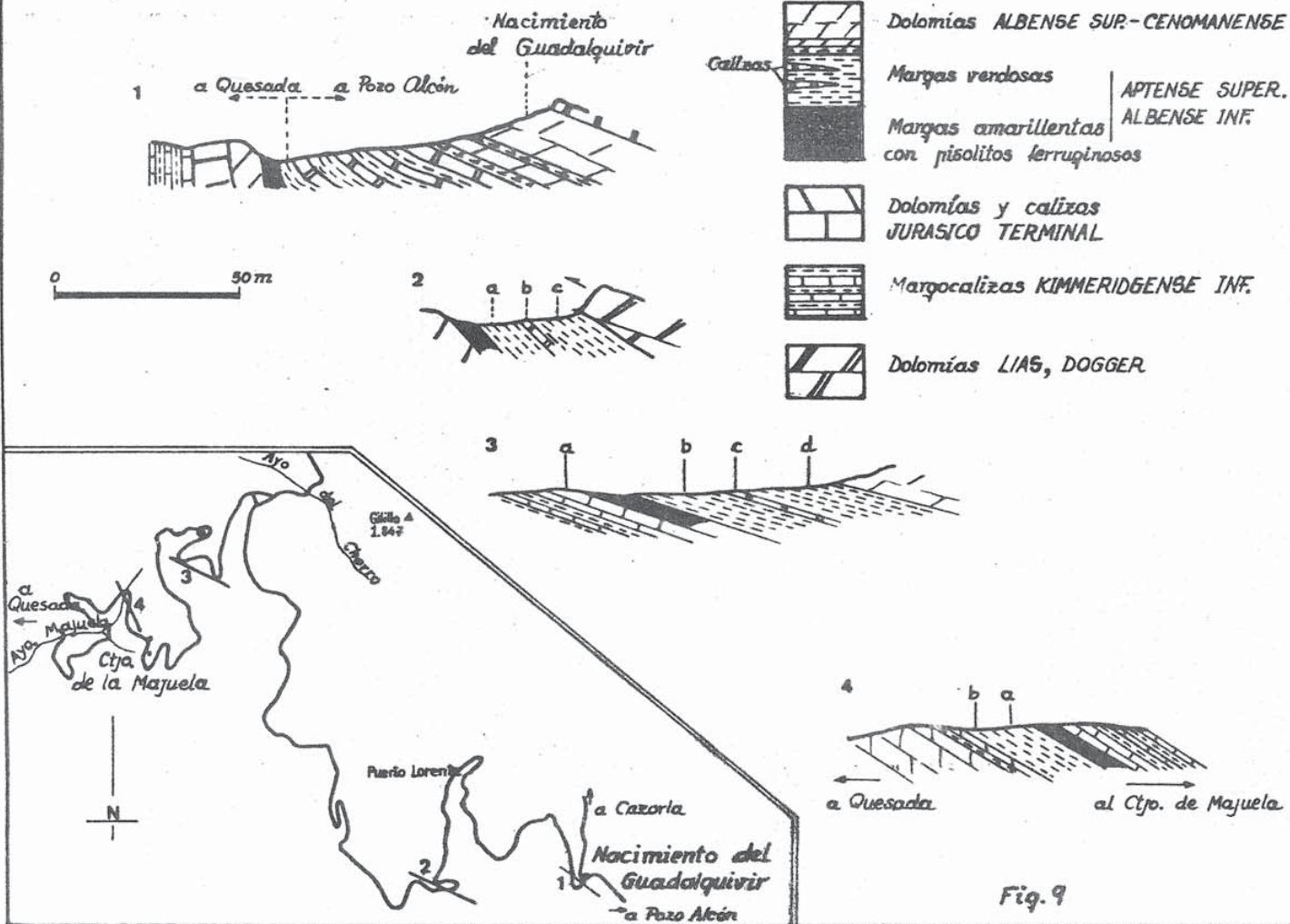
Corte nº 2.- Entre dos masas dolomíticas afloran margas verdosas con intercalaciones de calizas.

Corte nº 3.- En las cercanías del control forestal, se observa una buena sucesión de materiales del Cretácico de la Sierra de Cazorla. La serie consta de muro a techo de los siguientes términos:

- Margocalizas y margas del Kimmeridgense inferior.

- 3 metros de margas rojizas y amarillentas con pisolitos ferruginosos.

**CORTES DE LA SIERRA DE CAZORLA EN LA PISTA
DEL NACIMIENTO DEL GUADALQUIVIR A QUESADA**



- 15 metros de margas verdosas con intercalaciones de bancos calizos de 30 a 40 cm. de espesor.

- Dolomías.

Corte nº 4. - Este corte, levantado también por FOUCAULT (1971), se localiza en las cercanías del cortijo de la Majuela. La serie, que se encuentra invertida, presenta los siguientes términos:

- Margocalizas y margas del Kimmeridgense inferior.

- 3 a 5 metros de margas amarillas con pisolitos ferruginosos.

- 12 a 15 metros de margas verdosas que hacia el techo intercalan niveles de dolomías.

- Dolomías pardas.

IV.2.3.3.- Cortes al NE del puerto de Tiscar (ver fig. 10).

Corte nº 1. - Está localizado en la loma de la Extremera y consta de los siguientes términos:

- Margocalizas del Kimmeridgense inferior, las cuales terminan en bancos más calizos de unos 40 cm de espesor.

- 8 metros de margas amarillas con pisolitos ferruginosos.

- 20 metros de margas, hacia la base de color crema, que rápidamente pasan a ser de color verde, encontrándose niveles dolomíticos en la parte terminal.

- Escama de dolomías y calizas del Lías inferior y medio.

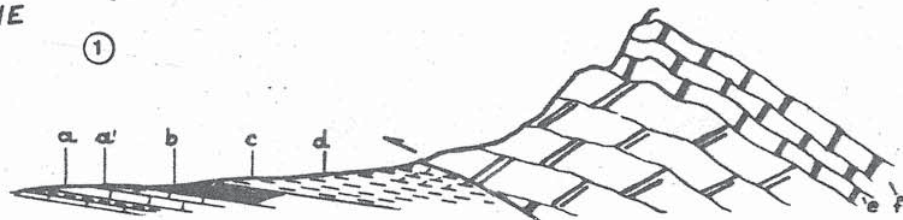
Corte nº 2. - Situado a menos de 1 km. al Norte del Rayal (1.835 m), corresponde a la escama más interna de la Sierra de Cazorla en este sector meridional. El afloramiento es la continuación hacia el Sur de los materiales existentes en el nacimiento del Guadalquivir. La serie está formada por:

- 20 metros aproximadamente de calizas en bancos de hasta 1 metro de espesor de color crema.

- Sucesión muy cubierta de margas con niveles arenosos y dolomíticos con intercalaciones de areniscas y algunos bancos de calizas. La potencia es de unos 35 metros.

CORTES DE LA SIERRA DE CAZORLA AL NORESTE DEL
PUERTO DE TISCAR

WE



0 200 m

NS



Dolomías ALBENSE SUP.-CENOMANENSE



Margas verdosas
dolomitizadas hacia el techo



Margas amarillas con
nódulos ferruginosos

APTENSE SUP.
ALBENSE SUP.

① — Corte en la Loma de la Extremera



Calizas KIMMERIDGENSE SUP.

② — 700 al Norte del vertice Royal



Margocalizas KIMMERID. INF.



Calizas LIAS MEDIO



Dolomía LIAS INFERIOR

Fig. 10

IV.3.- RESUMEN Y CONCLUSIONES DE LAS SUCESIONES LITOSTRATIGRAFICAS

A continuación se expondrán las principales características de las series estratigráficas descritas anteriormente, y se destacarán los fenómenos más interesantes de las mismas. A modo de resumen, se consideran los siguientes puntos:

- Los materiales arcillosos, arenosos y dolomíticos del Cretácico en la Sierra de Cazorla, reposan mediante discordancia cartográfica sobre materiales jurásicos de edades diferentes. Estos materiales varían, de modo que son más modernos hacia las escamas más internas, es decir de Oeste hacia el Este se reduce la laguna estratigráfica existente entre la serie cretácica y los materiales infrayacentes. Pero en este sentido, hay también diferencias del Sur al Norte de la Sierra. Mientras que en las transversales más septentrionales, se encuentran materiales jurásicos del Lias, Dogger y excepcionalmente del Oxfordense superior (en las escamas más internas), en el sector meridional la serie jurásica es más completa. En ella están presentes, además, las margocalizas del Kimmeridgenense inferior y en las partes más internas (alineación Rayal-Nacimiento del Guadalquivir), niveles que corresponden al Jurásico terminal.

En lo referente a la sucesión litológica del conjunto de materiales cretácicos, se puede poner de manifiesto los siguientes tramos:

- Tramo primero (G'_2), formado por margas amarillas y rojas, e incluso por arcillas rojas ("terra-rossa"), con abundantes pisolitos y nódulos ferruginosos. Reposan sobre los distintos tramos jurásicos mediante una costra ferruginosa, que viene a recubrir una superficie irregular correspondiente a un paleorrelieve diferenciable a veces. La potencia del tramo es muy escasa, pues no suele sobrepasar los 5 metros, pero excepcionalmente puede aumentar a 10 metros e incluso a 25 metros (carretera de Beas de Segura a Cortijos Nuevos).

- Segundo tramo (G'_3). Margas de color verdoso, más raramente con tonalidades grisáceas y amarillentas hacia la base. Los pisolitos ferruginosos son muy escasos o inexistentes. Intercalan bancos de calizas en proporciones variables. Hacia el techo están dolomitizados, siendo difuso el paso al tramo siguiente. La potencia es variable, pues se han medido valores desde 5 metros hasta 30 en el Nacimiento del Guadalquivir.

- Tercer tramo (G'_4). Está constituido por margas dolomitizadas, margas arenosas e incluso arenas de tonos variados, verdosos y rojizos, presentando niveles de dolomías en general más abundantes hacia el techo. Excepcionalmente, estos bancos están sin dolomitizar, tratándose entonces de calizas oscuras con Rudistas y Orbitolinas. En ocasiones el límite inferior del tramo parece venir marcado por la aparición de un nivel de lumaquela de Ostréidos. La potencia del conjunto no se puede medir en muchos casos, pues la escama que se superpone a la serie impide observar el techo del tramo. En los cortes que esto no ocurre, la potencia es de unos 50 a 60 metros.

- Cuarto tramo (C) de dolomías pardas que están bastante bien representadas en el sector Sur de la Sierra de Cazorla. De manera local, la dolomitización es menos intensa hacia la base, lo que permite constatar la presencia de calizas claras en bancos próximos al metro con Rudistas y Orbitolinas. El sector meridional es el más adecuado para el cálculo de la potencia, que no suele superar los 50 metros.

IV.4.- BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA

En este apartado se presentan los datos relativos al contenido fosilífero de los diversos tramos existentes, con la discusión acerca de las edades de cada uno de ellos. Al final se concretan en un cuadro las opiniones de los diversos autores acerca de las edades que dan a los distintos tramos y se analizan las bases en las que se apoyan para encuadrarlos en el tiempo.

IV.4.1.- Edad de los tramos jurásicos.

Los primeros términos jurásicos que ofrecen posibilidades de datación, gracias a la fauna de Ammonites que contienen, son las calizas nodulosas. Los distintos autores que han trabajado la región, están de acuerdo en asignarle una edad Oxfordense superior. He tenido ocasión de realizar, tanto en este tramo como en el que se le superpone, recogidas sistemáticas de Ammonites cuyo estudio se ha postpuesto para futuras investigaciones; además, se ha determinado en colaboración con la Dra. A. LINARES la fauna que DABRIO y LOPEZ-GARRIDO recogieron para la publicación de las Hojas de Santiago de la Espada y Orcera respectivamente. En muchos de estos cortes, se ha puesto de manifiesto las biozonas de *transversarium* y *bimammatum*.

El tramo de margocalizas grises es datado, con uniformidad de opiniones como Kimmeridgense inferior. LOPEZ-GARRIDO (1971) pone en evidencia la biozona de *platynota*. Las dolomías que siguen en la serie y que se pueden observar en la parte Norte de la sierra, deben corresponder al Kimmeridgense medio. Esta edad queda demostrada en algunos sectores de la Sierra del Segura (serie de Navalperal).

Terrenos jurásicos más modernos que los que se acaban de citar, se encuentran tan solo al Sur de la Sierra de Cazorla en el afloramiento que se extiende por el nacimiento del Guadalquivir y por las cercanías del Rayal. FOUCAULT (1971) cita en el flanco Oeste del sinclinal del Guadalquivir (*Clypeina jurassica* (FAVRE) y *Globochaete alpina*). Por mi parte he encontrado al Oeste del Rayal: *Campbelliella* (ex *Vaginella*) *striata* (CAROZZI), *Nautiloculina oolithica* (MOGLER), *Verticyclammina virgularia* (KOECHLIN), *Cayeuxia* sp., y secciones de Gasterópodos. *Campbelliella striata* es citada por muchos autores (CAROZZI, 1954; DONZE - 1958 y RAMALHO - 1968, entre otros) en el Kimmeridgense superior-Portlandense. En la región estudiada, he encontrado este organismo escasamente representado, pero siempre por debajo de la biozona de *Anchyspirocyclus lusitanica* (EGGER) que se considera como Portlandense. En el flanco oriental del sinclinal del Guadalquivir existe en materiales equivalentes, *Clypeina jurassica* (FAVRE), *Nautiloculina oolithica* MOHLER y *Cayeuxia* sp.,. De acuerdo con FOUCAULT (1971), estos materiales corresponden al Jurásico terminal, y posiblemente tan solo al Kimmeridgense superior, según estos datos.

IV.4.2.- Edad de los niveles arcillosos y dolomíticos.

A pesar de los numerosos levigados realizados en el tramo inferior de margas y arcillas con pisolitos ferruginosos (G₂), no se ha encontrado ningún fósil que permita precisar una edad. Ahora bien, en la Ermita de Monte Sión y más al Este (sector de Cabañas), existen entre las arcillas cantos redondeados cuyas microfácies recuerdan mucho a las del Barremense-Aptense inferior en la Sierra del Segura.

El tramo (G'_3) de margas verdes con niveles de calizas, aunque de escaso contenido fosilífero, ha proporcionado tanto en levigados como en lámina delgada *Atopochara trivolvris* PECK. Esta Carácea aparece en el Barremense o quizás en el Hauteriviense terminal (GRAMBAST, 1966 a, y 1967). En la Sierra del Segura he observado que esta especie llega hasta el Albense.

El tramo (G'_4), constituido por margas arenosas dolomitizadas con niveles de dolomías, ha proporcionado microorganismos en la parte basal del tramo, en los cortes del arroyo de Aguacebas; y en el techo del mismo, en los alrededores de Monte Sión. El muestreo intensivo de los niveles dolomitizados ha puesto de manifiesto una asociación fosilífera similar en todos los casos y que está constituida por: *Neobitolinopsis conulus* (DOUVILLE) (*ureolina pavonia parva* ORBIGNY, "*Trocholina*" *lenticularis* HENSON, *Lituolido* sp. 3? (*Charentia* sp.?, *Pseudocyclamina rugosa* MAYNC, *Salpingoponella muehlbergii* (LORENZ), *Acicularia* sp., *Neomenis* sp., y pequeños Rudistas. La edad de este tramo desde su base al techo es Albense superior en virtud de la presencia de *Neobitolinopsis conulus* (ver Lam. III Foto. 4 y 5).

El tramo C se ha podido datar en Monte Sión por un nivel basal, el cual da la siguiente asociación: *Neoragüia* sp., Orbitolinas planas posiblemente *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *aperta* (ERMAN), *Orbitolina* (*Orbitolina*) gr. *concaua* (LAMARCK) y "*Trocholina*" *lenticularis* HENSON. La edad de estas dolomías es Vraconense-Cenomanense inferior.

Los datos que se acaban de exponer, dejan aún una laguna sin resolver totalmente; se trata de la edad de las arcillas ferruginosas y margas verdes (tramos G'_2 y G'_3). Se sabe que son posteriores al Kimmeridgense superior y anteriores a la edad del tramo G'_3 , es decir al Albense superior. Además, las margas verdosas pueden corresponder al Barremense-Aptense dada la presencia en ellas de *Atopochara trivolvris*.

Con estos conocimientos, cabe plantearse dos posibilidades en cuanto a la edad de los dos tramos en cuestión:

A).- Los tramos G'_2 y G'_3 son la consecuencia de una sedimentación continua pero condensada, que se desarrolló desde el Portlandense hasta el Albense inferior incluido.

B).- Los tramos G'_2 y G'_3 representan los sedimentos originados en una edad concreta del Cretácico inferior. Por consiguiente, en la serie más completa de la sierra de Cazorla siempre existirá una laguna estratigráfica por debajo y/o por encima de dichos tramos.

Argumentos a favor de la hipótesis A).- En los materiales del Portlandense-Berriasense del sector de Cabañas, existen intercalados bancos de conglomerados con estratificaciones cruzadas. Las láminas cruzadas están constituidas por pisolitos ferruginosos, siendo la mayor parte de las paleocorrientes medidas de procedencia Oeste. Este fenómeno está de acuerdo con la existencia en áreas más occidentales (Sierra de Cazorla), de material ferruginoso que abasteciera a las más orientales durante el tránsito Jurásico-Cretácico.

Se ha visto, de manera local y con cierta reservas en cuanto a su auténtica posición, arcillas rojas con pisolitos ferruginosos en materiales de edad Valanginiense inferior y Hauteriviense-Barremense. A este dato no se le concede demasiado valor pues

podría tratarse de "terra-rossa" formada en la actualidad, ya que en todos los casos se trataba de planicies muy localizadas.

FOUCAULT (1971) a 8 km al SE de Mogón cita la presencia de cantos de edad Valanginiense inferior incluidos en las arcillas ferruginosas. Por consiguiente estas podrían representar una amplia edad del Cretácico inferior, a partir del Valanginiense inferior.

Todos estos datos parecen apoyar la existencia de materiales arcillosos con pisolitos ferruginosos a lo largo de gran parte del Cretácico inferior.

Argumentos a favor de la hipótesis B).— En las áreas más occidentales de la Sierra del Segura hay argumentos decisivos a favor de esta segunda interpretación.

A lo largo del flanco occidental del sinclinal de Cabañas, se observa que las arcillas amarillentas se disponen discordantemente sobre otros términos cretácicos. En efecto, desde materiales de edad Barremense, cortan progresivamente tramos más antiguos hasta situarse, en el nacimiento del Guadalquivir, sobre los del Jurásico terminal y aún más hacia el Oeste sobre los del Kimmeridgense inferior como ya es conocido. La Sierra del Pozo y el resto de la Sierra del Segura, permiten identificar la posición verdadera en el tiempo de las arcillas ferruginosas. Dicha situación corresponde a la base del Aptense superior, ya que se localizan por encima y en parte coexistiendo con los materiales que representan la biozona de *Inaquia simplex* (tránsito Beduliense-Gargasiense). A las arcillas ferruginosas siguen margas verdes equivalentes también a las encontradas en la Sierra de Cazorla.

Otro argumento a favor es la presencia en Monte Sión de cantos, dentro de las arcillas ferruginosas, cuya textura recuerda a la de las calizas del Barremense-Aptense inferior de la Sierra del Segura. Por tanto, si la edad de las calizas que constituyen los cantos es la antes señalada, no fué sino hasta después del Aptense inferior cuando se originaron las arcillas ferruginosas. En su momento y en el estudio de la Sierra del Segura, se justificará con más datos la presencia de calizas del Barremense-Aptense inferior en la Sierra de Cazorla.

Por otra parte, no parece existir discontinuidad estratigráfica entre los distintos tramos que componen la serie cretácica en la Sierra de Cazorla, ya que el tránsito entre los mismos es gradual y a veces es difícil de marcar el límite de separación entre ellos.

Con los argumentos que se acaban de exponer, considero esta segunda hipótesis como la más probable. De acuerdo con la misma, la serie cretácica de la Sierra de Cazorla comenzó en el Aptense superior con la formación de las margas y arcillas ferruginosas, continúa en el resto del Aptense superior y Albense inferior con el depósito de las margas verdes (G'_3), a las que siguen margas arenosas dolomíticas del Albense superior (G'_4) y por último las dolomías (C) del Vraconense-Cenomanense inferior en su base.

La presencia de pisolitos ferruginosos, más al Este, en niveles más antiguos, se puede explicar si se tiene en cuenta que la Sierra de Cazorla estuvo emergida durante el Portlandense y Neocomiense y que en este lapsus de tiempo pudieron desarrollarse arcillas ferruginosas ("terra-rossa") en medio continental. Posteriormente y en una etapa ante-aptense superior, fueron erosionadas. De este modo la Sierra de Cazorla abastece-

• rfa de pisolitos y nódulos ferruginosos a las áreas más orientales.

IV.4.3.- Discusión de las edades atribuidas por otros autores a la serie cretácica.

Como se ha expuesto anteriormente en el apartado de introducción, los autores que han trabajado en la Sierra de Cazorla han reconocido como del Cretácico inferior los materiales constituidos por arcillas, margas y dolomías, pero existe una gran diversidad de opiniones acerca de la edad de sus tramos. A continuación se hace una discusión de las distintas interpretaciones cronoestratigráficas, que además quedan recogidas en el gráfico de la figura 11.

FALLOT (1945), distingue un conjunto arenoso inferior con Ostréidos y otro superior dolomítico. El inferior lo identifica como Cretácico inferior en facies weald y el superior queda datado como Senonense por la confusión entre el género *Orbitolina*, que realmente existe, con el género (*Orbitella*) = *Orbitoides*. Además identifica *Hippurites*.

FOUCAULT (1965), asigna a los materiales detríticos una edad Malm superior-Cretácico inferior. En 1971 FOUCAULT precisa que los materiales arcilloso-ferruginosos representan el tránsito Jurásico-Cretácico en la Sierra de Cazorla. Esta interpretación está basada en la identificación de dichos materiales con el nivel de conglomerados con pisolitos ferruginosos, que se intercala en materiales del paso Jurásico-Cretácico al Oeste de Cabañas. En realidad, el verdadero tamo de arcillas ferruginosas se encuentra en el corte de Cabañas más arriba estratigráficamente. El mismo autor no descarta que estos materiales representen una formación heterocróna desarrollada durante el Cretácico inferior, ya que al SE de Mogón, encuentra entre las arcillas cantos del Valanginiense inferior. Las dolomías que siguen en la serie, las data como Aptense superior - Albense por la presencia de *Orbitolina* (*Mesonorbitolina*) gr. *texana*. La clasificación de Orbitolinas en materiales tan dolomitizados puede ser problemática; creo que esta forma corresponde posiblemente con *Orbitolina* (*Orbitolina*) *concava* o con otra especie del Vraconense-Cenomane inferior.

LOPEZ-GARRIDO estudia el sector septentrional de la Sierra de Cazorla. Es quizás la región menos propicia para deducir datos sobre la edad de los materiales en cuestión. Este autor en 1969, considera que los materiales detríticos pertenecen al Cretácico inferior en facies weald y las dolomías que se le superponen, al Cretácico superior.

Posteriormente, DABRIO (1970), DABRIO y LOPEZ-GARRIDO (1970), LOPEZ-GARRIDO (1971) y DABRIO (1973), interpretan los materiales ferruginosos como un cambio de facies de las margocalizas del Kimmeridense inferior. Al no encontrar en la Sierra de Cazorla términos jurásicos más modernos que el Oxfordense superior, el tramo de arcillas ferruginosas podría ser considerado como un cambio de facies hacia más continental, de los materiales pelágicos más orientales de edad Kimmeridense inferior.

Por mi parte, GARCIA-HERNANDEZ (1973), hago un estudio de las arcillas ferruginosas en el sector de Cabañas. Llego a conclusiones erróneas al no advertir que realmente los materiales ferruginosos "cepillan" por discordancia diversos tramos de edad Neocomiense. Más en concreto, al observar el tramo ferruginoso sobre las calcarenitas

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE EDADES, SEGUN LOS
DIVERSOS AUTORES, DE LA SERIE CRETACICA DE LA SIERRA DE CAZORLA (Fig. 11)

FALLOT (1945)	FOUCAULT (1965, 1971)	LOPEZ-GARRIDO (1969)	DABRIO (1970 y 1973).	LOPEZ-GARRIDO. (1971)	GARCIA-HERNANDEZ (1973)	MARTINEZ y NUÑEZ. (1973)	DABRIO y LOPEZ-GARRIDO. (1975)	GARCIA-HERNANDEZ (1977)
			DABRIO y LOPEZ-GARRIDO (1970)					
-Dolomías con <i>Orbitella</i> e <i>Hippurites</i> SENONENSE	- Dolomías con <i>Orbitolina</i> (M.) gr. <i>texana</i> ALBENSE APTENSE. SUP.	-Dolomías CENOMANENSE	-Dolomías PORTLANDENSE	No estudiados	E.....W - Dolomías ALBO-APTENSE con <i>Inaquia</i> sp.	Arenas y margas. "UTRILLAS"	Margas con pisolitos ferruginosos BARREMENSE	E.....W -Dolomías CENOMANENSE INF. VRACONENSE (en la base)
-Niveles terrígenos. CRETACICO. INF. (F. WEALDICA)	-Margas amarillas y verdes. "terra rossa" tránsito JURASICO-CRETACICO y CRET. INF.	-Niveles detríticos. CRETACICO. INF. ("F. WEALDICA")	-Niveles detríticos con pisolitos ferruginosos. KIMMERIDGENSE INFERIOR	-Margas con pisolitos ferruginosos. BARREMENSE VALANGINIENSE	-Margas amarillas y verdes. BARREMENSE	KIMMERIDGENSE INFERIOR	-Margas arenosas y dolomías. "UTRILLAS" ALBENSE. SUP. -Margas verdes. ALBENSE INF. APTENSE SUP. -Margas y arcillas ferruginosa APTENSE SUP.	

Fig 11

del Valanginiense inferior, consideraba que aquel representaría un cambio de facies de las margas arenosas con *Exogyra* y *Ammonites* del Valanginiense superior-Hauteriviense basal. Por otra parte, la asociación fosilífera con Ostrácodos y Caráceas que se cita, no corresponde a los niveles ferruginosos, sino a margas intercaladas en las calcarenitas valanginienses y asimismo "cepilladas" por la discordancia de los materiales ferruginosos.

MARTINEZ Y NUÑEZ (1974) datan las margas verdes como del Barremense en función de la siguiente asociación de Caráceas: *Atopochara trivolis* PECK ssp., *triqueta*, raros ejemplares de *Embergerella cruciata* GRAMBAST, *Clavatorites* sp. y *Flabellocara* sp. En el estado actual de conocimientos, las dataciones precisas tan solo con Caráceas deben de hacerse con prudencia. Como se ha dicho anteriormente, *Atopochara trivolis* es una especie que comienza en el Hauteriviense terminal y llega al Albense inferior. El género *Embergerella*, descrito en España por GRAMBAST (1969), presenta dos especies descritas asimismo en España por este autor. La especie tipo *Embergerella cruciata* GRAMBAST es citada efectivamente en el Barremense. Sin embargo, he encontrado en dos cortes de la Sierra del Segura (corte occidental del Yelmo - Hoja de Orcera y corte del arroyo de la Cerrada - Hoja de Santiago de la Espada) una forma equivalente en morfología y dimensiones a la descrita por GRAMBAST (1969) y que denomino *Embergerella* cf. *cruciata*. Dicha especie ha sido encontrada precisamente en la base de las margas verdes, casi en el límite con las margas amarillas ferruginosas. A su vez estas, descansan sobre calizas con *Inaquia simplex*, por lo cual *Embergerella* cf. *cruciata* se localiza, al menos en este sector, en la base del Aptense superior (Gargasiense inferior).

En relación con las dolomías que coronan la serie estratigráfica, MARTINEZ y NUÑEZ (1974) fijan para las mismas una edad Albo-Aptense en virtud de la presencia de *Inaquia* sp. Como se ha indicado, considero que estas dolomías son del Vraconense-Cenomanense inferior, en la base, en virtud de la asociación de Orbitolinas antes citadas.

DABRIO y LOPEZ-GARRIDO (1975), en las Hojas de Santiago de la Espada y Orcera respectivamente, interpretan que las arcillas ferruginosas comenzarían en el Kimmeridgenense inferior, llegando hasta el Barremense por correlación litológica con la edad dada en la hoja de Villacarrillo.

IV.5.- COMPOSICION, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

Se presta la mayor atención al estudio de las texturas de las rocas carbonatadas que constituyen los diversos tramos de la serie del Jurásico terminal y del Cretácico en la Sierra de Cazorla.

IV.5.1.- Tramo de calizas del Jurásico terminal.

Se trata de calizas bastante puras, que desde el punto de vista textural varían desde Intrabiomicrita a Intramicrita con fósiles. Es frecuente encontrar zonas removilizadas por acción de organismos y rellenas de sedimento micrítico, que se presenta finamente recrystalizado. Existe también micritización incipiente de algunos microorganismos. (ver Lám. I, Foto. 1).

IV.5.2.- Margas amarillas y arcillas rojas ferruginosas (C' 1).

Están constituidas exclusivamente por material arcilloso, faltando los elementos terrígenos tamaño arena. Cuando rara vez se encuentra algún grano de cuarzo, este presenta un hábito bipiramidal bastante bien desarrollado. En las arcillas y margas se pueden encontrar los elementos siguientes en orden decreciente de abundancia: pisolitos ferruginosos, nódulos ferruginosos, niveles de conglomerados y cantos redondeados.

Los pisolitos ferruginosos tienen formas esféricas y tamaños que varían entre 3 mm. y 1 cm. de diámetro. La estructura concéntrica de los mismos está bastante bien marcada. Su origen está ligado a fenómenos de laterización.

Los bancos de conglomerados no suelen pasar el medio metro de espesor. Los más gruesos, presentan a veces estratificaciones cruzadas difusas, de gran escala, en las que las líneas cruzadas son rectilíneas y los "set" de superficies paralelas a la estratificación. La procedencia de los aportes es del Oeste y del NW. Desde el punto de vista textural, los conglomerados tienen cantos ferruginosos y carbonatos muy epigenizados a material ferruginoso. Todo el conjunto está muy recristalizado. A veces (Lám. I, Fot. 2), los bancos están recubiertos por una película carbonatada, cuyas características serán analizadas a continuación.

Los nódulos ferruginosos son formas irregulares en superficie, cuyo tamaño es muy variable pudiendo llegar hasta 15 o 20 cm. de grosor. En la mayoría de los casos están totalmente sustituidos por óxidos de hierro, pero otras veces dejan ver su textura original. Esta, corresponde realmente a un canto carbonatado que se encuentra epigenizado en mayor o menor grado a óxidos de hierro desde la superficie al interior. Los nódulos se diferencian de los cantos redondeados en que, además, estos tienen una costra carbonatada que envuelve la superficie externa de los mismos. Estos cantos llegan a medir hasta 15 cm. de diámetro. A continuación se analiza la textura del núcleo, tanto de los nódulos no epigenizados totalmente como de los cantos redondeados y de la costra envolvente.

Naturaleza del núcleo.- No todos los núcleos de los cantos presentan las mismas características texturales. En Monte Sión se han encontrado cantos cuyo núcleo está formado por calcita micrítica en la que se identifican dos zonas, una más clara que otra, irregularmente distribuidas (Lám. II, Fot. 1). En ambas existen partículas micríticas moteadas (*clotted micrite*) rodeadas de pequeñas y numerosas irregularidades esparíticas que recuerdan a los canales (ESTEBAN-1974) y (WALLS y otros - 1975) existentes en los caliches. Estos núcleos pueden corresponder a un canto previo afectado por procesos de calichificación.

Un poco más al Este (SE de Cabañas) los núcleos son cantos redondeados de rocas preexistentes, dentro de los cuales no se han reconocido procesos de formación de caliches. Se trata de calizas micríticas con oncolitos en los que se observa muy bien no solo la textura concéntrica de las envueltas algales, sino las propias fibras de las algas sobretudo en las partes internas de los oncolitos (criterio este por el de se descarta la posibilidad de que se traten de pisolitos además de que van asociados a Caráceas y escasos Milicoides) (ver Lám. XXIX, Fot. 1 perteneciente a un nódulo del sector de Cabañas). En otros casos el núcleo está totalmente epigenizado en material ferruginoso y presenta granos de cuarzo tamaño arena fina y limo (Lám. I, Fot. 4).

Las microficies de las calizas que constituyen el núcleo de muchos cantos, recuerdan a las calizas del Barremense - Aptense inferior, de la Sierra del Segura, cuyo origen está relacionado con medios mareales y palustres de salinidades inferiores a la del mar. Estas calizas, llegaron a depositarse con bastante probabilidad en algunos sectores de la Sierra de Cazorla y fueron posteriormente erosionadas. Sus cantos quedaron incorporados a las arcillas y margas ferruginosas, pudiendo desarrollarse en ellos fenómenos de calichificación.

Naturaleza de la corteza.- La corteza que envuelve a los cantos redondeados o que tapiza los niveles de conglomerados, puede estar formada por dos tipos de materiales (ver Lám. I, Fot. 2, 3 y 4). Uno constituido por calcita laminada cuyas formas varían de globulosas a aplanadas y otro de naturaleza arcillosa y/o conglomerática impregnada de óxido de hierro.

La costra carbonatada presenta las siguientes características:

- Está formada por calcita de naturaleza esencialmente inorgánica, ya que no se ven restos o fibras de algas. Presenta láminas de calcita esparítica de grano muy fino alternando con otras más delgadas de micrita en las que puede existir un residuo insoluble arcilloso o ferruginoso. Esta alternancia, que le confiere el aspecto laminado a la corteza carbonatada, está atravesada hacia el exterior de la misma, por largos cristales de calcita de disposición radial producto de una recristalización posterior.

- Pueden existir diversos episodios de bandas de calcita laminada, de grosor variable, y que se disponen entre sí a modo de "discordancias", llegando a superponerse las bandas más externas directamente sobre el núcleo (ver Lám. I, Fot. 4). Este fenómeno es una prueba a favor de que el depósito de la calcita está directamente influenciado por la posición que adopta el canto, existiendo épocas en que la superficie expuesta de las costras es "arrasada" por disolución del CO_2 .

- Junto con bandas en las cuales las láminas de calcita son bastantes planas, existen otras en las que las láminas adoptan formas irregulares. La formación de estas últimas, puede estar condicionada por la existencia de encostramientos previos, de naturaleza arcillosa o conglomerática, endurecidos. En efecto en la Lám. I, Fot. 4 y en otras preparaciones del mismo canto, talladas tangencialmente a la corteza, se puede observar como la banda de calcita laminada irregularmente presenta una parte interna columnar, rodeada de arcilla, y que más hacia el exterior las láminas de calcita se hacen continuas.

La interpretación de este fenómeno podría ser como sigue: un anterior encostramiento arcilloso y endurecido, podría haber sido perforado (por ejemplo por acción de raíces). Los huecos son rellenados por calcita cuyas láminas tienden a adaptarse centrifugamente a la perforación columnar existente. Cuando el crecimiento de calcita ha rebasado el nivel de la costra arcillosa, se forman láminas continuas. Los encostramientos arcillosos y conglomeráticos pueden originarse sobre las bandas de calcita laminada, previa erosión de esta (Lám. I, Fot. 2).

- Existen poros rellenos de esparita o de arcilla ferruginosa, que cortan a las láminas de calcita (Lám. I, Fot. 4) o bien se disponen paralelos a ellas (Lám. I, Fot. 2). Estos espacios se interpretan como tubos originados por algas, raíces o ramas, (MULTER y HOFFMEISTER, 1968; (WALKDEN, 1974) y (IRON y MÜLLER, 1968).

Estas características hacen pensar que las láminas y bandas de calcita son el producto de la precipitación de CO_3Ca por percolación de agua meteórica o de ascenso, por capilaridad, del agua infiltrada en el suelo. Por lo tanto, se trataría de un medio aéreo y de un proceso semejante al de la formación de las actuales costras de exudación.

MULTER y HOFFMEISTER (1968) citan un ejemplo de costras laminadas ligadas a suelos desarrollados sobre las calizas de Florida Keys. Diferencian 3 tipos de costras: a) costra laminada porosa, en las que estos poros son tubos debidos a tallos y raíces, b) costra densamente laminada y c) corteza microcristalina, siendo esta la más delgada y la que está en contacto directamente con la roca subyacente. WALKDEN (1974) presenta un ejemplo similar de costras carbonatadas ligadas a un suelo que se desarrolla sobre un paleokarst de calizas carboníferas en Inglaterra. DURAND (1963) para el Cuaternario de Argelia y MONTENAT (1973) en las formaciones cuaternarias del levante español, diferencian, por un lado los encostramientos de limo y material arenoso y por otro, lo que denominan la "costra zonal". Esta última, está formada por láminas de calcita criptocristalina originada por precipitación de CO_3Ca al aire libre. El encostramiento de limo, propio de épocas con aportes, y la costra zonal pueden alternar de modo rítmico en un perfil.

Tanto las costras carbonatadas como los módulos y niveles de conglomerados, podrían formar parte de un proceso de calichificación no muy desarrollado. Sin embargo se tienen ciertas reservas para afirmar esto de modo categórico ya que se echan de menos diversos tipos estructurales tales como: existencia de estructuras pisolíticas carbonatadas con elongaciones gravitacionales, gradación inversa de los pisolitos y de las partículas de tipo pelotoidal (*reverse graded-bedding*) (DUNHAM-1969) y (BERNOUILLI y WAGNER-1971), presencia de cemento esparítico fibroso, también llamado cemento microestalactítico (PURSER-1972, 1973 y 1975) o cemento *dripstone* (BERNOUILLI y WAGNER-1971) o *flower-spar* (JAMES-1972).

Existen diversos tipos de estructuras laminadas carbonatadas, cuyos orígenes son distintos al estudiado y que a primera vista pueden parecerse a las costras carbonatadas que aquí se presentan. Son los siguientes:

- Estructuras estromatolíticas. Son originadas por acción de mallas de algas que crecen en llanuras de mareas. Se forman actualmente en las Bahamas (SHINN y otros, 1965), (SHINN y otros 1969) y (GINSBURG y otros, 1975), en las costas de Australia (DAVIES, 1970), (HAGAN y LOGAN, 1975), (WOODS y BROWN, 1975) y en el Golfo Pérsico (ILLING y otros 1965), por citar unos pocos trabajos. También son numerosos los ejemplos en sedimentos antiguos. Los sedimentos estromatolíticos se caracterizan por existencia de láminas, fibras o restos de algas cianofíceas; alternancia de láminas originadas por acción de dichas algas con niveles detríticos que obedecen, muchas veces, a destrucción de las mallas de algas y presencia de grietas de desecación.

- Coniatolitos y Coniatoides. Estos términos son empleados por PURSER y IDREAU (1973) para designar las laminaciones originadas, sobre un substratum o alrededor de una partícula respectivamente, en la zona supramareal del Golfo Pérsico. Se trata de costras de aragonito y calcita de alto contenido en Mg. (LUCIA-1968) y (EVAMY-1973), formados por precipitación físico-química a partir de agua marina que queda en la zona supramareal. Están también asociadas a otras estructuras propias de caliches y de zonas vadosas (SHOLLE y KINSMAN-1974) con la diferencia de que en este caso las aguas son hipersalinas en lugar de hiposalinas. Las estructuras bandeadas que presentan son parecidas a las que aquí se describen, si bien la costra aragonítica de los coniatoides es uniforme y con textura ra-

dial bien marcada.

- Costras de calcita originadas en cuevas. Este tipo aunque presenta laminaciones de calcita parecidas a las estudiadas, sin embargo la localización de las mismas no tiene nada que ver con suelos, como ocurre en nuestro caso.

IV.5.3.- Margas verdes con niveles de calizas.

Los episodios de margas están caracterizados por el escaso contenido de partículas tamaño arena. Casi todas estas corresponden a granos carbonatados, estando los granos de cuarzo prácticamente ausentes. Estos son bastante redondeados y no presentan el hábito bipiramidal tan característico del tramo anterior.

Los niveles carbonatados comprenden diversos tipos texturales que se analizan a continuación:

Micritas con Caráceas.- Corresponden a micritas bastante homogéneas (Lám.II, Fot.2) en donde es difícil encontrar zonas recristalizadas. La matriz contiene a veces escasos pellets y peloides. La existencia de Oogonios de Caráceas (*Atopochara trivolvii*) y tallos de Caráceas, es el fenómeno más significativo. También se encuentran Gasterópodos de carácter lacustre.

Micritas intraclásticas.- Se trata de las denominadas "facies de cailloux noirs" por los autores franceses. Estas facies están bastante bien desarrolladas en la Sierra del Segura, donde forman espesores considerables de calizas.

Los intraclastos, de naturaleza netamente micrítica, azoicos o con restos de Gasterópodos y a veces más oscuros que la matriz, no están siempre individualizados de la misma, sino que a veces tienen límites difusos.

Como se analizará más adelante, el fenómeno de formación de los mismos es un proceso polifásico. Algunos autores (FREYET-1973) piensan en una primera etapa de formación de un nódulo que se figura. Posteriormente hay un relleno de los huecos y de las fisuras por un sedimento micrítico, en el cual puede desarrollarse, mientras está blando, una textura "fenestral" originada por escape de aire, o bien originada por desecación cuando el sedimento está ya más endurecido. En el primer caso las "fenestras" son de tipo vacuolar y en el segundo más finas y laminares, (SHINN-1968). Observense estos fenómenos en la Lám.II, Fot.3, además de un intraclásto en la parte superior izquierda que se encuentra parcialmente fisurado y relleno de una micrita con textura "fenestral". AINARDI y CHAMPETIER (1976) explican estos fenómenos por desecación, recristalización, disolución, relleno de micrita y bioturbación.

Según FREYET (1973) la formación del nódulo carbonatado se da en zonas de oscilación del nivel freático (áreas palustres y vadosas e incluso también se forman en suelos).

Calizas laminadas.- Este tipo petrográfico es muy poco frecuente. Se caracteriza por la presencia de abundantes elementos detríticos carbonatados (pellets, peloides, intraclastos, secciones de Ostrácodos etc), que se presentan debilmente laminados. En el caso de la Lám.III, Fot.1, la matriz está finamente recristalizada y los elementos carbonatados recu-

biertos de una fina película esparítica radial.

Calizas con pellets y calizas oolíticas.— Son tipos texturales que presentan normalmente los niveles superiores del tramo que se está considerando. Existe una gran variedad dentro de los tipos que se incluyen en este epígrafe. Son frecuentes las Biopelmicritas con matriz algo recrystalizada y con granos de cuarzo anguloso que puede constituir hasta el 10% del total de los elementos. Existen también peloides e intraclastos finamente oolitizados así como fósiles consistentes en secciones de Ostrácodos y Lamelibranquios. Otro tipo presente son las Dolesparitas (Lám. II, Fot. 4); los oolitos, todos ellos bastante bien seleccionados, tienen una textura concéntrica y radial muy bien definida, cuyo núcleo corresponde a un intraclasto muy redondeado. También se encuentran Intraesparitas en las que los intraclastos están muy redondeados. Por último y marcando, a veces, el tránsito al tramo siguiente, existen niveles de lumaquelas de Ostras cuya textura es de Bioesparita muy recrystalizada.

Aunque se analizará en el apartado siguiente, es obvio que estos últimos tipos texturales indican un medio somero más abierto hacia el mar.

IV.5.4.— Margas arenosas y niveles dolomíticos.

En los niveles blandos de este tramo, a diferencia de los anteriores, es frecuente la presencia de granos de cuarzo tamaño arena así como fragmentos dolomitizados y partículas de mica blanca. Los levigados realizados en todos ellos han resultado azóicos.

La mayor parte de los estratos carbonatados son dolesparitas de grano grueso, en los que la dolomitización secundaria ha borrado todo resto de la textura previa. Están presentes los granos de cuarzo tamaño arena en proporciones de un 5%. Excepcionalmente hay bancos sin dolomitizar cuya textura varía entre Biomicrita a Biomicrita con intraclastos pequeños. En ambos casos la matriz suele estar bastante recrystalizada, así como las secciones de fósiles, especialmente los Rudistas. Los fenómenos de dolomitización secundaria parcial son frecuentes (Lám. III, Fot. 2).

IV.5.5.— Dolomías pardas

En general se trata de dolesparitas de grano medio a grueso con pocos o con ningún elemento de la textura original. Los niveles baseles suelen estar menos dolomitizados, correspondiendo a calizas esparíticas con abundante fauna de Orbitolinas. Son frecuentes los intraclastos y agregados. Existen fenómenos de recrystalización, micritización de conchas y especialmente de dolomitización secundaria parcial, a veces intensa (Lám. III, Fot. 3).

IV.6. EVOLUCIÓN EN EL TIEMPO DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS.

Con los datos que se han expuesto previamente en los apartados anteriores, se van a interpretar los ambientes sedimentarios en los que se depositaron cada uno de los tramos.

estudiados, así como su evolución paleogeográfica.

Durante el Jurásico terminal (Kimmeridgense superior) se implanta un medio ambiente marino, pero de carácter mucho más restringido que el existente durante el Kimmeridgense inferior. Se trata en definitiva del comienzo de la regresión, a consecuencia de la cual, la Sierra de Cazorla quedará emergida en edades inmediatamente posteriores. Los datos en los que se basan estas interpretaciones están fundamentados, por una parte, en aspectos texturales y por otra en criterios de carácter geológico-regional. La presencia de *Campbelliella* (ex *Vaginella*) *striata*, según RAMALHO (1968 y 1971), indica un medio nerítico lagunal de aguas cálidas y poco agitadas, ambiente que por otra parte, es propicio para el desarrollo de Dasycladáceas (*Clypeina jurassica*). Por otro lado, los criterios de tipo geológico regional indican que los materiales del Jurásico terminal (Kimmeridgense superior) se depositaron tan solo en las partes más internas de la Sierra de Cazorla, por consiguiente si la línea de costas estaba muy próxima al ambiente sedimentario debió de ser poco profundo.

La regresión iniciada es la causante de que la Sierra de Cazorla quede emergida durante el Portlandense, con bastante posibilidad, y en gran parte del Cretácico inferior, con seguridad. Según los datos que se desprenden de apartados anteriores, durante ese tiempo se desarrollaron suelos, que fueron erosionados a su vez. Ello explica la existencia de pisolitos y nódulos ferruginosos intercalados en materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, en otras series más orientales.

Las bases en las que se apoya la interpretación de las arcillas ferruginosas como un paleosuelo (interpretación que también es dada por FOUCAULT -1971), con desarrollo de procesos de calificación, son las siguientes: El hecho de que este material rellene a veces pequeños paleorelieves; la existencia sobre el mismo de una costra ferruginosa; el hecho de que las arcillas presenten el aspecto de una "terra-rossa"; la presencia en ellas de cantos redondeados y conglomerados recubiertos por costras del tipo "costras de exudación"; la existencia en estas últimas de posibles perforaciones de raíces; la ausencia total de fósiles, y la presencia de pisolitos y nódulos ferruginosos.

Según la teoría expuesta en apartados anteriores, de todos los suelos que pudieron desarrollarse a lo largo del Portlandense y del Cretácico inferior, se deduce que tan solo ha quedado preservado de la erosión, el que se desarrolló inmediatamente antes de que la Sierra de Cazorla fuese de nuevo asiento de un ciclo sedimentario. En efecto el paleosuelo que hoy se puede reconocer en el terreno (G'₂), quedó fosilizado durante el Aptense superior-Albense inferior, con el depósito de las margas verdes con niveles calizos.

Acercas del ambiente sedimentario en que se depositó este segundo tramo, los datos más significativos se recogen en las Hojas de Villacarrillo, Cazorla y Pozo Alcón. La presencia, escasa pero generalizada, de Caráceas tanto en los niveles de calizas como en los de margas, las texturas micríticas intraclásticas con *birdseyes* (ver apartado IV.5.3) y de micritas peletoidales laminadas, abogan por la implantación de un ambiente de tipo palustre con salinidad inferior a la normal y que con frecuencia quedaba expuesto a las condiciones aéreas. A medida que se avanza hacia el techo del tramo, parece ser que se implantaron condiciones más propicias para la comunicación con el mar abierto. La presencia de calizas oolíticas, así como los niveles lumaquéllicos con Ostréidos lo ponen de manifiesto.

Durante el Albense superior, las invasiones terrígenas por parte del continente se hicieron patentes, como lo demuestra la presencia de margas arenosas y niveles de arenas. El ambiente sedimentario de estos materiales ("facies Utrillas"), si bien es difícil de precisar con exactitud debió de ser cercano a costas, como lo demuestra la existencia de niveles de Ostréidos y de bancos calizos con Rudistas. Estos últimos representan episodios sin aportes terrígenos y en los que se desarrolló, por el contrario, una plataforma carbonatada marina algo restringida propicia para el desarrollo de Rudistas, *Neorbitolinopsis* y algas Dasycladáceas entre otras.

La presencia de esta plataforma carbonatada se puso más en evidencia hacia el Vraconense-Cenomanense inferior, perdiéndose el carácter restringido y creando un biotopo adecuado para la vida de las Orbitolinas planas y otras especies de Orbitolinas. Este ambiente de plataforma abierta se implantó de un modo estable en las edades mencionadas sin embargo no se pueden conocer la evolución del mismo después del Vraconense-Cenomanense inferior, ya que la fuerte dolomitización impide deducir todo tipo de datos.

Con la presencia de este medio sedimentario que se acaba de ver, termina el ciclo sedimentario del Cretácico en la Sierra de Cazorla, ciclo que como ya se ha visto, comienza con un ambiente aéreo y con toda una sucesión de ambientes intermedios, termina siendo marino de plataforma carbonatada abierta.

IV.7.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

La Sierra de Cazorla ha sido objeto, en el presente trabajo, de un estudio que no se considera exhaustivo, pero del que se han obtenido un conjunto de conclusiones. Los sectores que han permitido sacar mejores resultados corresponden a las Hojas de Villacarrillo, Cazorla y Pozo Alcón. La mayor parte de los cortes ponen de manifiesto sucesiones estratigráficas similares en muchos casos y cuyas características quedan recogidas en el apartado IV.3. Las series presentan un contenido fosilífero escaso o nulo, de aquí que la interpretación de los distintos acontecimientos encuadrados en su marco geológico-histórico, puede llegar a ser problemática. Las conclusiones de índole paleogeográfica, que se obtienen en este trabajo y que son en parte coincidentes con los resultados de otros investigadores, son las siguientes:

- Los últimos materiales jurásicos que se depositaron, posiblemente solo en las áreas más internas de la Sierra de Cazorla, corresponden al Kimmeridgense superior.

La Sierra de Cazorla quedó emergida durante el Portlandense y gran parte del Cretácico inferior. Durante el tránsito Jurásico-Cretácico tiene lugar una etapa de inestabilidad tectónica, cuyas consecuencias van a ser el plegamiento suave de los materiales jurásicos que en ella existen y la emersión de la Sierra. En relación con la etapa de emersión se formaron suelos que fueron erosionados durante el Cretácico inferior.

- Como se verá más adelante para la Sierra del Segura, la ocupación de las partes más externas de la misma por las calizas del Barremense-Aptense inferior, pudo exten-

derse había algunos sectores de la Sierra de Cazorla (sobre todo los meridionales).

- Estos niveles calizos son erosionados e incorporados en parte a unas arcillas y margas ferruginosas, que representan el paleosuelo más moderno que se desarrollaría y que se depositó, como los niveles calizos mencionados, discordante sobre los terrenos jurásicos anteriormente plegados. Según la hipótesis propuesta en páginas anteriores, su edad es la base del Aptense superior.

- Dicho paleosuelo va a ser la base sobre la que se va a iniciar un ciclo sedimentario cretácico, que finalizará, con el desarrollo de facies netamente marinas, después del Vraconense-Cenomanense inferior. En el Albense superior tiene lugar el desarrollo de las facies Utrillas, en cuya edad comienzan también a manifestarse los episodios marinos de plataforma carbonatada que ocuparán toda la región de una manera definitiva, en el tránsito Cretácico inferior-Cretácico superior.

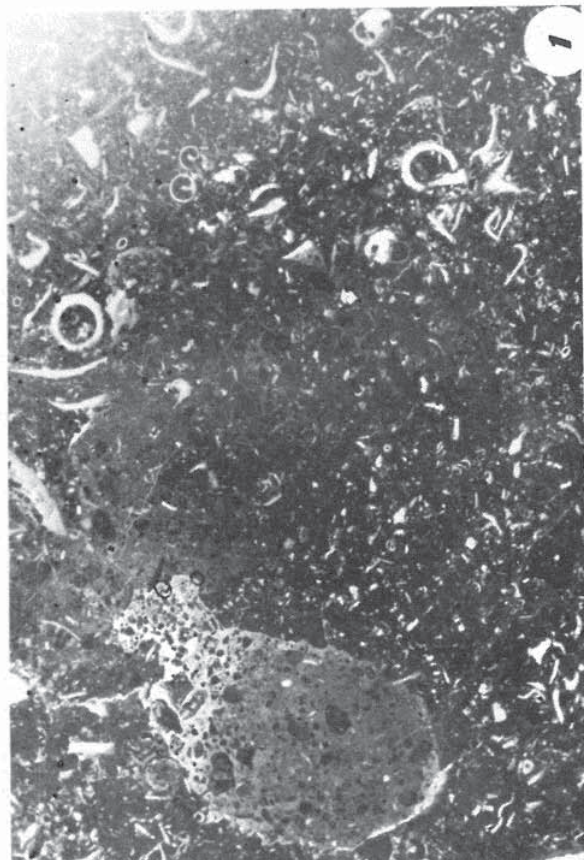
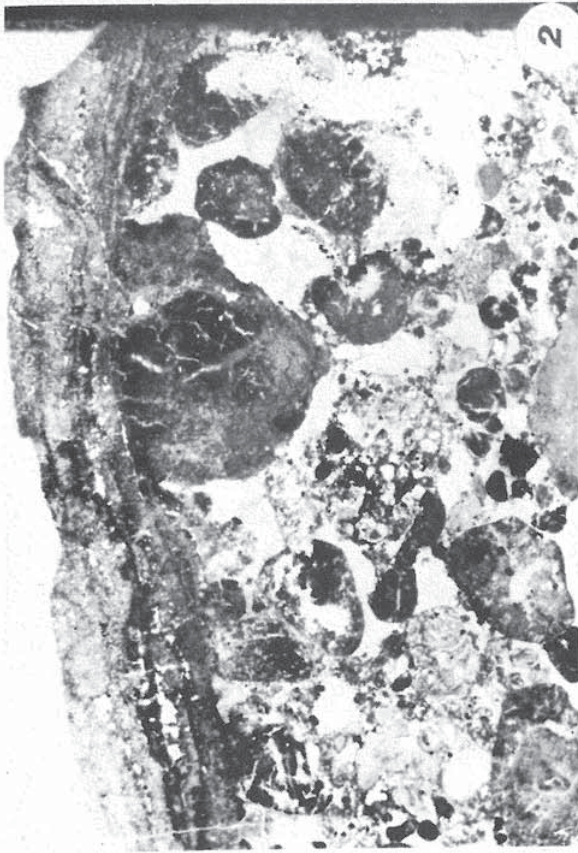
- Después del Cenomanense y hasta el Mioceno, la Sierra de Cazorla no va a ser ocupada por la sedimentación y si lo fue, los materiales depositados han sido erosionados.

Algunos de estos puntos merecen ser reconsiderados. En las regiones más externas del Prebético (FOUCAULT - 1971 y MARTINEZ y NUÑEZ-1973) y en el sector del Yelmo-Segura de la Sierra (LOPEZ GARRIDO-1971a, 1971b), parece evidenciarse que el ciclo sedimentario del Cretácico, se inicia, no con las arcillas ferruginosas del Aptense superior, sino con las margas arenosas y arenas de facies Utrillas. De manera que son estas y no aquellas las que "solapan" a los distintos términos jurásicos. Es muy posible que en los sectores indicados, los materiales discordantes comiencen a nivel de la base de Utrillas, de manera que las arcillas ferruginosas y margas verdes, si existieron en las áreas mencionadas, fueron también "cepilladas" por las citadas facies.

De todos modos el problema es delicado, ya que la ausencia de organismos así como los recubrimientos de derrubios de estos materiales blandos, dejan planteados siempre alguna duda. Debe ser por esta razón por lo que algunos autores, JEREZ MIR (1973) y LINARES GIRELA (1976) entre otros, utilizan la denominación de facies "Weald-Utrillas" para designar el conjunto de materiales arcillosos y arenosos del Cretácico inferior que se disponen en discordancia sobre los del Jurásico, hacia los sectores más externos del Prebético.

LAMINA I

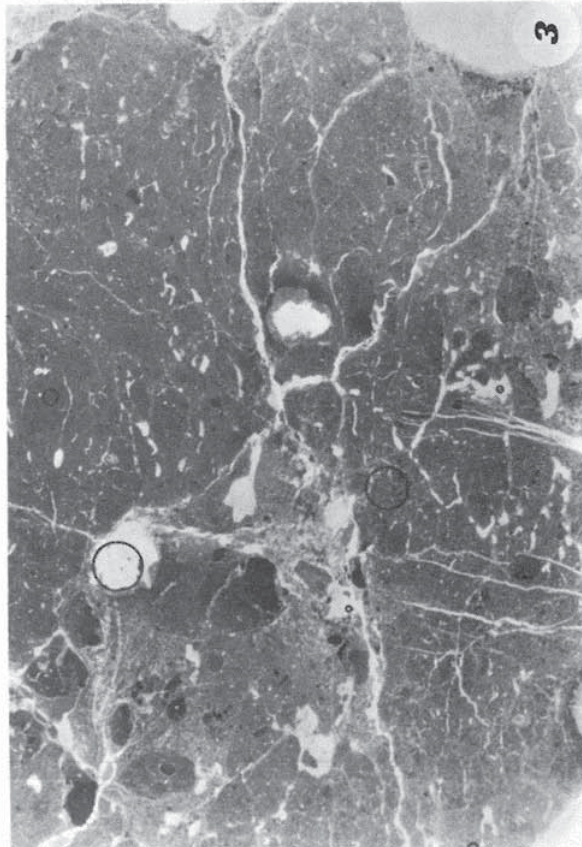
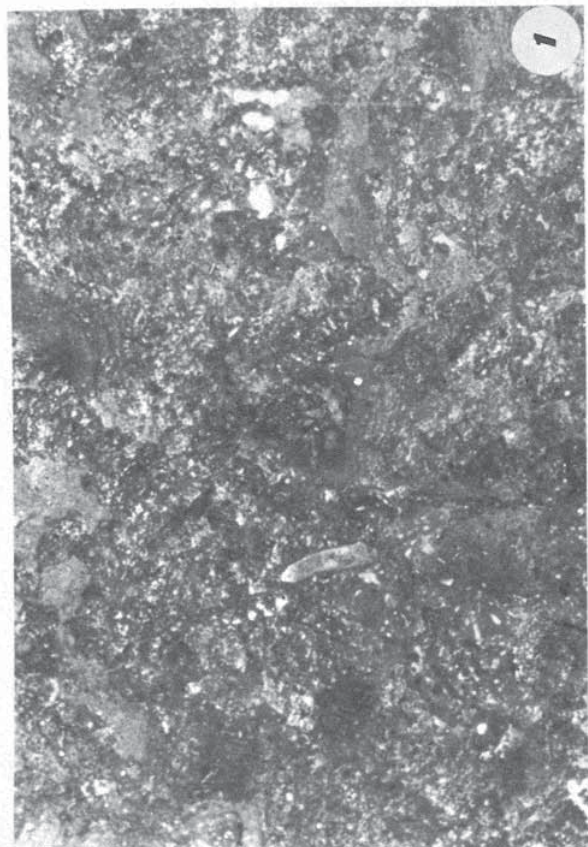
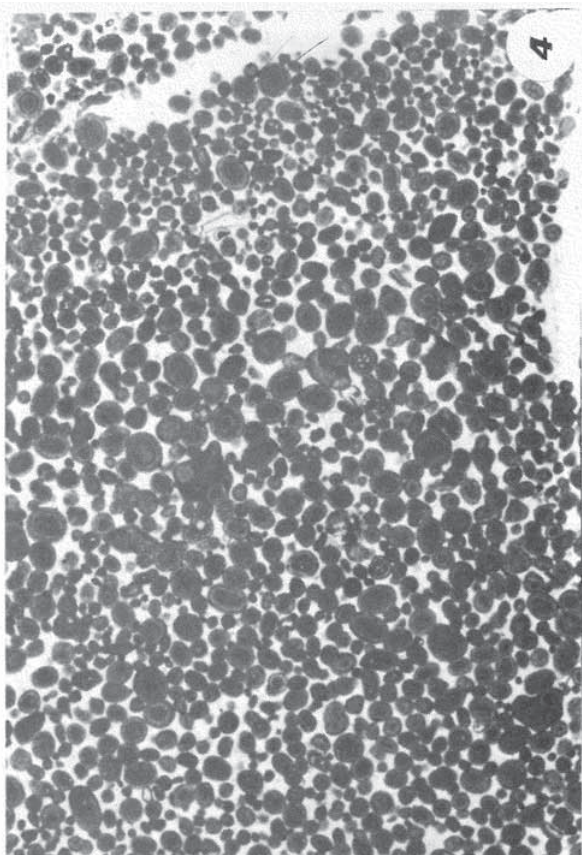
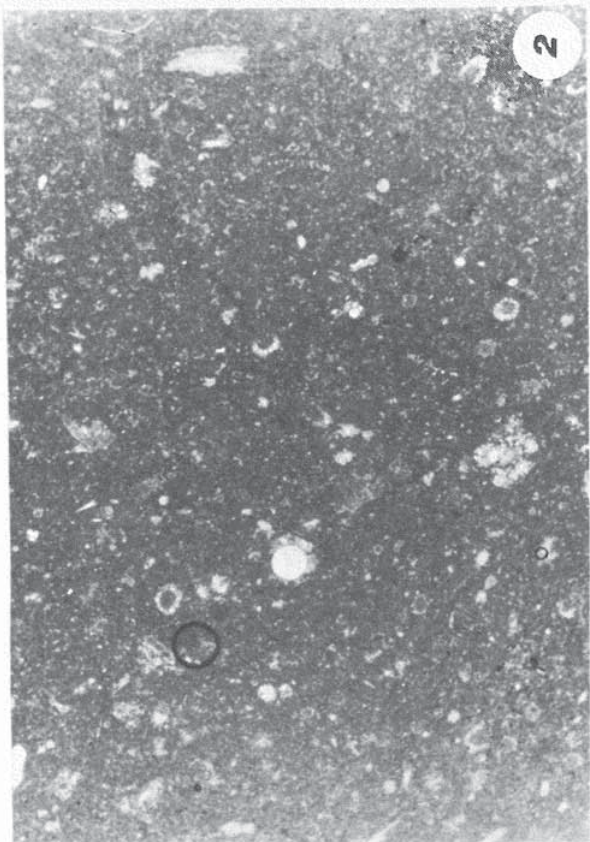
- 1.- Intrabiomicrita bioturbada con *Campbelliella* (ex *Vaginella*) *striata* (CAROZZI) y Gasterópodos; Base del Tramo J₂. Kimmeridgense superior. Facies de plataforma carbonatada restringida. 1 Km al NW del Rayal (Hoja de Pozo Alcón). (X3,5).
- 2.- Nivel de conglomerados con cantos ferruginosos. Los fenómenos de disolución están muy desarrollados. A su vez, el banco está recubierto por una costra laminada de calcita, similar a las "costras de exudación". Nivel intercalado entre las margas y arcillas con pisolitos ferruginosos. Gargasiense inferior. Medio continental. Cercanías de Monte Sión. Muestra SI-1. (X 2).
- 3 y 4.- Microfacies de dos cantos calizos envueltos por costras de calcita de naturaleza inorgánica similares a las "costras de exudación". En la Foto nº3, el núcleo está constituido por una micrita pelotoidal; en la Foto nº4, se encuentra muy epigenizado en material ferruginoso. La corteza la constituyen láminas de calcita espática que alternan con otras de naturaleza microspáritica. Están dispuestas a modo de discordancias (Foto nº2), con numerosos rellenos de arcilla ferruginosa y de material terrígeno tamaño arena (Foto nº3, lado izquierdo). Huecos rellenos de esparita y originados por posible acción de raíces. Cantos envueltos entre las arcillas ferruginosas del Gargasiense inferior. Cercanías de Monte Sión. Muestras SI-1 y 2. (X 4 y X 3,5 respectivamente).



LAMINA II

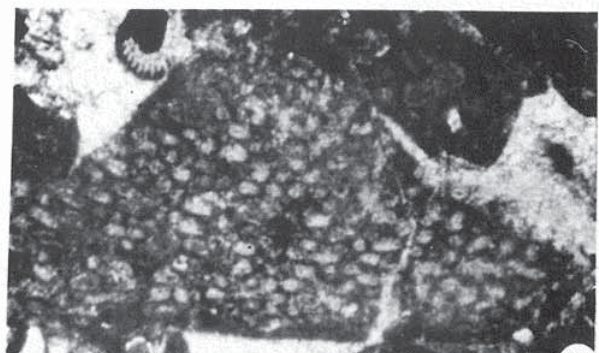
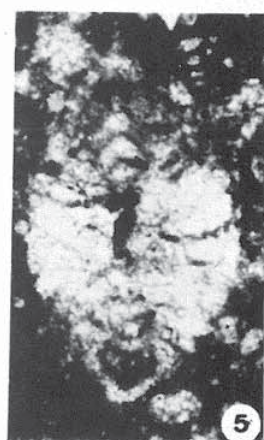
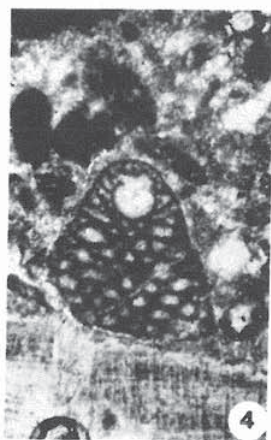
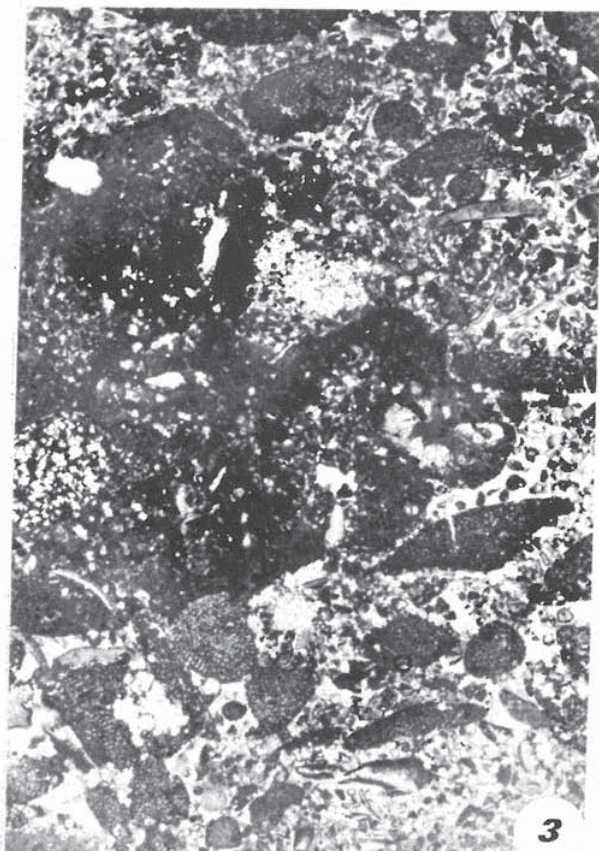
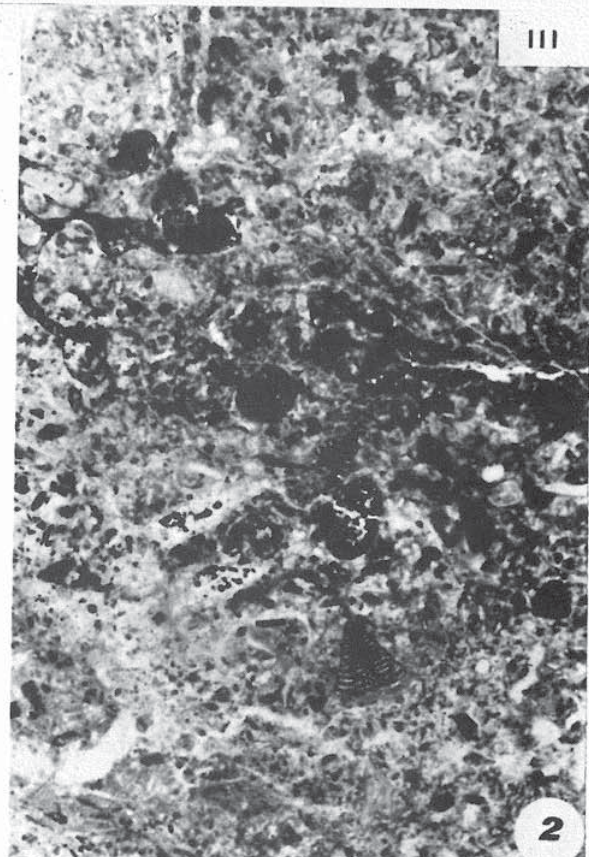
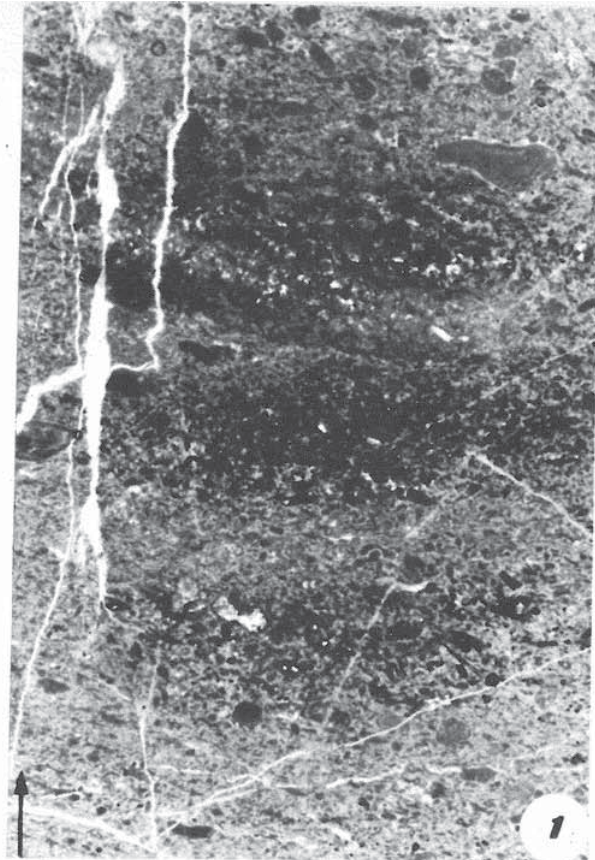
- 1.- Detalle de la textura del núcleo de los cantos existentes entre las margas ferruginosas. Observese la irregular distribución de dos tipos de material micrítico, uno más claro que otro. Presencia de numerosos pellets; aspecto general que recuerda a la textura moteada. Cercanías de Monte Sión. (X 9). Muestra SI-2.
- 2.- Micrita con fósiles constituida por tallos y ogonios de Caraceas *Atopochara trivolvris* PECK) Tramo G₃¹. Ambiente palustre. Corte nº3 a lo largo de la pista del nacimiento del Guadalquivir-Quesada. (X 8).
- 3.- Intramicrita (Facies de calizas intraclásticas o de "cailloux noirs") con desarrollo de textura fenestral (*shrinkage pores*). Aunque el origen de los intraclastos puede ser diverso (ver apartado IV.5.3), en general se originan en un medio que queda expuesto a la interperie. Este hecho viene apoyado por el desarrollo de textura "fenestral", formada en este caso por contracción del material micrítico al quedar expuesto. Tramo G₃¹. Gargasiense-Albense inferior. Igual localización que la anterior. Muestra SC-17. (X 7).
- 4.- Ooesparita. Parte superior del Tramo G₃¹. Albense. Corte nº3 del Embalse de las Aguacebas. (X7).

II



LAMINA III

- 1.- Intrapelmicrita con bioclastos y coprolitos. La laminación está motivada por una cierta selección en el tamaño de intraclatos, coprolitos y pellets. Los bioclastos están constituidos por secciones de lamelibranchios. Parte superior del Tramo G₃¹. Ambiente mareal. Corte nº3 de la transversal del Embalse de las Aguacebas. Gargasiense-Albense inferior. Muestra SC-12b. (X 7,5).
- 2.- Intrabiomicrita con matriz en gran parte recristalizada. *Neorbitolinopsis conulus*. En este nivel se asocian *Uneolina* gr. *xavonia*, "*Trocholina*" *lenticularis*, *Lituolido* sp.3, *Boueina* sp. y *Salpingoponella muehlbergii*, así como secciones de Rudistas. Albense superior. Tramo G₄¹ (intercalaciones calizas). Facies de plataforma carbonatada restringida. Corte nº6 de la transversal del Embalse de Aguacebas. Muestra SC-16b. (X 8).
- 3.- Intrabioparrita parcialmente dolomitizada. *Neoiraquia cuvillieri*, *O. (Orbitolina)* gr. *conca*, secciones de Rudistas. Vraconense. Medio marino de plataforma carbonatada. Tramo C'. Cercanías de Monte Sión.
- 4.- *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE). Corte axial. Albense superior. Tramo G₄¹. Série nº5 del Embalse de Aguacebas. (X 45)
- 5.- "*Trocholina*" *lenticularis* HENSON. Corte axial. Albense superior. Tramo G₄¹. Série nº6 del Embalse de Aguacebas. (X45).
- 6.- *Neoiraquia* sp. Vraconense. Tramo C'. Cercanías de Monte Sión. (X 45).



V.- JURASICO TERMINAL Y
CRETACICO INFERIOR
EN LA SIERRA DEL SEGURA

V. 1.- INTRODUCCION

La Sierra del Segura corresponde en realidad a un conjunto de alineaciones montañosas yuxtapuestas entre sí, a veces separadas por estrechos valles, cuyas directrices generales varían de NNE-SSW a NE-SW. Está limitada al SW por la Sierra de Cazorla y al Oeste y NW por el afloramiento de materiales triásicos que constituyen el valle del alto Guadalquivir. Hacia el Sur la Sierra del Segura queda dividida, gracias a la existencia de valles alargados, en tres abruptas sierras que de Oeste a Este son: la Sierra del Pozo, la Sierra del Castril y la Sierra Seca. Al Este y SE, el límite de la Sierra viene marcado por el cabalgamiento subbético. En su parte central, la Sierra del Segura presenta un fuerte desnivel hacia el valle del Guadalquivir, siendo importantes las elevaciones correspondientes a Banderillas (1.993 m.), El Puntal (1.483 m), Toalillo (1.609 m) y más al Este la Sierra de Almorchón (1.915 m). Hacia el Norte hay que señalar como vértice importante El Yelmo (1.809 m). Más al NE la Sierra del Segura pierde su denominación a la altura del Calar del Mundo y de la Sierra de Alcaraz.

FALLOT (1928, 1943 y 1945) realiza un conjunto de itinerarios geológicos por la Sierra del Pozo, Sierra Seca, sectores de Santiago de la Espada y por los alrededores del Yelmo. En lo referente al Jurásico y Cretácico describe unas características muy generales de los distintos cortes. Pone de manifiesto en el sector desde Pozo Alcón a Tiscar, la presencia del Valanginiense superior con Ammonites y *Exogyra latissima*, así como la de "facies wealdense" al Este del Yelmo, calizas urgo-aptense, materiales de "facies Utrillas" y dolomías del Cretácico superior. En la sierra Seca diferencia el Cretácico medio con Ammonites.

FOUCAULT (1965), plantea la existencia de movimientos tectónicos de edad paleocretácica, que son los causantes de la rápida aparición y brusco engrosamiento de los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico en la Sierra del Pozo.

FOUCAULT (1971) describe las características estratigráficas del Mesozoico y Terciario en las sierras del Pozo, Castril y Seca. Diferencia para la sierra del Pozo una potente unidad litoestratigráfica formada por calizas, margas y calcarenitas del Portlandense-Valanginiense inferior, a las que siguen margas arenosas con Ammonites y *Exogyra* del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior; niveles arenosos con Corales de edad Neocomiense, encima de los cuales se presentan calizas tableadas y arriñonadas con niveles de margas verdosas del Barremense Aptense, seguidas de dolomías pardas del Aptense-Albense. La sierra del Castril y sierra Seca presentan materiales del Berriasense bien identificados por la existencia de Calpionellas, a las que siguen margas con Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior, dolomías del Barremense-Aptense inferior y

un gran espesor de calizas del Aptense superior-Albense superior, margocalizas con Ammonites del Vraconense y dolomías del Cenomanense.

LOPEZ-GARRIDO (1969) da a conocer los primeros datos, muy generales, de la región de Chiclana de Segura-Río Madera, evidenciando la presencia del Aptense mediante fauna de Orbitolinas en Río Madera.

Posteriormente LÓPEZ-GARRIDO y JEREZ MIR (1970), describen la serie de Navalperal que consideran la serie tipo del Mesozoico de la Sierra del Segura en el sector Norte.

LOPEZ-GARRIDO (1971a y b) presenta las características generales, tanto estratigráficas como tectónicas, de la Sierra del Segura en la parte Norte. Describe la existencia del Neocomiense en el Río Madera. El Aptense está caracterizado por calizas, niveles de calizas y margas con Caráceas unas veces y con Orbitolinas otras. El Albense lo constituyen las arcillas y arenas de "facies Utrillas", las cuales solapan, hacia la Meseta, sobre términos cada vez más antiguos, erosionándose de este modo los materiales antealbenses. El Cenomanense-Turonense está representado por diversos tramos dolomíticos.

DABRIDO (1970) realiza un bosquejo estratigráfico del sector del Tranco-Santiago de la Espada. Describe también materiales del Cretácico inferior con fauna de Orbitolínidos, materiales del Albense, así como del Cretácico superior dolomíticos.

DABRIDO (1973) estudia las características estratigráficas y estructurales del sector antes citado, y describe, distinguiendo sobre dolomías atribuidas al Portlandense, un conjunto de calizas, margas y arenas con frecuente fauna de Orbitolinas; arenas y arcillas de facies "Utrillas" que hacia el Sur y SE intercalan episodios carbonatados; dolomías del Cenomanense-Turonense, en cuya base se puede diferenciar, a veces, margocalizas con Orbitolinas y algunos Ammonites. El Cenomanense está representado por calizas, a veces de carácter lagunal, que hacia zonas más internas intercalan niveles de margas con Globotruncanas.

En el presente trabajo se presentan los resultados obtenidos con la realización de unos 40 cortes estratigráficos, cuyo esquema se justificaba en el apartado III.1 y cuya localización se representa en la figura 12.

V.2.- DESCRIPCIÓN DE CORTES

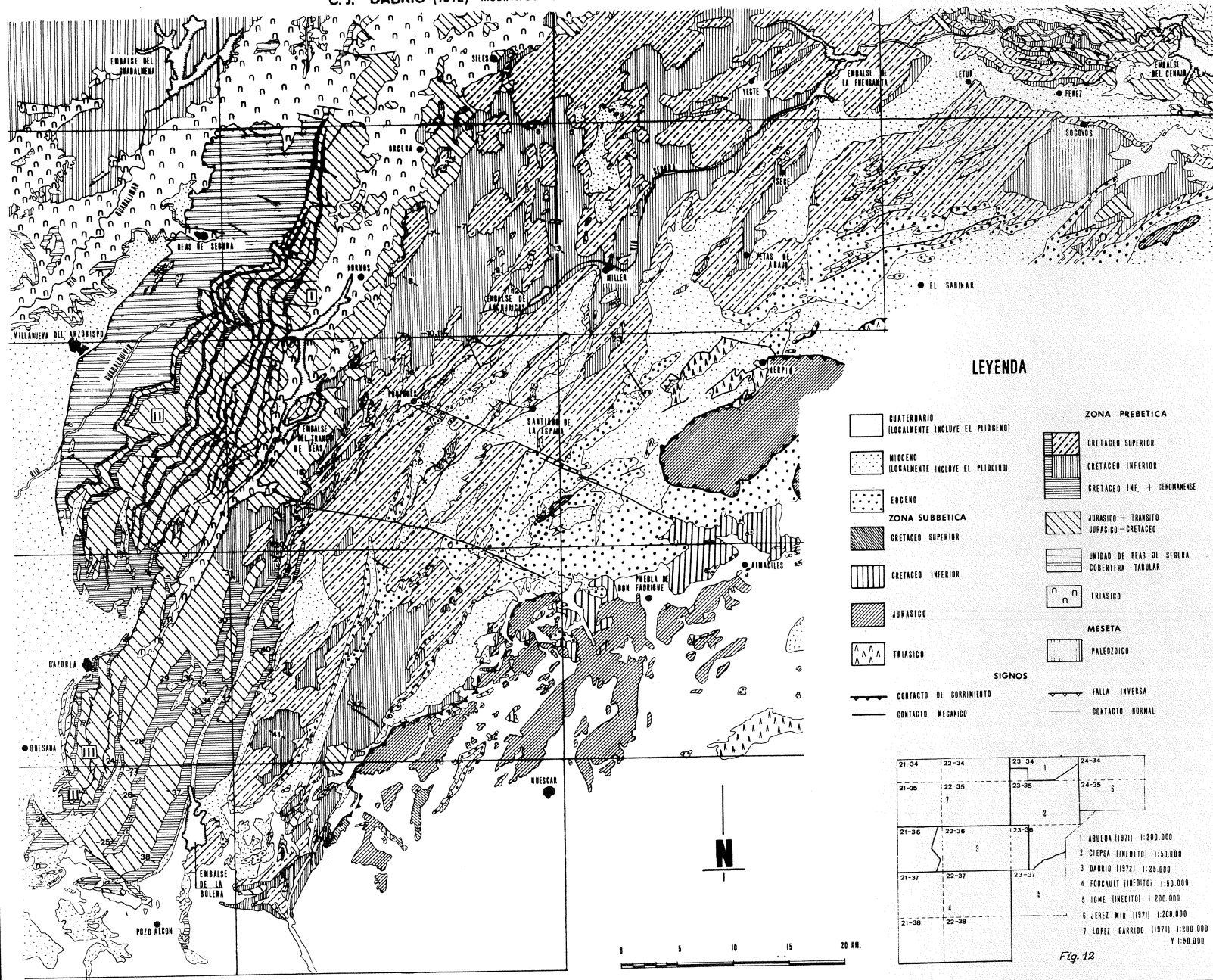
Ya quedaba expresado en el planteamiento del trabajo, que los aspectos relativos a la descripción de series estratigráficas quedarían reducidos al mínimo, procurando para ello que las representaciones gráficas sean bastante completas. De todos modos, se considera indispensable hacer un breve resumen de las características más importantes de cada uno de los cortes. Este es el tema del presente apartado.

Para llevar a cabo dicho comentario de una forma ordenada y sistemática, se ha creído conveniente dividir la Sierra de Segura en varios sectores, que para mayor simplicidad, sus límites se han hecho coincidir aproximadamente con los de las Hojas 1:50.000.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA PREBETICA OCCIDENTAL

C. J. DABRIO (1972) MODIFICADO POR GARCIA-HERNANDEZ (1977)

80bis
(Bandera 1)



LEYENDA

- | | |
|--|---|
| CUATERNARIO
(LOCALMENTE INCLUYE EL PLEISTOCENO) | CRETACEO SUPERIOR |
| MIOCENO
(LOCALMENTE INCLUYE EL PLEISTOCENO) | CRETACEO INFERIOR |
| EOCENO | CRETACEO INF. + CENOMANENSE |
| ZONA SUBBETICA | JURASICO + TRANSITO
JURASICO - CRETACEO |
| CRETACEO SUPERIOR | UNIDAD DE BEAS DE SEGURA
COBERTORA TABULAR |
| CRETACEO INFERIOR | TRIASICO |
| JURASICO | MESETA
PALEOZOICO |
| TRIASICO | |
| CONTACTO DE CORRIMIENTO | FALLA INVERSA |
| CONTACTO MECANICO | CONTACTO NORMAL |

SIGNOS

21-34	22-34	23-34	24-34
21-35	22-35	23-35	24-35
21-36	22-36	23-36	
21-37	22-37	23-37	
21-38	22-38		

1 ABUEBA (1971) 1:200.000
 2 CIEPSA (INEDITO) 1:50.000
 3 DABRIO (1972) 1:25.000
 4 FOUCAULT (INEDITO) 1:50.000
 5 IGME (INEDITO) 1:200.000
 6 JEREZ MIR (1971) 1:200.000
 7 LOPEZ GARRIDO (1971) 1:200.000
 Y 1:50.000

Fig. 12

Estos sectores son:

- sector Norte (Hojas de Siles, Orcera y Yetas de Abajo)
- Sector central (Hojas de Santiago de la Espada y Nerpio)
- Sector meridional (Hojas de Cazorra, San Clemente, Huescar y Pozo Alcón).

Por otra parte, dentro de cada uno de los sectores, las descripciones se llevarán a cabo de áreas más marginales a más internas, es decir de Oeste a Este.

Dentro de este capítulo y para uno de los cortes, se adjuntan como figuras la serie estratigráfica detallada con todos los datos estudiados de la misma, el corte geológico realizado y en muchos casos, un pequeño esquema cartográfico. Todos los cortes quedan indicados en el esquema general de la región (Fig. 12) con un número que se corresponde con el orden seguido en la descripción.

V.2.1.- Sector Norte de la Sierra del Segura.

Dentro de este sector, se pueden considerar dos partes importantes y a la vez distintas, la más marginal que está caracterizada por la existencia de lagunas estratigráficas importantes en el Cretácico inferior y el resto del sector Norte con series estratigráficas completas.

V.2.1.1. Series del borde oriental del sector Norte

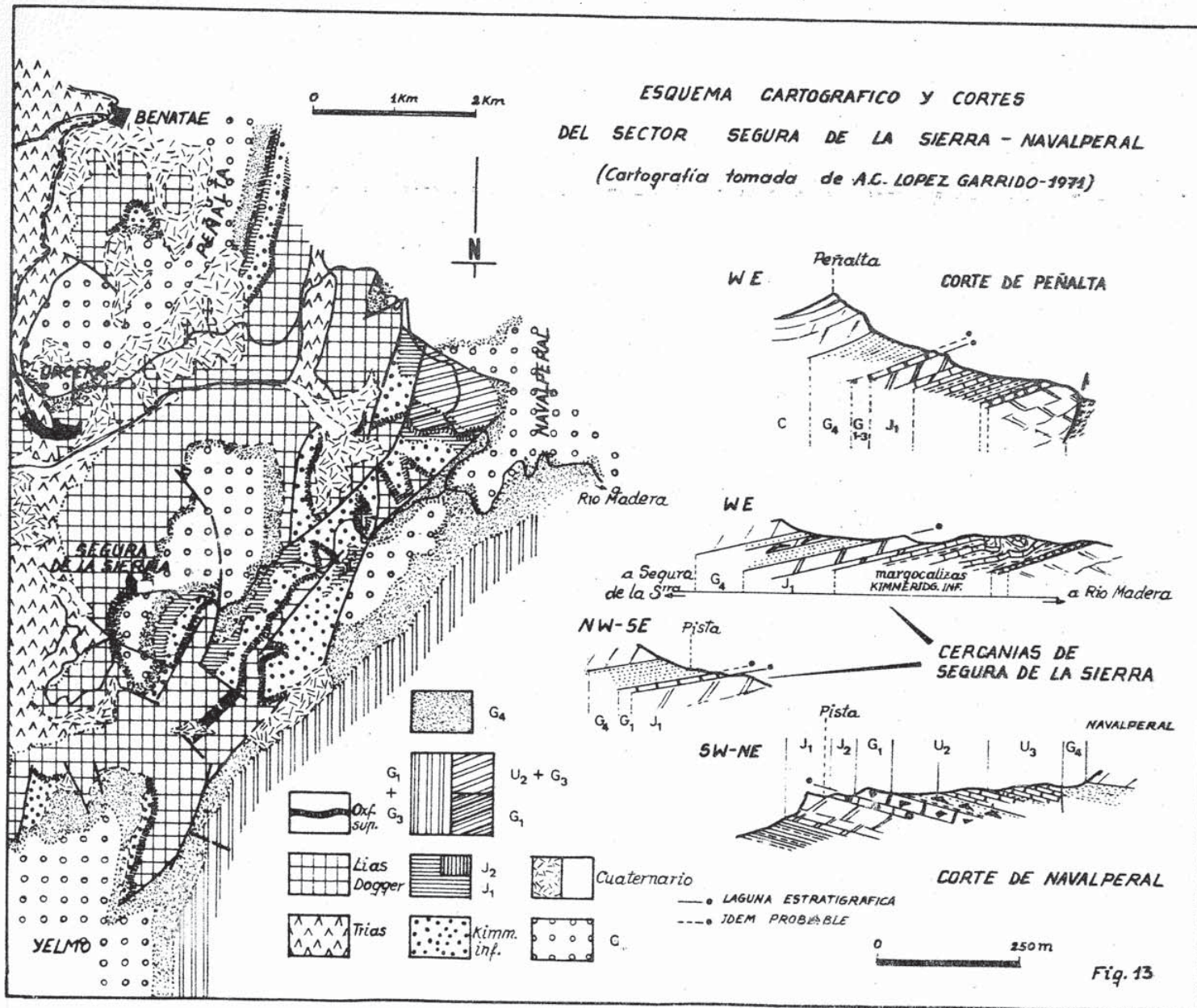
En este sector existen dos solapamientos de distinta envergadura a lo largo del Cretácico inferior, con las consecuentes lagunas estratigráficas que ello representa. El primero de ellos se refiere a la disposición de las calizas de edad Barremense sobre las dolomías del Kimmeridgense medio. El segundo, de mayor importancia, corresponde al solapamiento de los materiales de "facies Utrillas" sobre los distintos términos cretácicos y jurásicos.

Los cortes son los siguientes:

nº 1. Corte de Peñalta. (Fig. 13 y 14).- Se localiza en la ladera oriental del calar de Peñalta, situado en el Sur de la Hoja de Siles. El corte permite reconocer todos los términos jurásicos, que terminan con las dolomías del Kimmeridgense medio. Sobre las mismas, y existiendo por medio una laguna estratigráfica del Portlandense y Neocomiense, se levantan calizas del Barremense-Aptense?. Sobre ellas vienen los materiales de "facies Utrillas", bajo los cuales no es improbable que exista otra laguna estratigráfica; en otros términos, cabe la posibilidad de que las "facies Utrillas" no esten aquí totalmente en su posición normal. La ausencia total de fósiles impide demostrarlo.

nº 2. Corte a 1,5 km al Este de Segura de la Sierra (Fig. 13 y 14).- Realizado cerca del arroyo de los Corazones, cortando la pista forestal. La sucesión estratigráfica es similar a la de Peñalta; el problema con respecto a la laguna estratigráfica de las facies Utrillas queda, como en el corte anterior, sin poder resolverse.

nº 3. Corte a la salida de Segura de la Sierra por la pista a Rio Madera. (Fig. 13, 14).- Están presentes todos los términos jurásicos desde las dolomías del Lías. El Jurásico termina con las dolomías del Kimmeridgense medio sobre las cuales se colocan los materia-



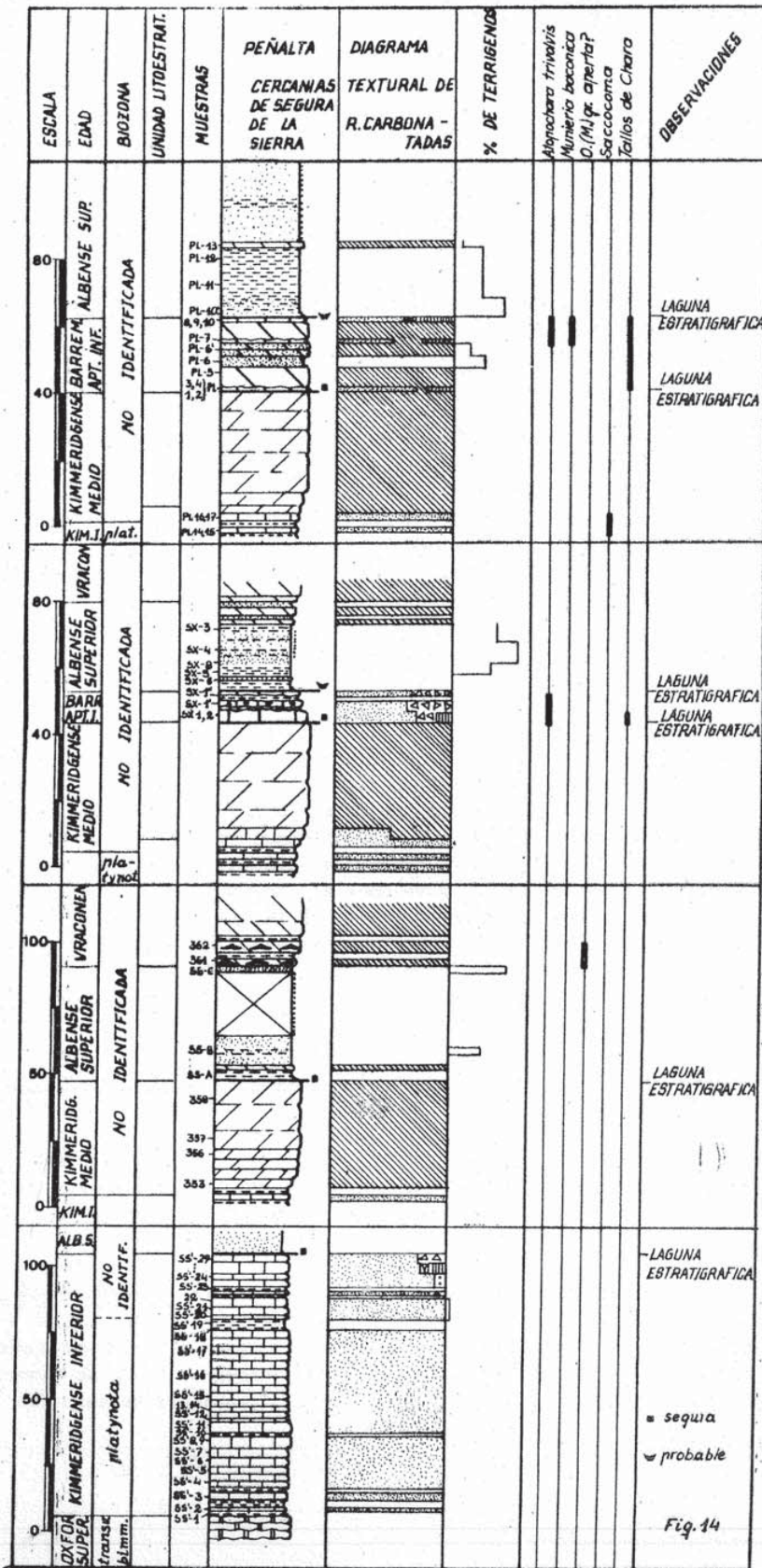


Fig. 14

82bis (trasera de bandera 2)

les arcilloso-arenosos de "facies Utrillas". Por tanto aquí la laguna estratigráfica es de mayor embergadura.

nº 3' Corte entre Segura de la Sierra y el arroyo Pinos Buenos. (Fig. 13 y 14).—Sobre las margocalizas del Kimmeridgense inferior, se sitúan los materiales de "facies Utrillas".

nº 4 Corte de Navalperal. (Fig. 13, 14 y 15).— Este corte, situado en la Hoja de Orquera, está realizado desde el arroyo de Rotamiel hacia el calar de Navalperal, pudiendo seguirse los niveles que interesan por la pista forestal. Las características del corte son las siguientes:

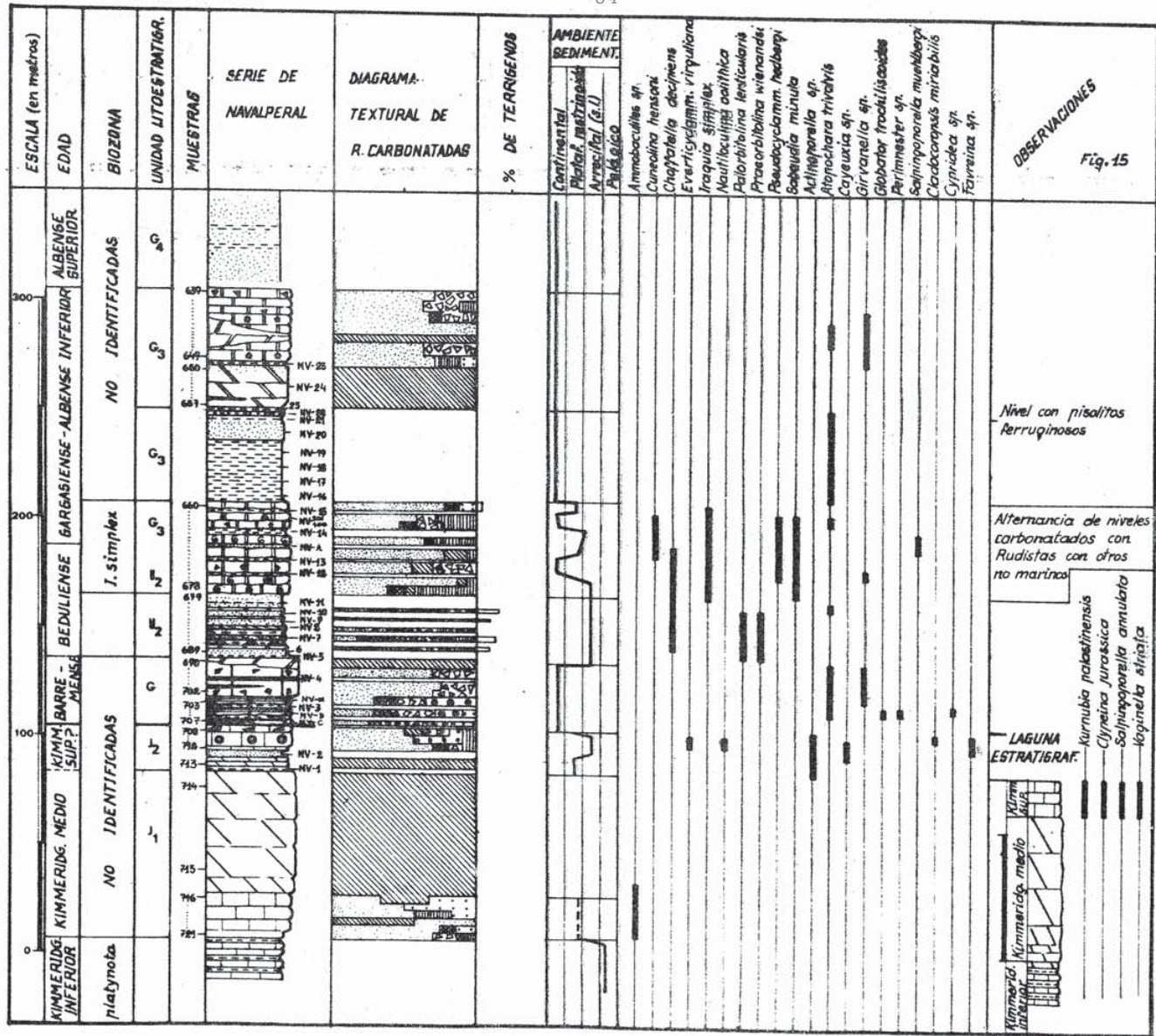
A las dolomías del Kimmeridgense medio, siguen calizas arrecifales del Kimmeridgense superior. Mediando una laguna estratigráfica que ocupa el Portlandense-Neocomiense, se levanta una serie del Cretácico inferior que comienza en el Barremense. Se trata de calizas intraclásticas con Caráceas. Siguen arenas, margas y areniscas del Aptense inferior; la serie continúa con calizas con Rudistas del tránsito Beduliense-Gargasiense. Ya en el Gargasiense existen margas, arenas y calizas micríticas con Caráceas, a veces dolomitizadas, seguidas por los materiales de "facies Utrillas" muy cubiertas.

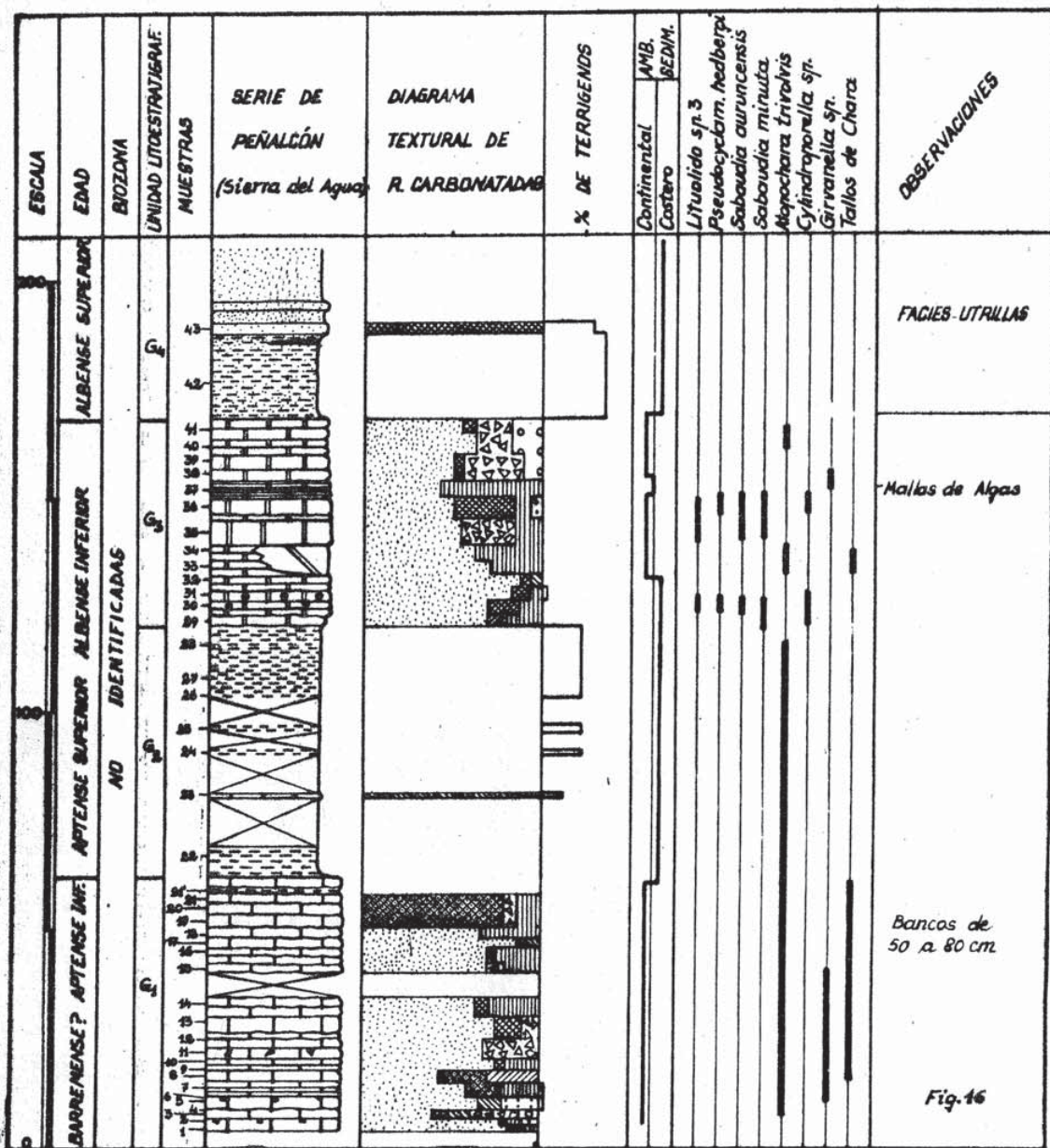
V.2.1.2.- Serie del resto del sector Norte.

Se caracterizan por la ausencia de lagunas estratigráficas. Además, los materiales del Barremense-Aptense están bastante bien desarrollados y constituidos por calizas intraclásticas y con Caráceas, con intercalaciones terrígenas a partir del Aptense superior. Los episodios con Orbitolinas no son muy frecuentes y se localizan en el Aptense inferior y en el tránsito al superior (biozona de *Inaquia simplex*). El espesor que alcanzan los materiales del Barremense-Aptense, impide que afloren con frecuencia unidades litoestratigráficas más antiguas, estando estas constituidas por materiales de facies weald. Las "facies Utrillas", están muy bien desarrolladas y representadas por margas, arcillas y arenas micáceas, estando ausentes en la mayoría de los casos. Las intercalaciones calizas con Orbitolinas. Por esta razón, la edad de las "facies Utrillas" en este sector, aunque con seguridad Albense, no puede precisarse mejor en la mayor parte de los cortes. Sin embargo en unos pocos, puede asegurarse que es tan solo Albense superior.

nº 5. Corte de la Sierra del Agua. (Fig. 16).— Situado al Este de Navalperal, se llega por la pista que sigue el curso del río Tus a la altura de la Sierra del Agua (extremo NE de la Hoja de Orquera). La serie del Cretácico inferior comprende 4 tramos, dos de ellos esencialmente calizos (1 y 3) y otros dos detríticos. Se caracteriza por la ausencia de fósiles determinativos, debiendo corresponder el tramo 1 al Barremense-Aptense inferior, el 2 al Aptense superior, el 3 al Aptense superior-Albense inferior y el 4 ("facies Utrillas") al Albense superior. La edad es deducida por correlación con otros cortes.

nº 6. Corte de Navaltornillo. (Fig. 17).— Se localiza en la Sierra del mismo nombre, en el límite NW de la Hoja de Yetas de Abajo, inmediatamente al Sur del Río Tus. La serie estratigráfica presenta los mismos tramos que el corte anterior, poniéndose de manifiesto en el primero de ellos la presencia del Aptense inferior, y en el tercero del Albense inferior con ciertas reservas.





nº 7. Corte de la ladera oriental del Yelmo. (Fig. 18 y 19).—Realizado por la pista que va desde el Río Madera hacia el Yelmo y continuado desde la bifurcación de la pista de Pontones a Hornos, por esta última. La serie presenta un tramo inferior de margas y arenas con cantos de cuarcita (facies weald) a las que siguen calizas con intercalaciones arenoso margosas de facies restringidas del Barremense base del Beduliense. Hacia el techo del Beduliense se desarrollan facies marinas con arrecifes de Coralos y Orbitolinas. El tránsito Aptense inferior-superior está representado por calizas con Rudistas. El Aptense superior (Gargasiense) comienza con arcillas y margas ferruginosas a las que siguen calizas arriñonadas con intercalaciones de margas verdes y con niveles de Ostréidos en la parte superior. Siguen arcillas y arenas en "facies Utrillas", en cuya mitad inferior se intercalan dos niveles calizos bien datados del Albense superior. Continúa la serie con el conjunto carbonatado del Cretácico superior en cuya base se pone de manifiesto el Vraconense-Cendmanense inferior en facies someras.

nº 8. Corte por el Arroyo del Cortijo Barranco Cano. (Fig. 18 y 20).— Se localiza al SE del Yelmo y se termina en el citado cortijo, situado en la carretera a Hornos. La serie comienza por dolomías, arenas y excepcionalmente calcarenitas de Valanginiense inferior, sigue un potente tramo de margas, arenas y areniscas en el techo (facies weald), en cuya base hay tres metros de margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites del Valanginiense superior Hauteriviense basal. Sobre los materiales de facies weald, se levantan calizas de facies restringidas, en cuyo techo se puede datar el Aptense inferior, siguen niveles margoso-arenosos y calizas del Aptense superior. La serie termina en el cortijo con las calizas oscuras con intercalaciones de margas verdosas del Aptense superior-Albense inferior.

nº 9. Corte del Arroyo de los Anchos. (Fig. 21 y 22).— Se ha levantado por el arroyo del mismo nombre, que desde la cortijada de los Anchos, se dirige hacia el SW hasta llegar a Río Madera, en la Venta de Rámpias. El tramo más antiguo son dolomías que hacia el techo presentan arenas con cantos de cuarcita. El conjunto dolomítico se atribuye al Valanginiense inferior por correlación con otras series y los niveles arenosos representan al resto del Neocomiense en facies weald. Siguen calizas claras, bien estratificadas, de carácter restringido que corresponden al Barremense, seguidas de calizas con Rudistas y un nivel de Corales de edad Beduliense. El tránsito Aptense inferior-superior comienza con unos pocos metros de calizas con Rudistas e *Inaquia simplex* HENSON a las que siguen arenas. La serie continúa con calizas arriñonadas con *Pseudotoucasia* sp. con intercalaciones de margas verdosas del Gargasiense-Albense inferior?. Por último se tienen los materiales de "facies Utrillas".

El corte se complementa con el realizado en la Venta de Rámpias, donde los niveles del Beduliense superior al ser más margosos, presentan gran cantidad de Orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis*) (BLUMENB) sueltas.

nº 10 y nº 11. Cortes del cortijo de la Fuente del Charco. (Fig. 21, 23 y 24).— Se han realizado desde la pista Siles-Pontones al vértice Cabeza Gorda, a la altura del mencionado cortijo. Los cortes se han complementado con un tercero realizado en el arroyo del Torno. La estructura corresponde a un suave anticlinal (Fig. 21) en cuyo flanco Oeste se ha levantado el Corte 10 y en el flanco Este el Corte 11.

El tramo más antiguo corresponde a calizas bien estratificadas, que afloran en núcleo anticlinal en el fondo del arroyo del Torno; son de edad Berriasense. Sigue una potente unidad de dolomías, calizas dolomitizadas con intercalaciones de arenas con cantos de cuarcita del Valanginiense inferior; arenas con cantos de cuarcita (facies weald),

ESQUEMA CARTOGRAFICO Y CORTES DEL
SECTOR ORIENTAL DEL YELMO

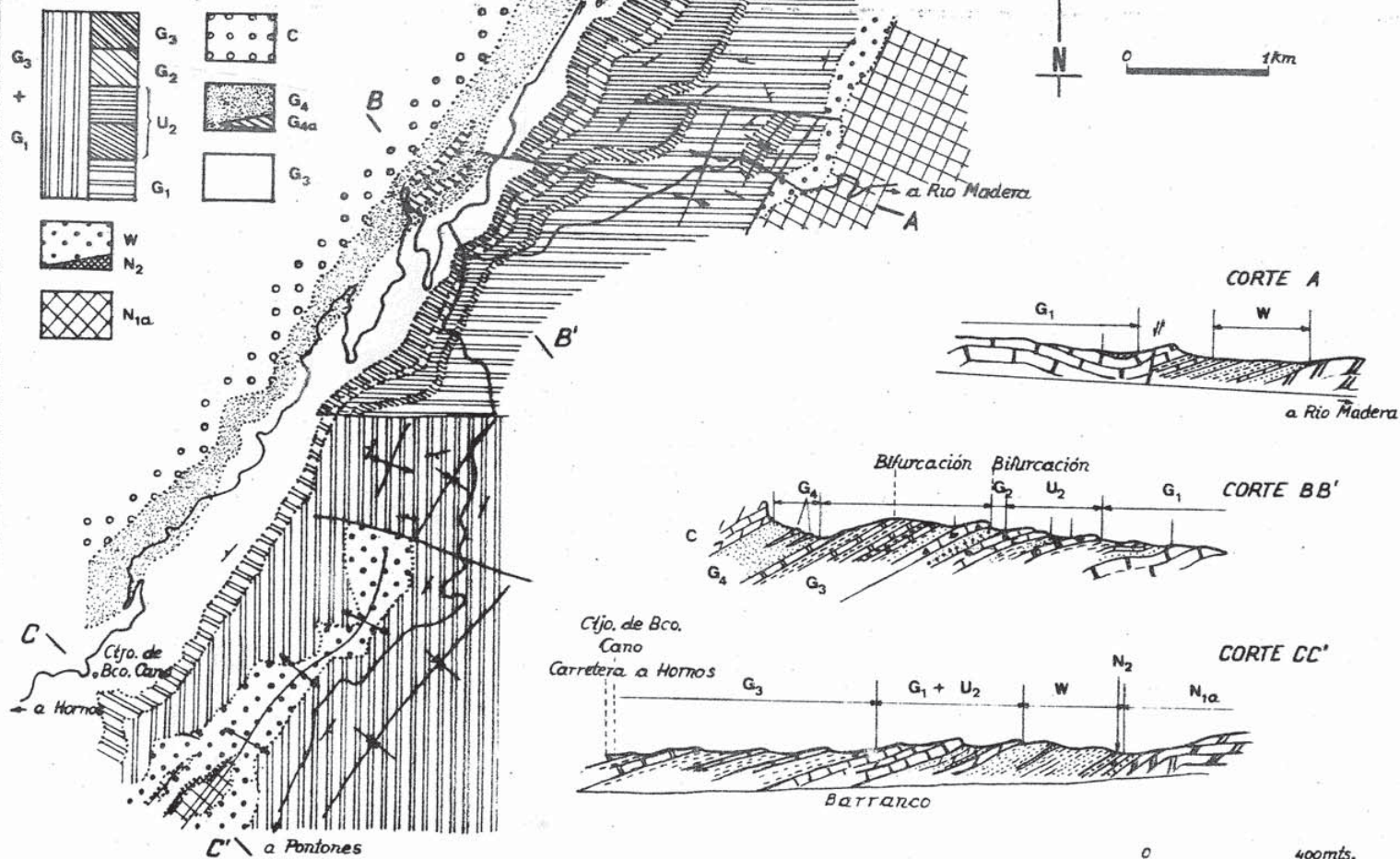


Fig. 18

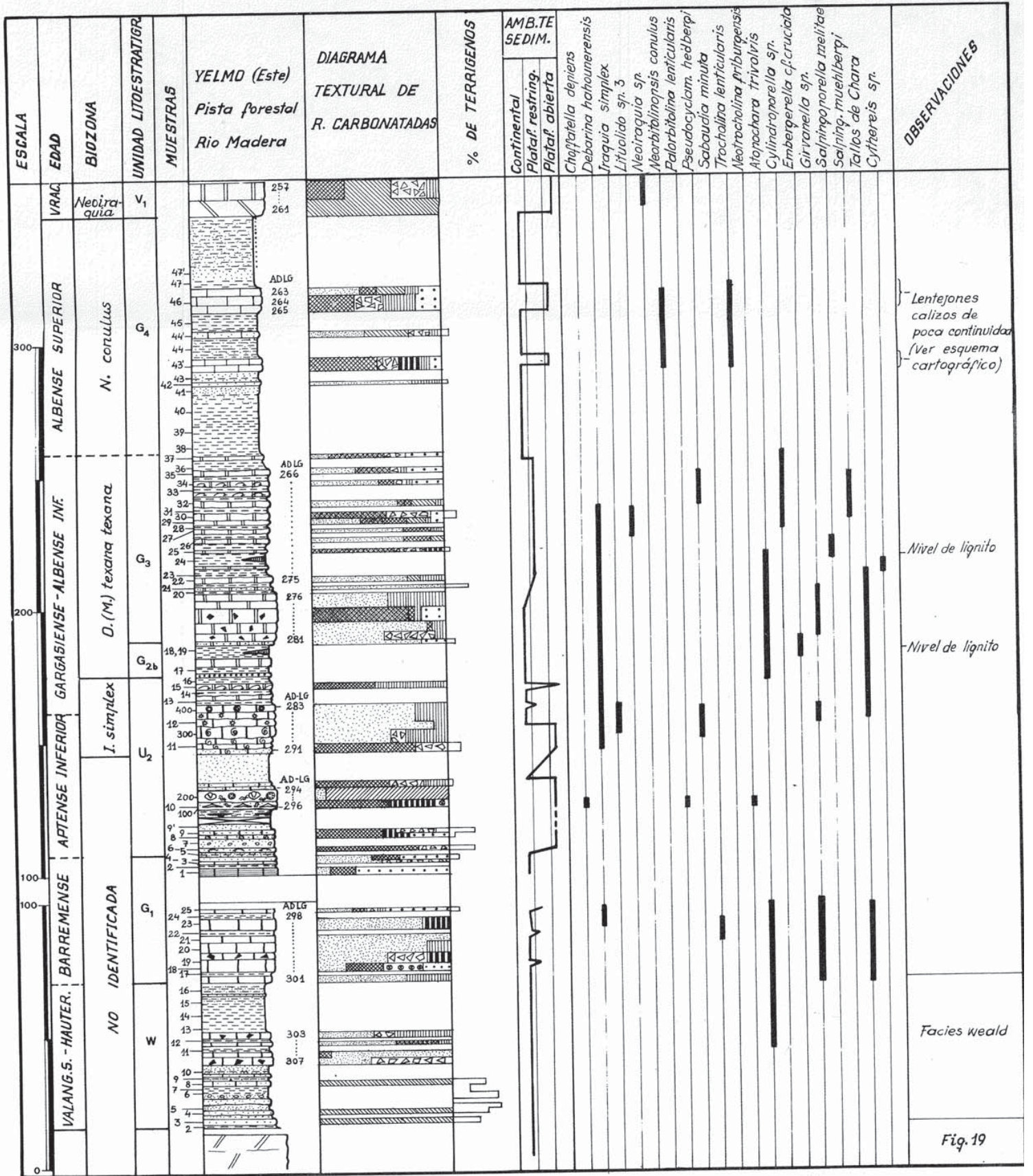
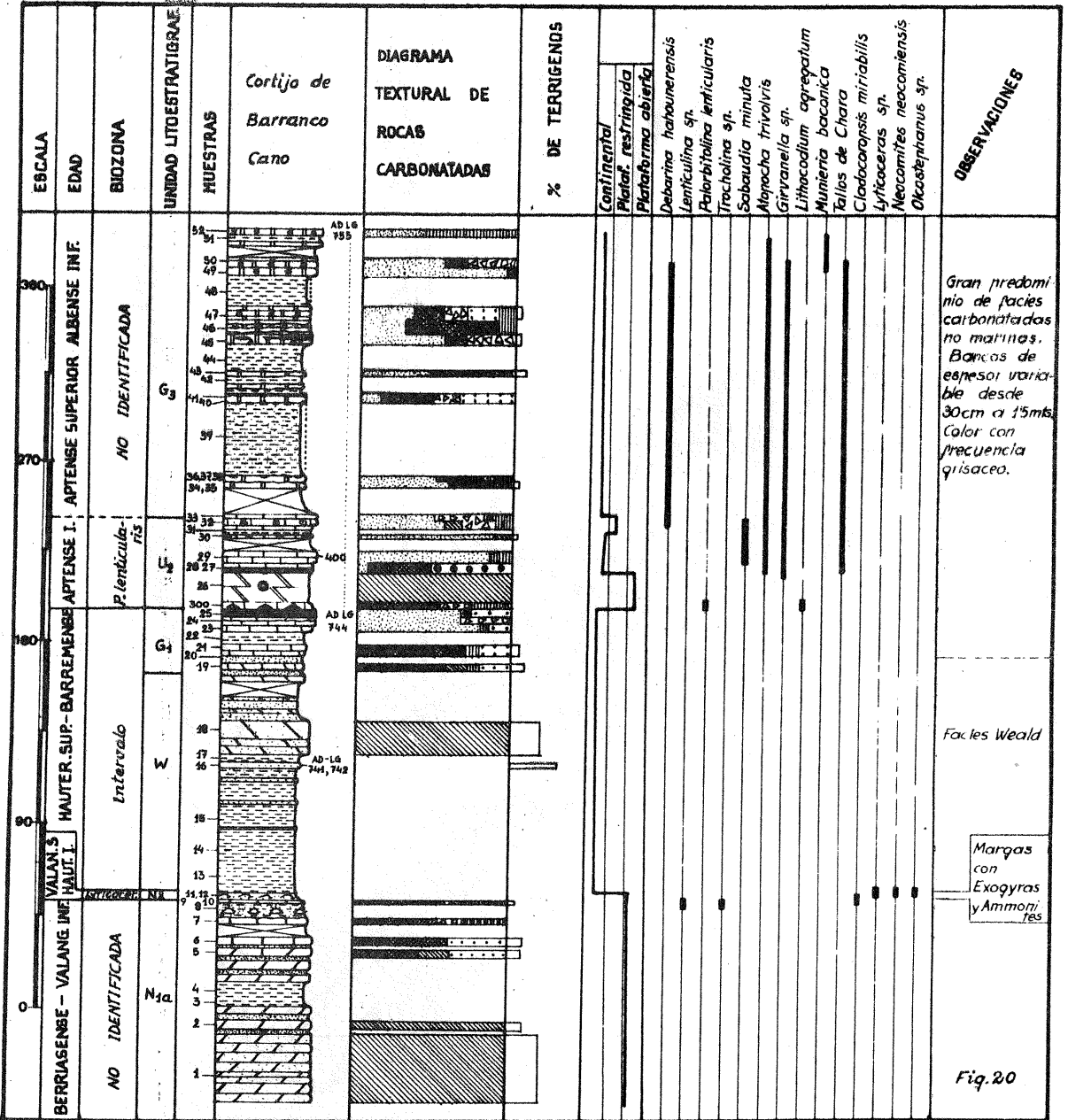


Fig. 19

88bis (trasera de bandera 3)



ESQUEMA CARTOGRAFICO Y CORTES DEL SECTOR
ARROYO DE LOS ANCHOS — CORTIJO DE LA FUENTE DEL CHARCO

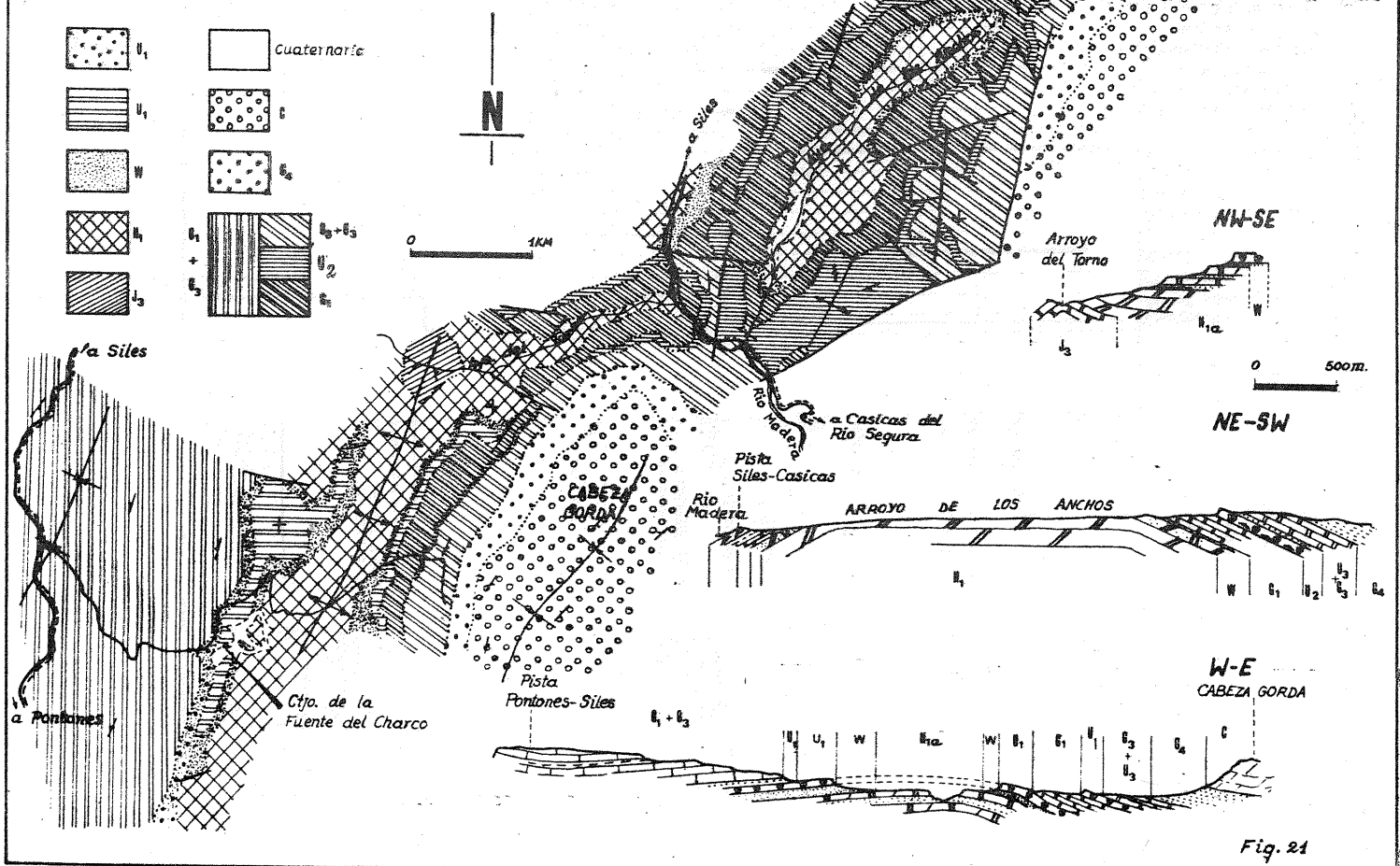


Fig. 21

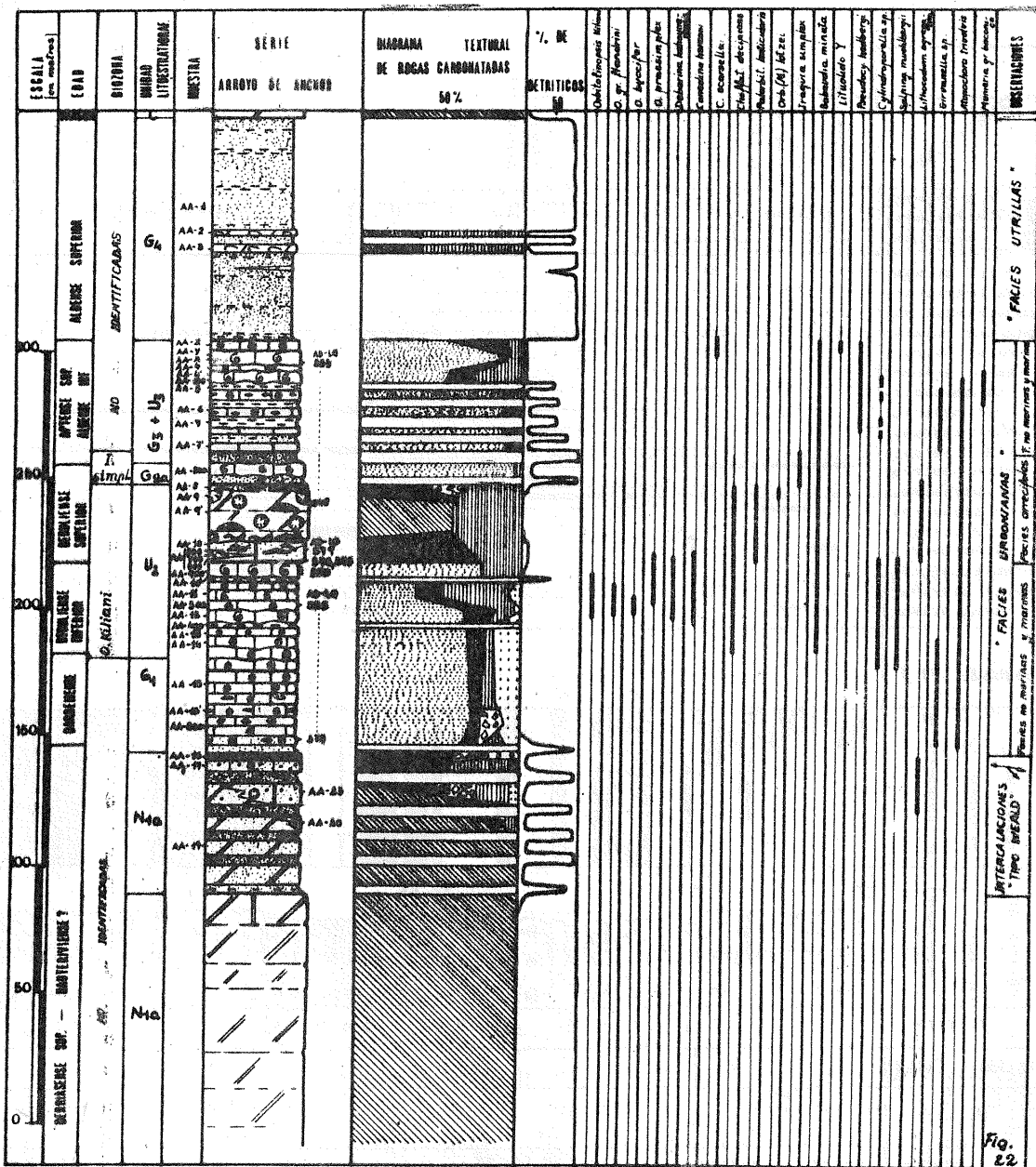


Fig. 22

* FACIES UTRILLAS *

* FACIES SUBORDINADAS *
 Facies de marlitas y marlitas
 Facies arrecifales
 Facies de marlitas y marlitas

ARTERIALIZACIONES
 "TIPO BRIND" ✓

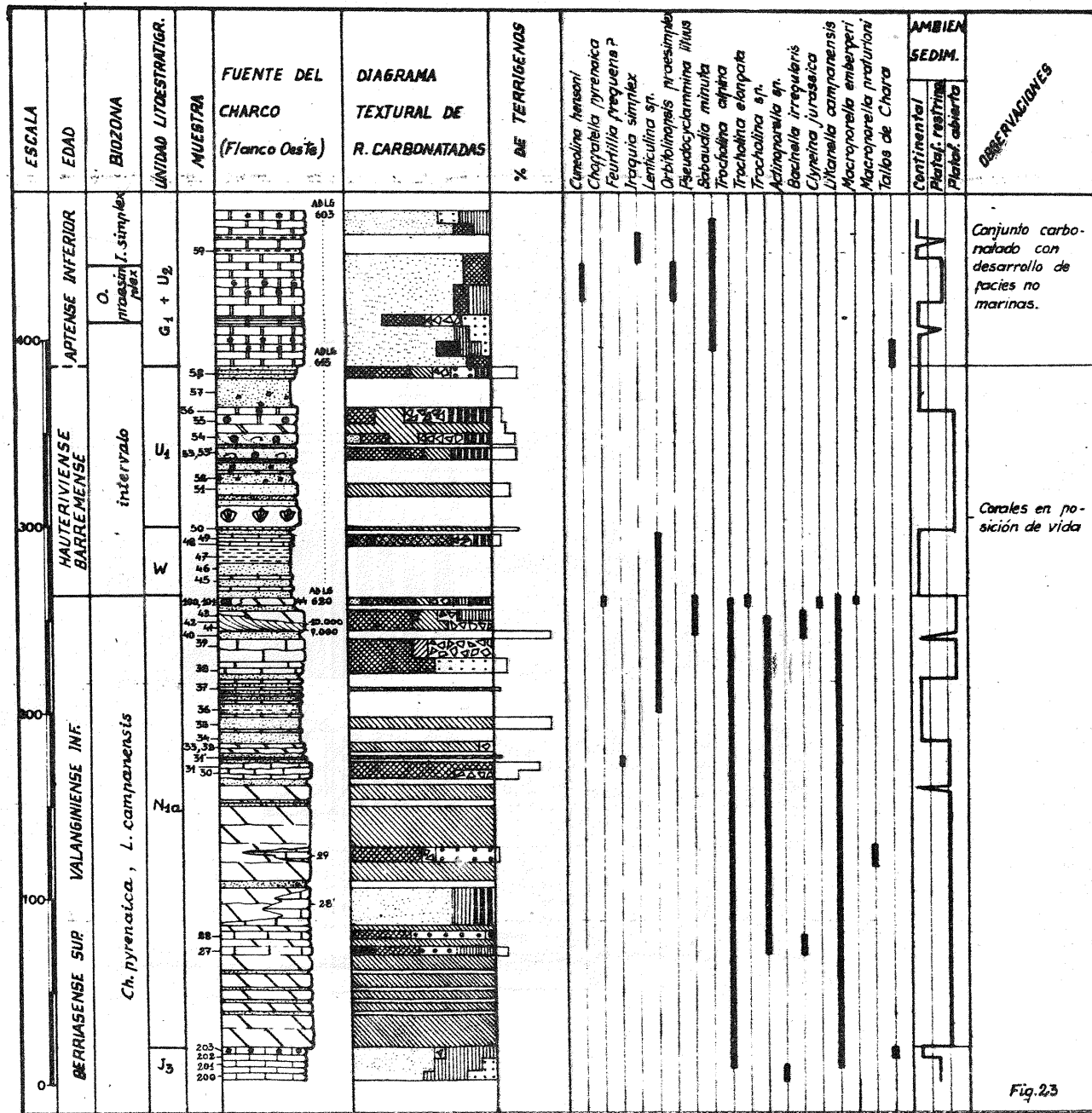
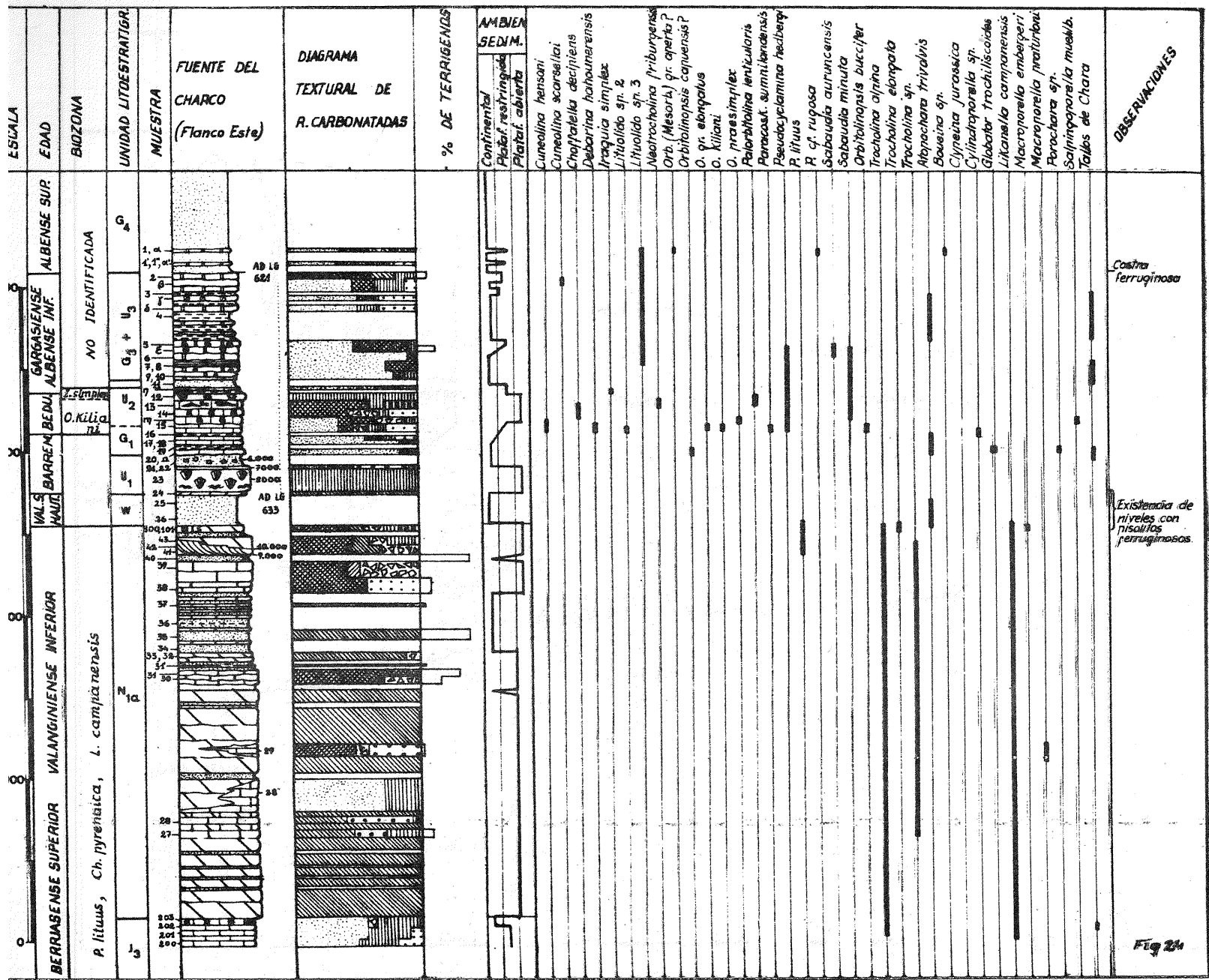
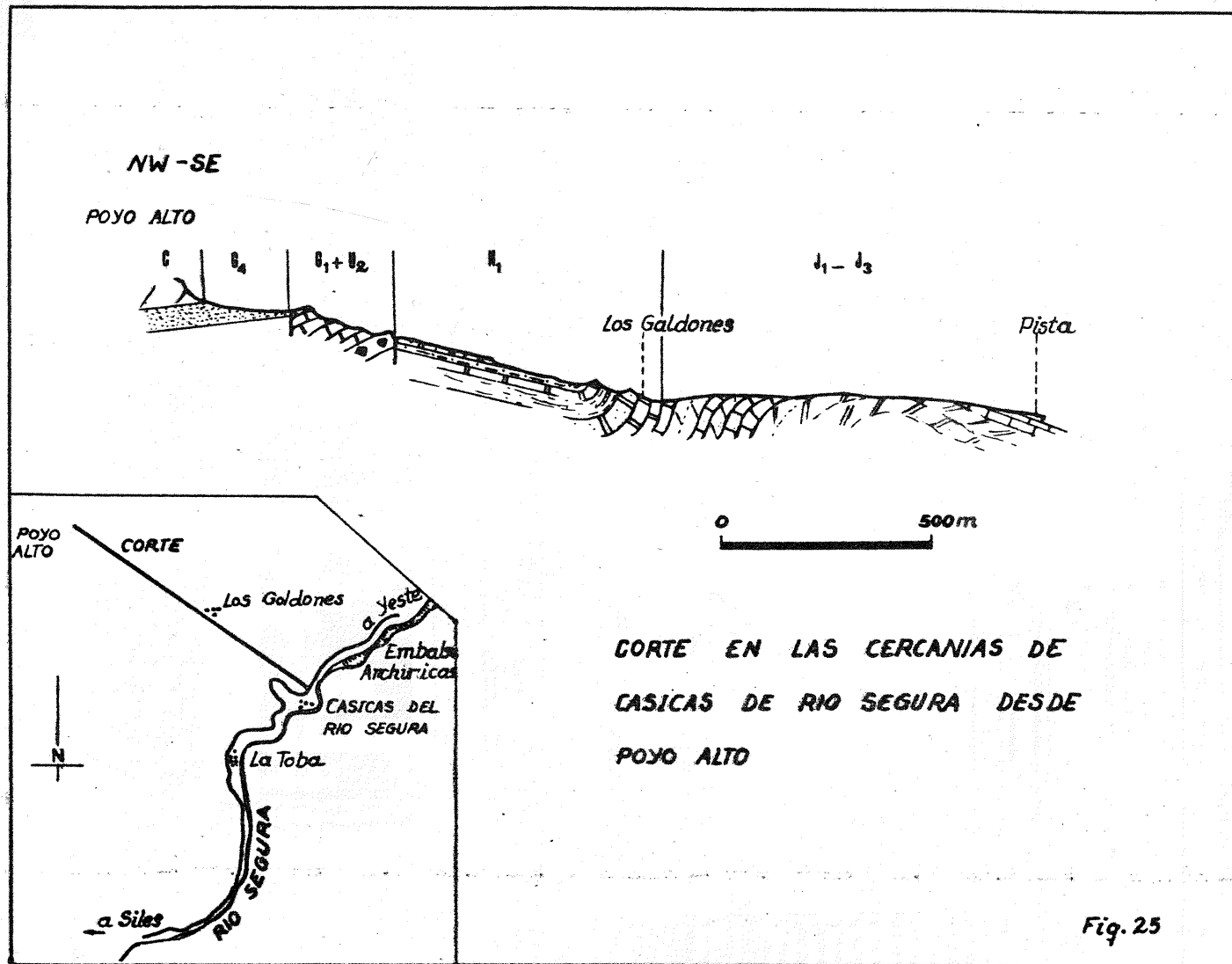


Fig. 23



Costura ferruginosa

Existencia de niveles con risaltos ferruginosos.



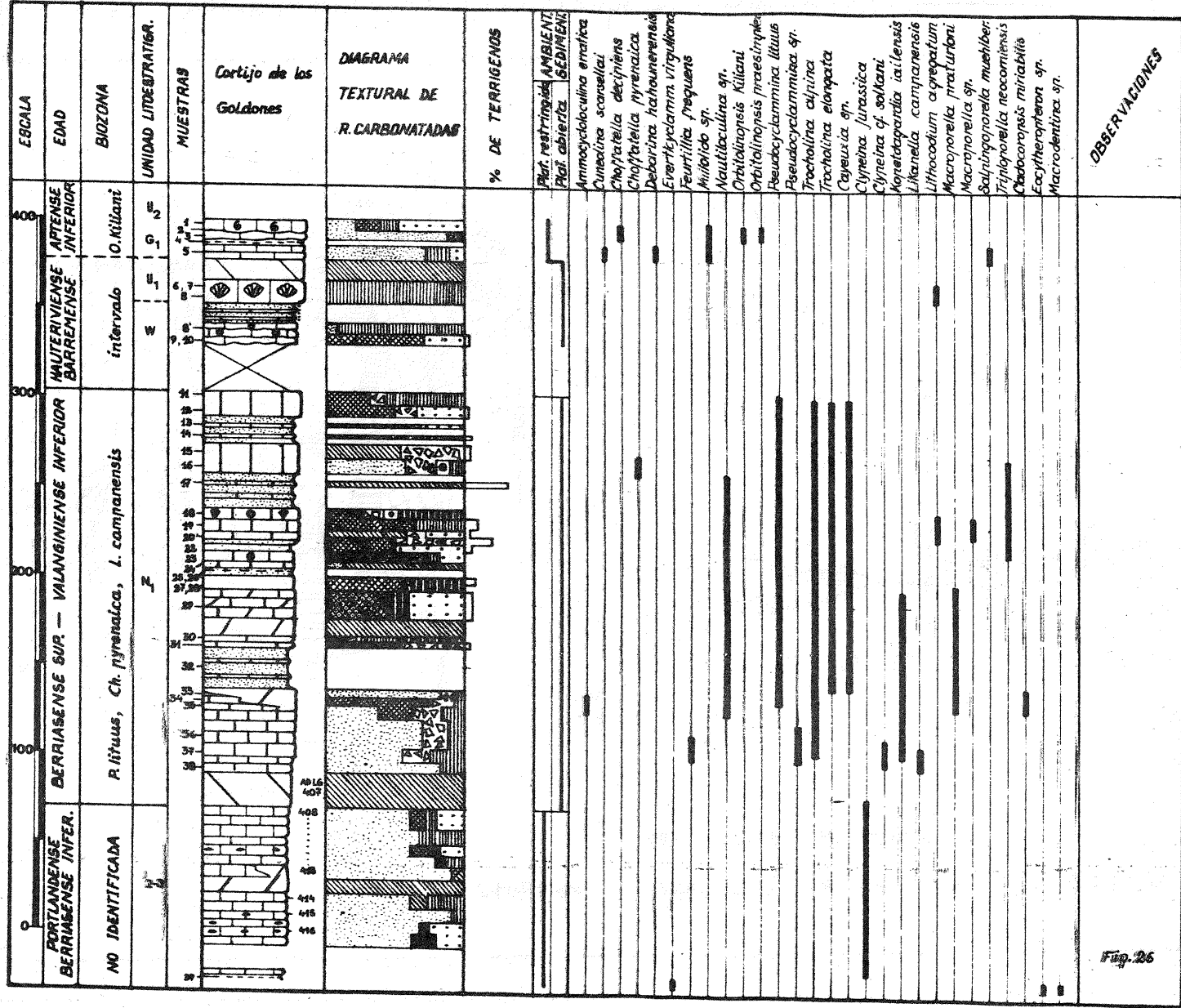


Fig. 26

ESQUEMA CARTOGRAFICO DE LA VERTIENTE ORIENTAL
DEL CALAR DE COBOS

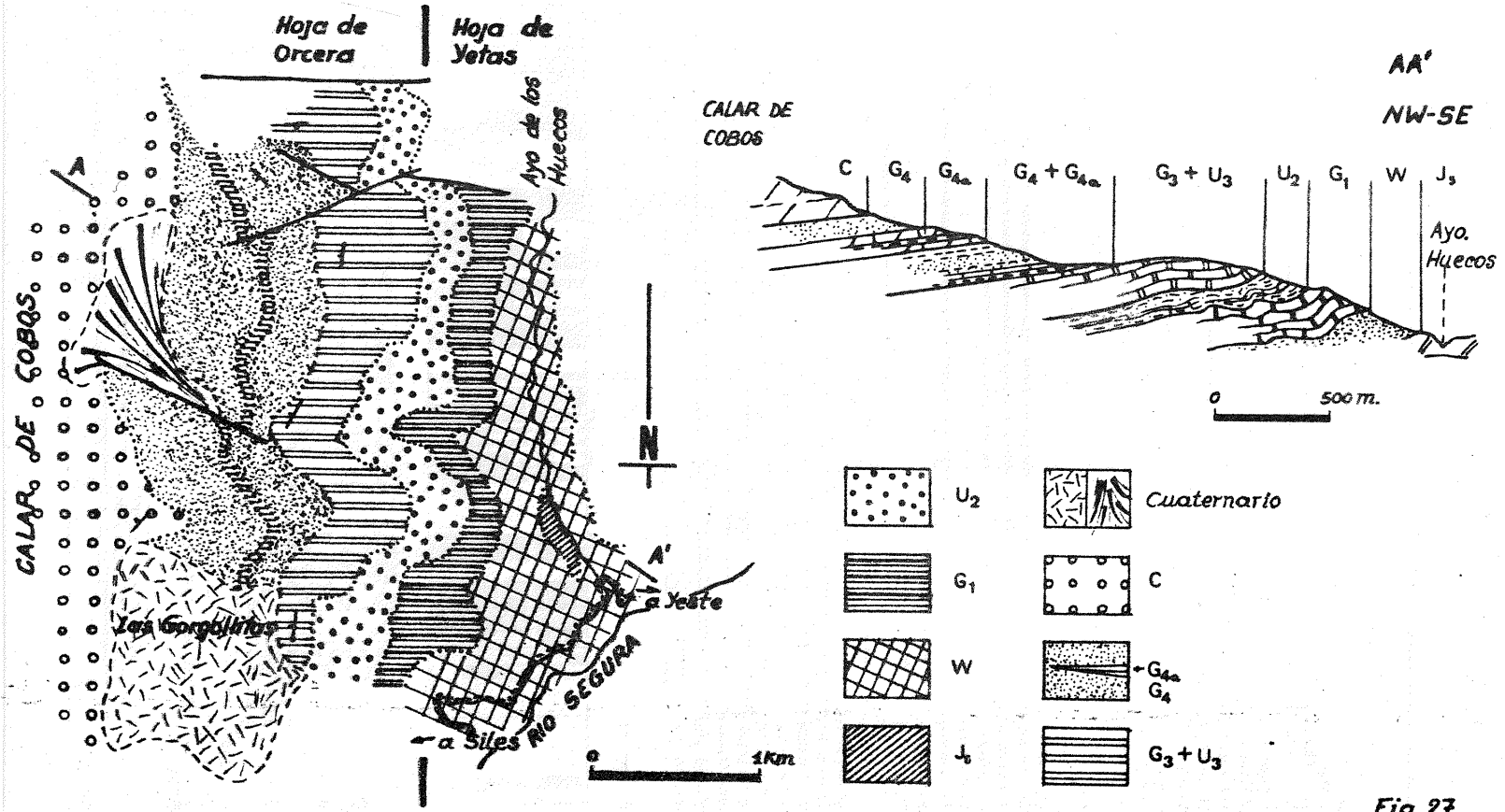


Fig. 27

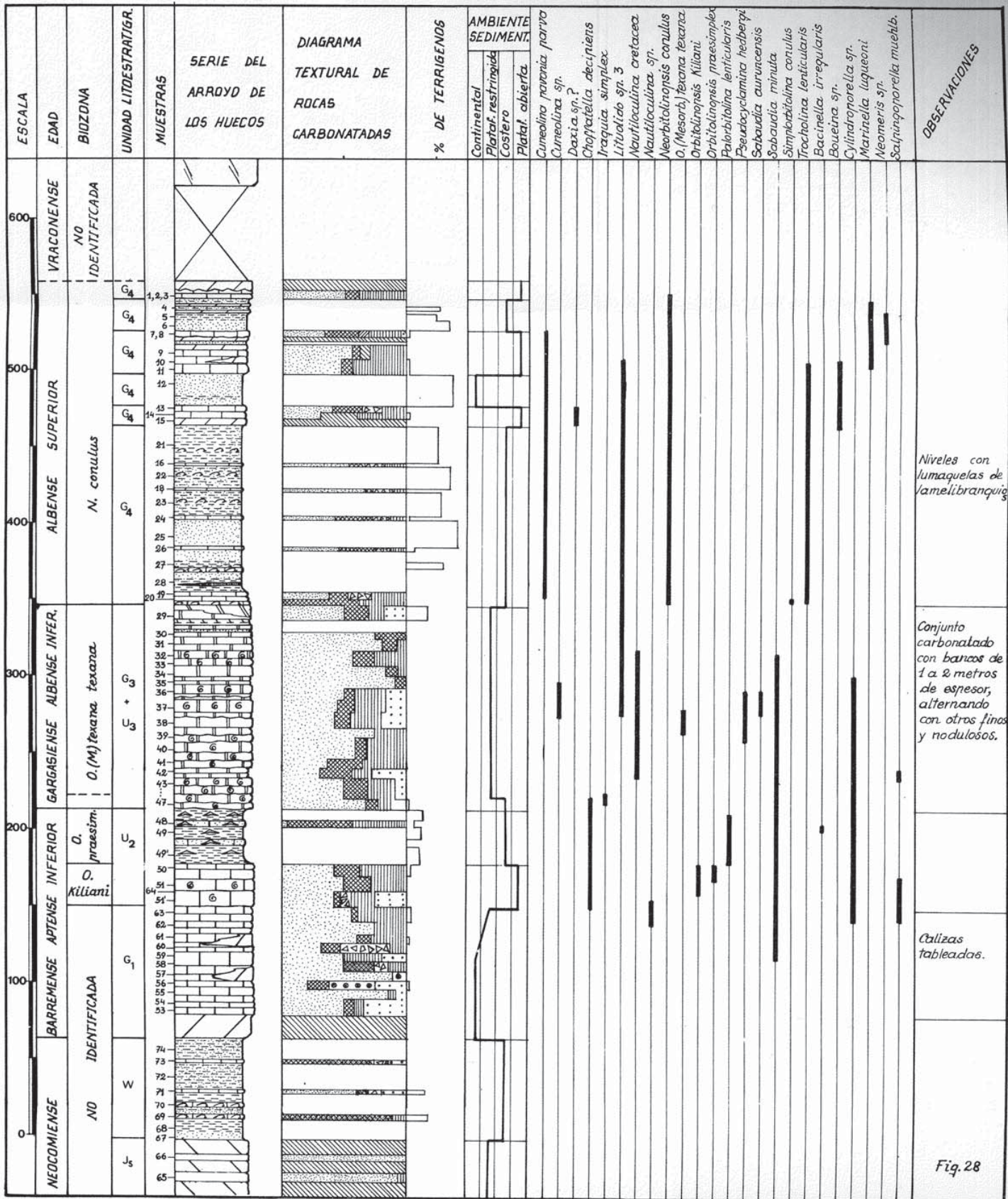


Fig. 28

96bis (trasera de bandera 4)

calizas arrecifales atribuidas al Barremense; calizas con Caráceas y calizas con Rudistas y Corales del Beduliense; arenas de la base del Gargasiense, seguidas de calizas arriñonadas con intercalaciones de margas verdes del Gargasiense-Albense inferior. La serie termina con los materiales de "facies Utrillas".

nº 12. Corte del cortijo de los Goldones. (Fig. 25 y 26).- El corte se localiza en el extremo SE de la Hoja de Orcera, siguiendo una línea SE-NW que une la pista a Yeste, los Goldones y Poyo Alto. La serie comienza por dolomías y calizas bien estratificadas del tránsito Jurásico-Cretácico, a las que le siguen calcarenitas con niveles de arenas y areniscas del Valanginiense inferior. Mediante un contacto mecánico, se pasa a calizas del Barremense y calizas con Corales y Rudistas del Aptense inferior. Un nuevo accidente tectónico pone en contacto dichas calizas con los materiales de "facies Utrillas".

nº 13. Corte del arroyo de los Huecos. (Fig. 27 y 28).- Se ha levantado en la Hoja de Yestas, desde la pista de Yeste, a lo largo de la vertiente oriental del Calar de Cabos, cortando el arroyo de los Huecos. La serie comienza por dolomías y margas y arenas con cantos de cuarcita (facies weald), habiéndose encontrado algún nivel con *Exogyra* que recuerdan las facies del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior. Sigue un paquete de calizas bien estratificadas con Caráceas atribuidas al Barremense; calizas con Rudistas y margas grises con Orbitolinas del Aptense inferior. La serie continúa con calizas con *Pseudotoucasia* del Aptense superior-Albense inferior, a las que siguen los materiales en "facies Utrillas" muy potentes y con numerosas intercalaciones de calizas con Orbitolinas de edad Albense superior.

V.2.2. Sector central de la Sierra del Segura.

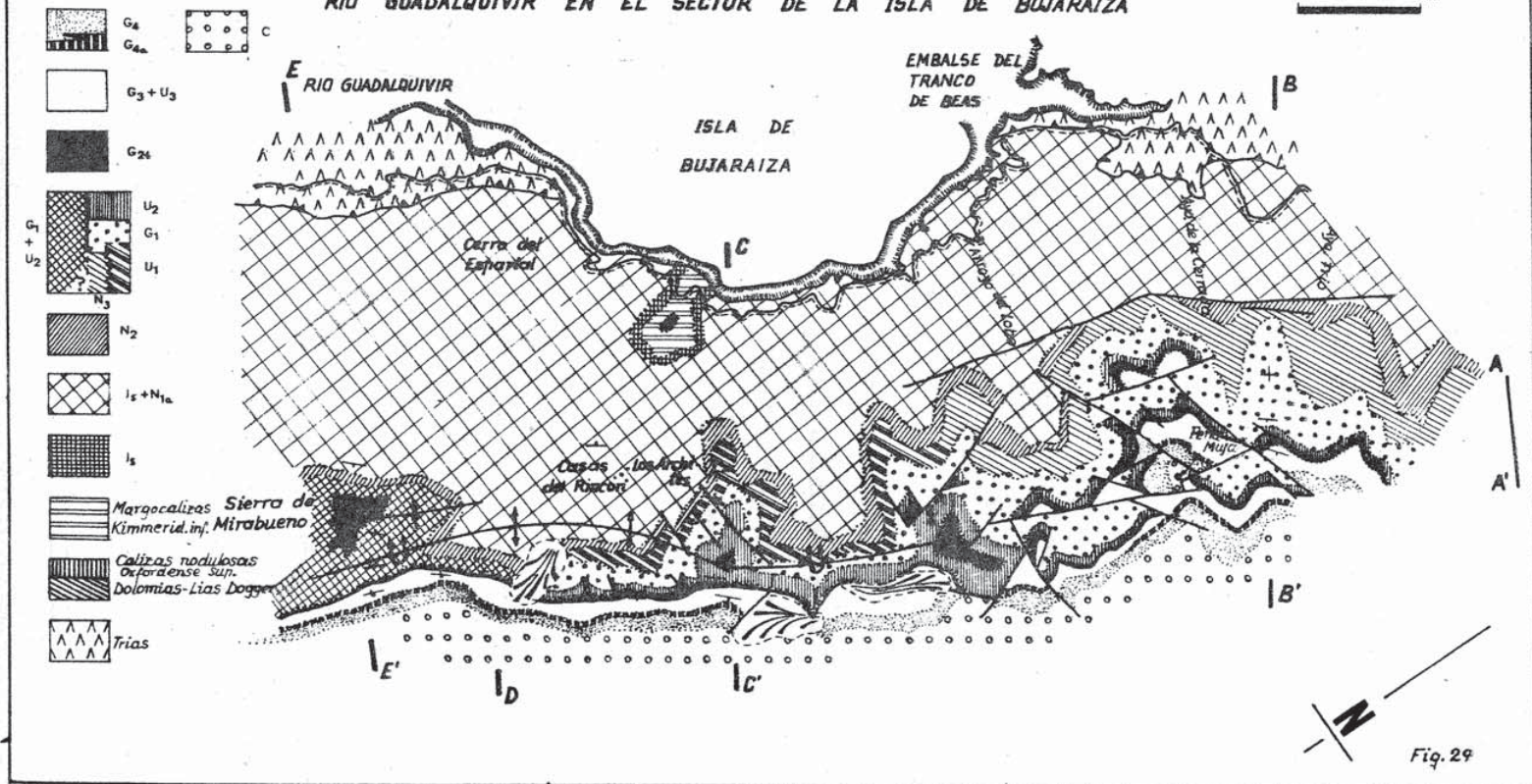
Se puede también diferenciar en el mismo dos partes, una más externa que corresponde a la ladera que se sitúa al Este de la banda triásica del alto Guadalquivir y otra parte más interna, donde las series mesozoicas están coronadas por materiales terciarios bien desarrollados.

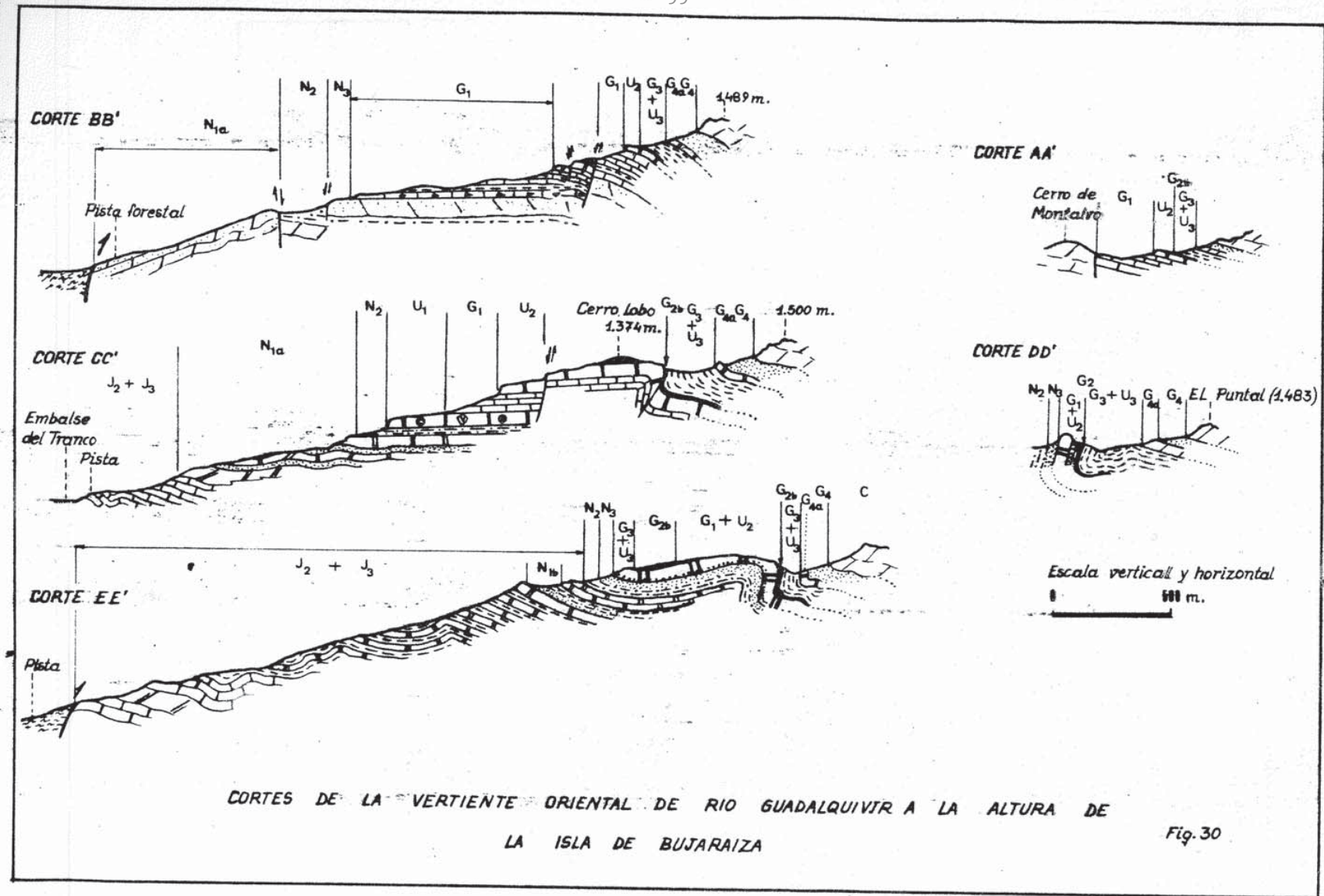
V.2.2.1.- Partes marginales del sector central.

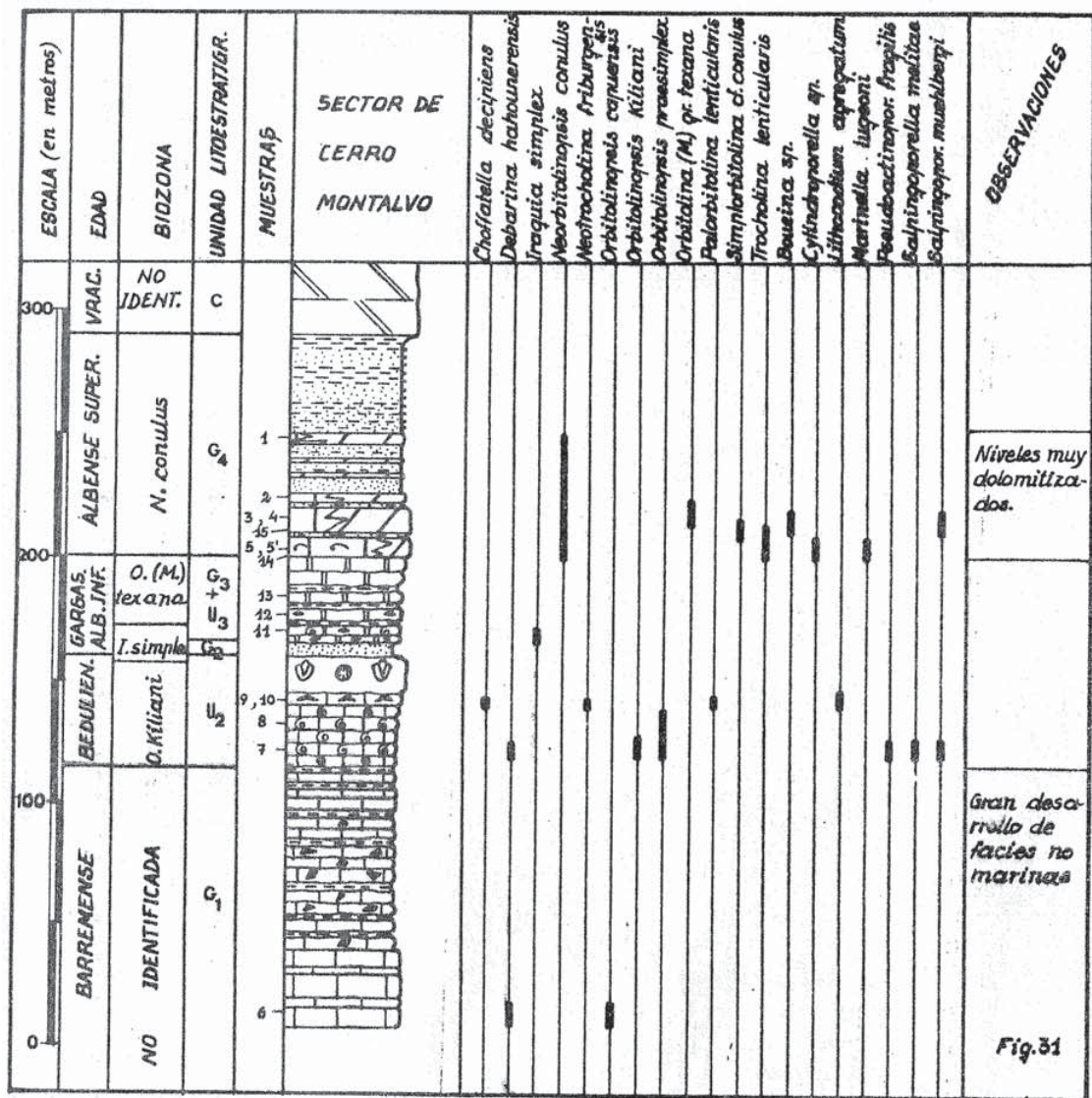
Las series levantadas en las mismas, guardan cierta semejanza con las de las partes internas del sector Norte, no existiendo lagunas estratigráficas entre los distintos tramos. Las características que presentan estas series son las siguientes: a) Aflo- ran ampliamente los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, sin embargo es difícil hacer un muestreo sistemático de los mismos dada el repliegue de sus capas; b) hay un tramo de margas arenosas con *Exogyra* y *Ammonites* del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior; el Beduliense está caracterizado por la existencia de calizas con Rudistas que terminan en un nivel con Corales; c) el resto del Cretácico inferior es extraordinariamente similar en todos los cortes. El límite Beduliense-Gargasiense viene marcado por varios estratos de calizas con Rudistas, niveles de arenas y un nivel continuo de margas y arcillas con pisolitos ferruginosos con cantos calizos. Siguen margas verdes con intercalaciones de calizas arriñonadas del Aptense superior-Albense inferior, rematadas por los materiales de "facies Utrillas" con intercalaciones calizas del Albense superior.

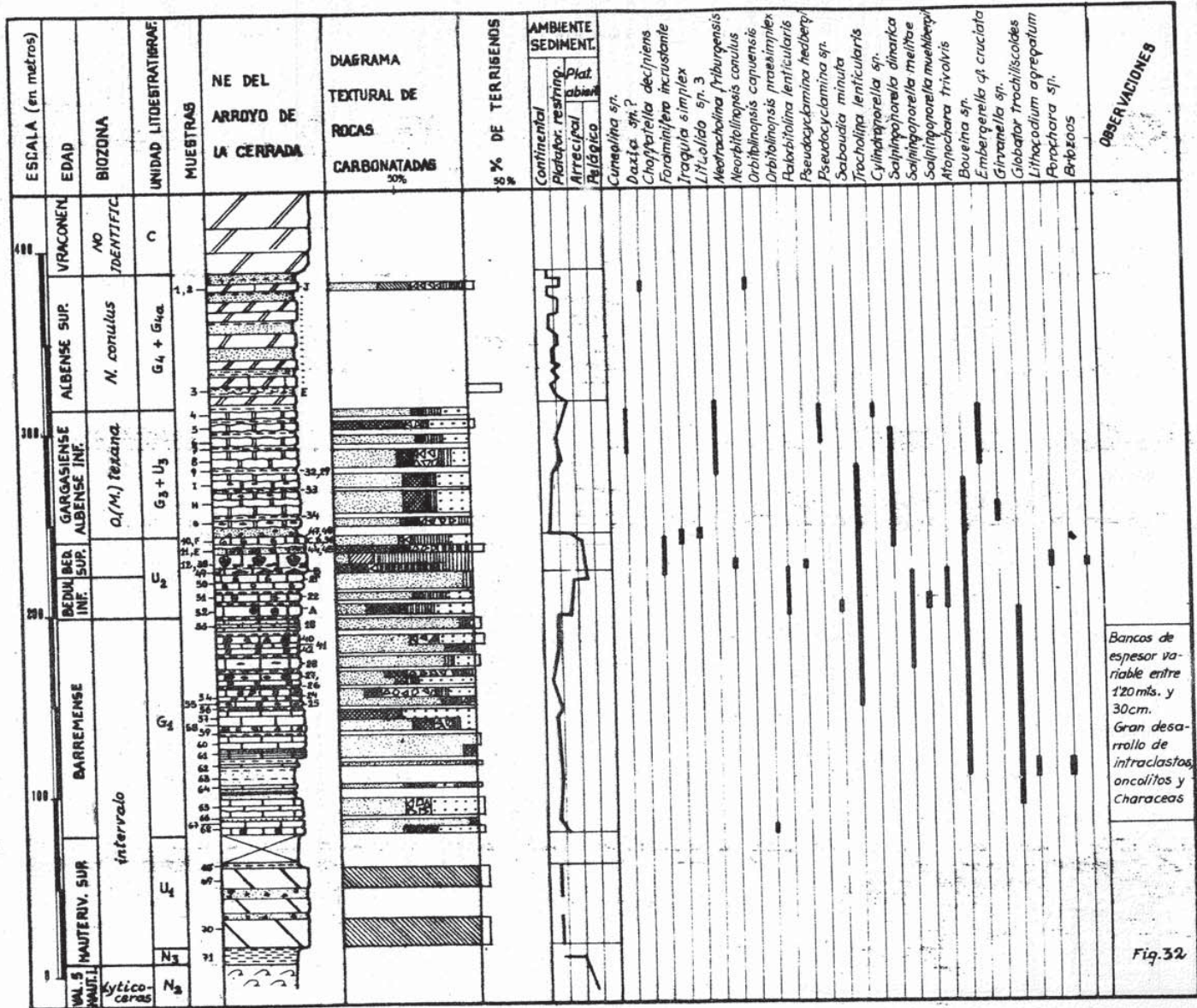
A continuación se analizarán rápidamente las peculiaridades de cada uno de los cortes, los cuales se localizan todos en la Hoja de Santiago de la Espada.

ESQUEMA CARTOGRAFICO Y CORTES DE LA VERTIENTE ORIENTAL DEL
RIO GUADALQUIVIR EN EL SECTOR DE LA ISLA DE BUJARAIZA









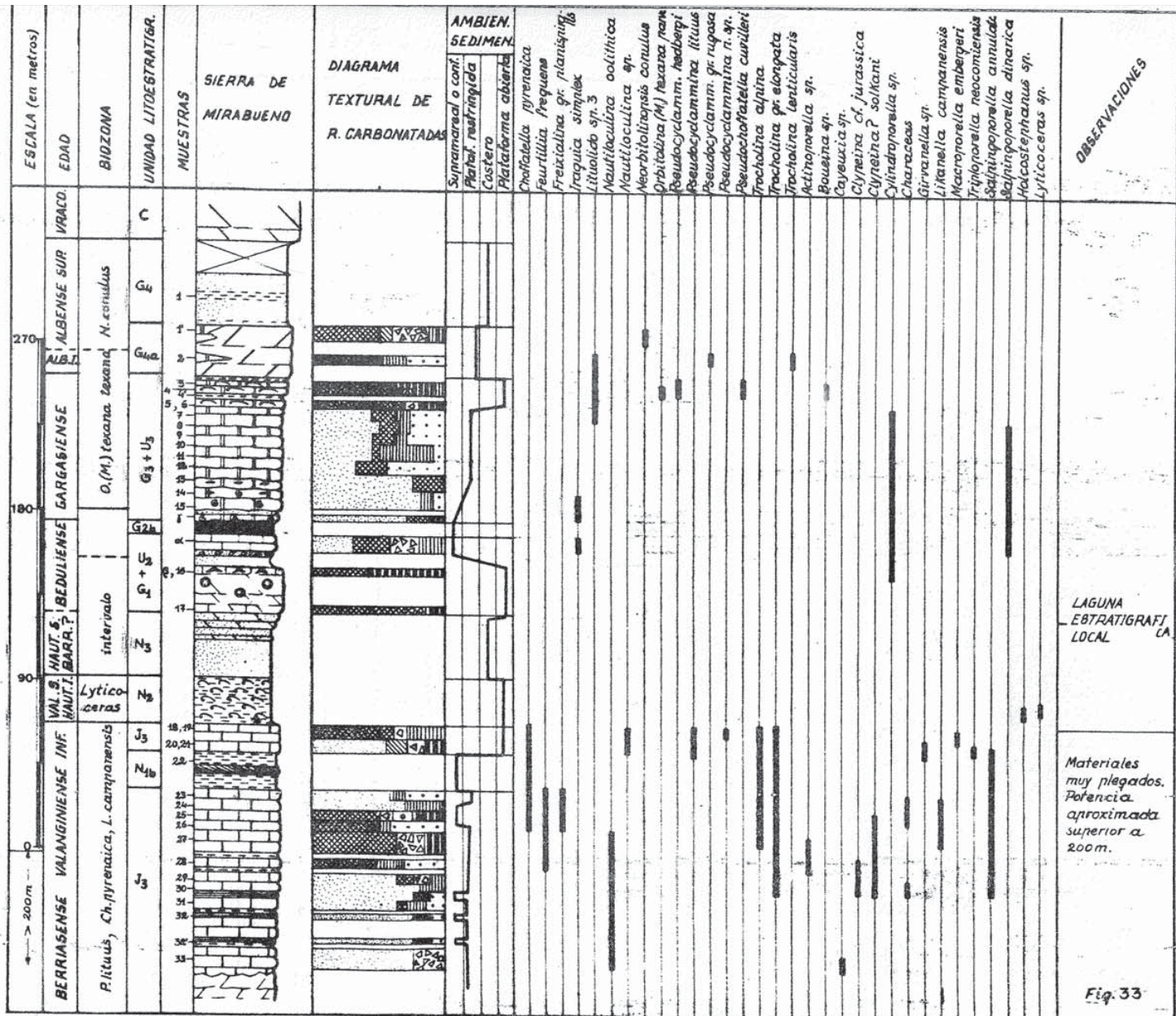


Fig. 33

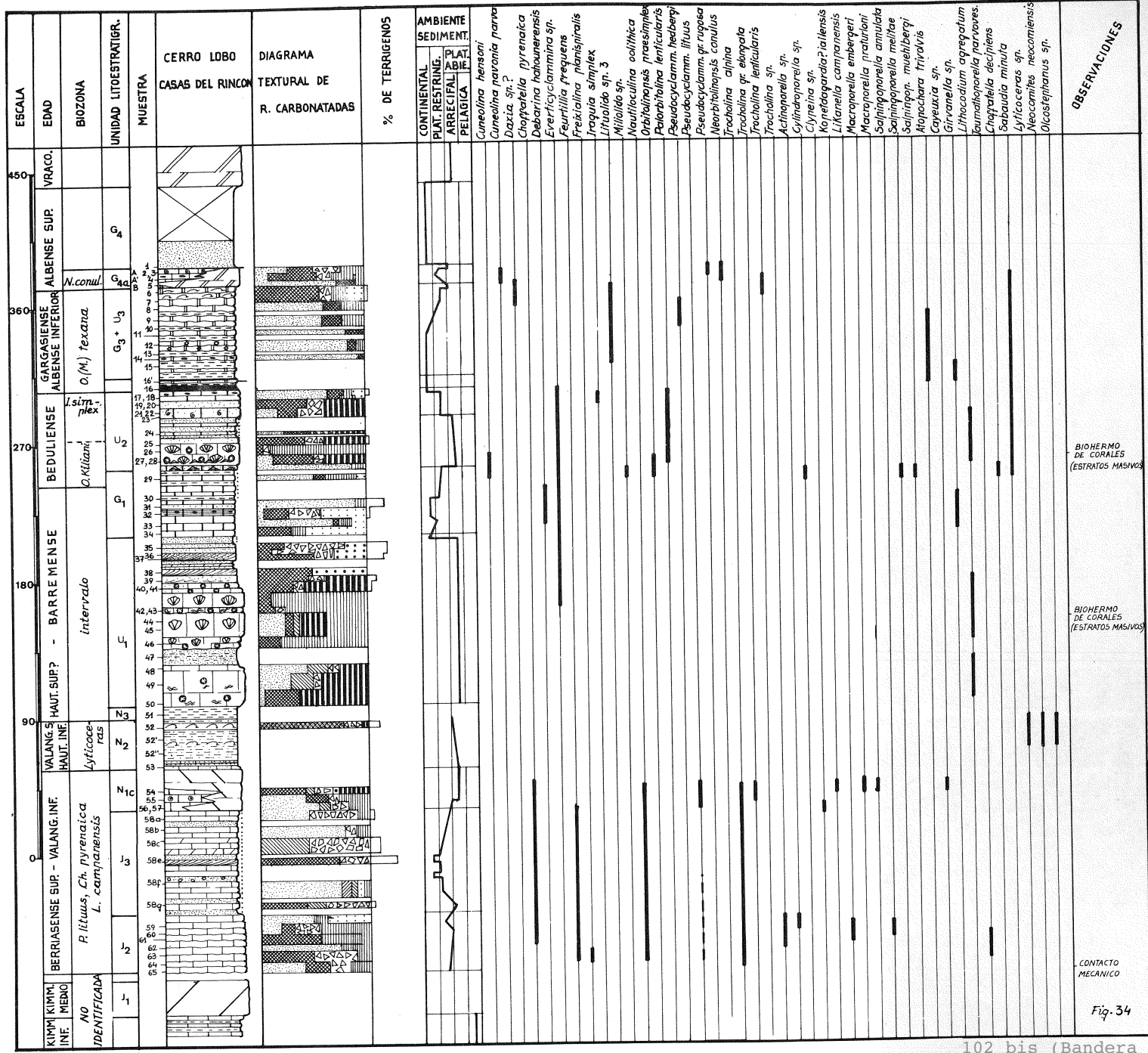
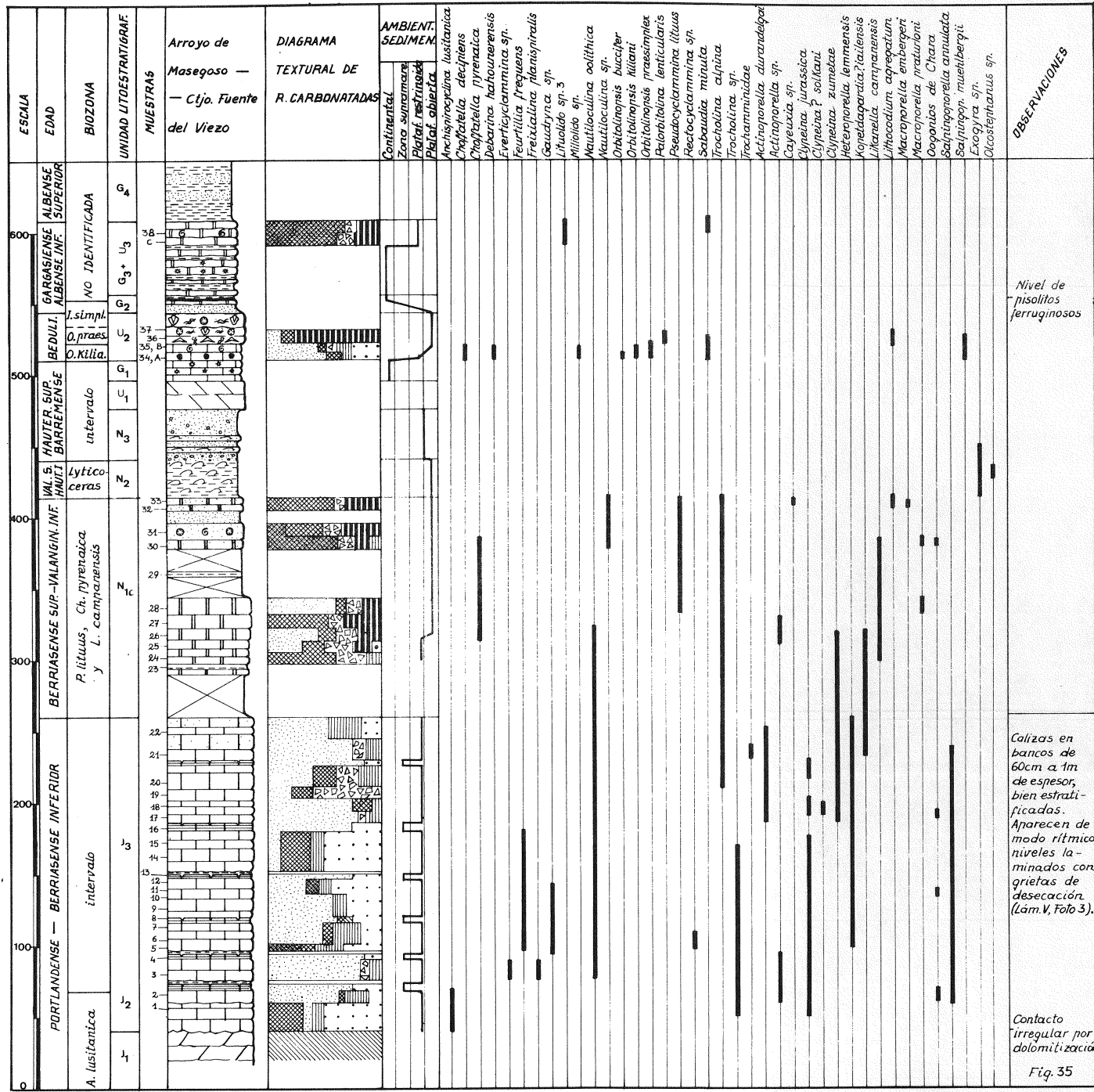


Fig. 34



Nivel de pisolitos ferruginosos

Calizas en bancos de 60cm a 1m de espesor, bien estratificadas. Aparecen de modo rítmico niveles laminados con grietas de desecación. (Lám. V, Foto 3).

Contacto Irregular por dolomitización

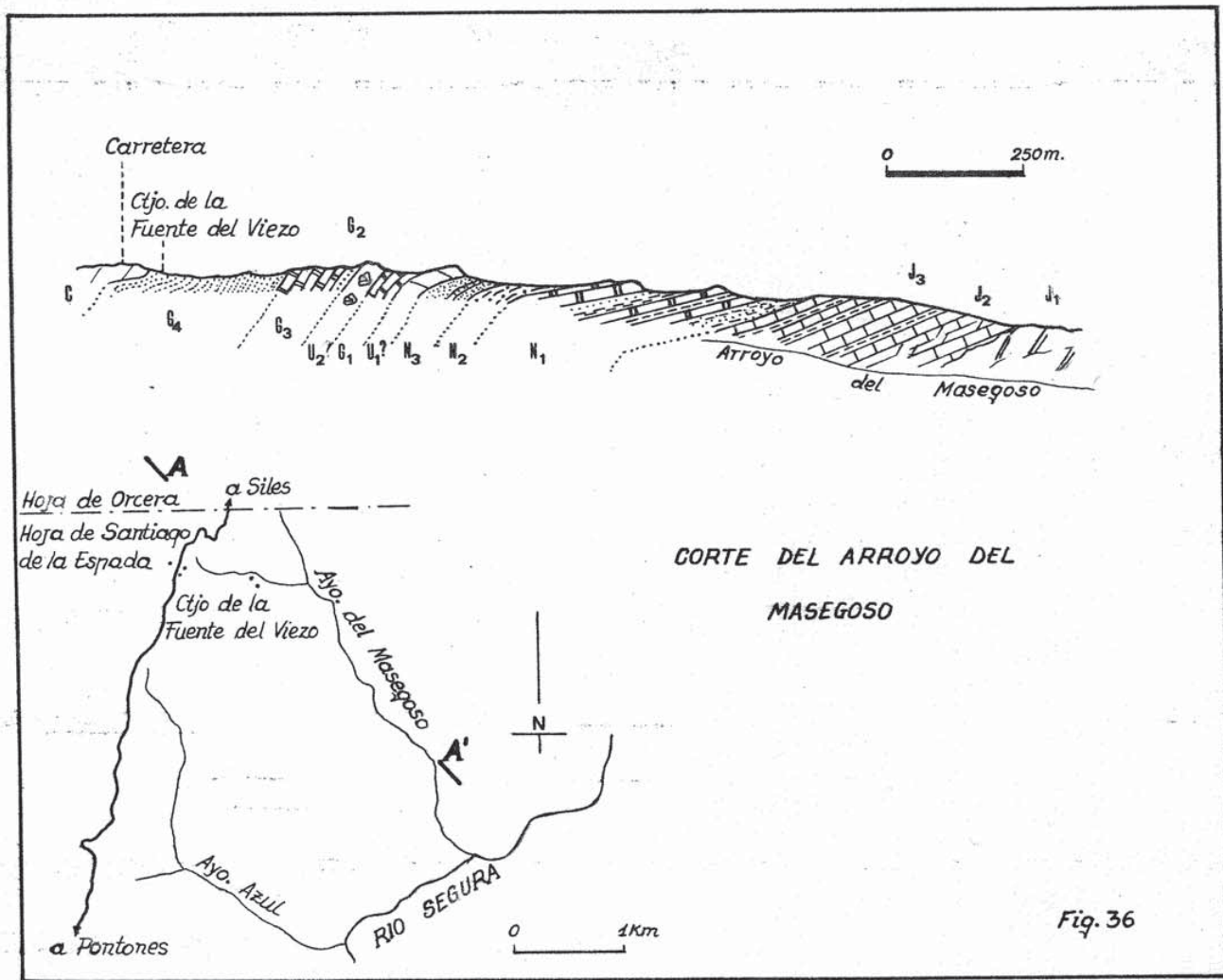


Fig. 36

nº 14 y nº 15. Cortes en el Cerro Montalvo y loma al NE del arroyo de la Cerrada (Fig. 29, 30, 31 y 32).— En ambos cortes se ha podido datar como de edad Barremense el conjunto de calizas que se sitúan entre las margas con *Exogyra* y los primeros niveles con Orbitolinas del Aptense inferior. Corresponden aquellos, a calizas con Caráceas, algas Cyanofíceas e intraclásticos de unos 200 metros de espesor en el corte al NE del arroyo de la Cerrada.

nº 16. Corte del arroyo del Masegoso. (Fig. 35 y 36).— Se localiza en la parte Norte de la Hoja Santiago de la Espada. Las calizas del Barremense tienen muy poco espesor. Es el único corte, dentro de este sector, donde no se han encontrado calizas con Orbitolinas intercaladas en los materiales de "facies Utrillas".

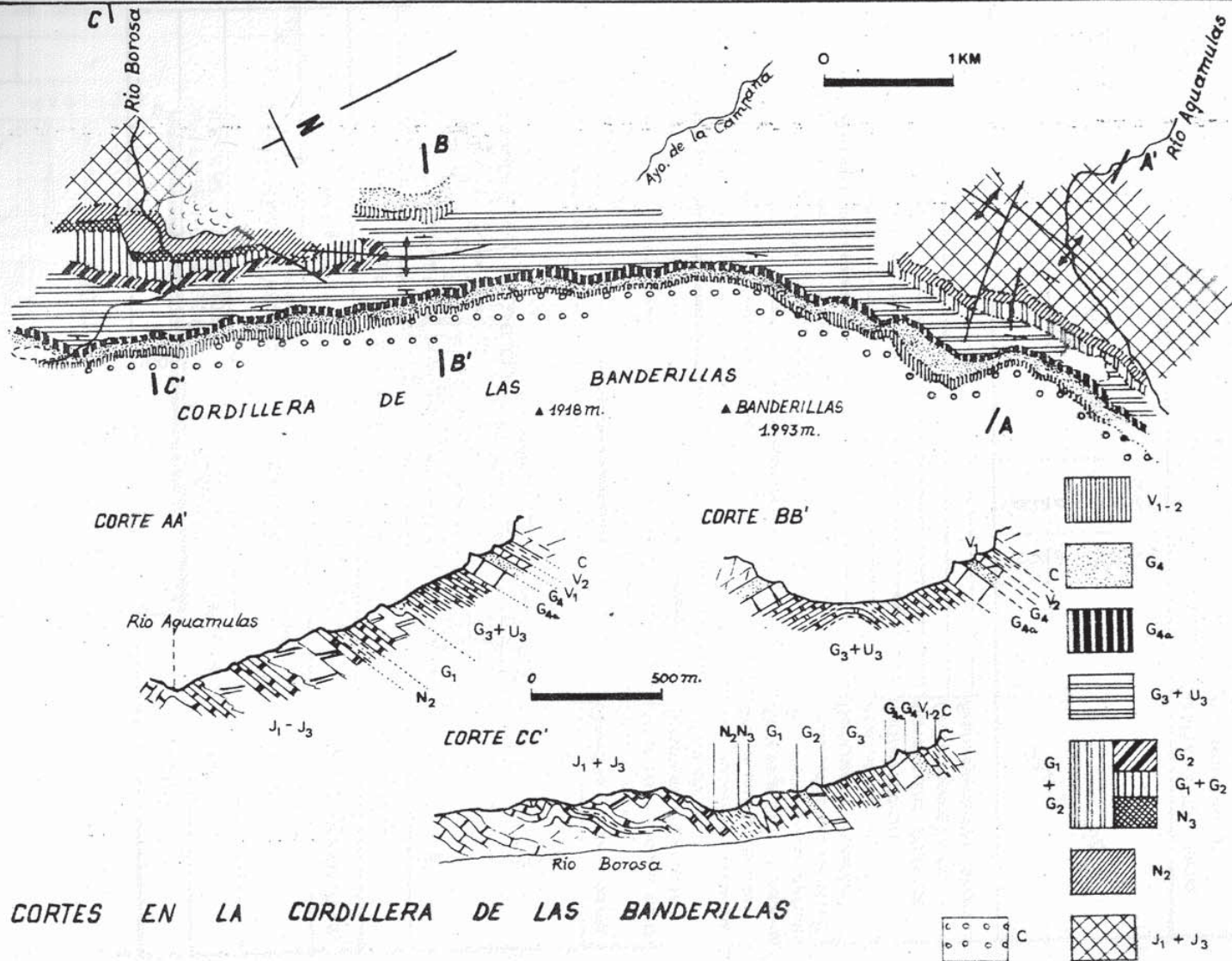
nº 17. Corte de Cerro Lobo. (Fig. 29, 30 y 34).— Se caracteriza porque las calizas con Caráceas del Barremense, que son la continuación lateral de las de los cortes 14 y 15, presentan una potencia menor, existiendo por el contrario un gran desarrollo de niveles arrecifales con Corales, tanto por debajo de las mismas, como por encima en el Aptense inferior.

nº 18. Corte de la Sierra de Mirabueno. (Fig. 29, 30 y 33).— El hecho más significativo es la ausencia de calizas de edad Barremense y el escaso desarrollo en potencia e incluso localmente también la ausencia de calizas con Rudistas del Beduliense, encontrándose las calcarenitas arrecifales con Corales del Beduliense superior, casi directamente sobre materiales neocomienses. Este fenómeno no parece de índole tectónico sino estratigráfico.

V.2.2.2.— Partes centrales e internas del sector central de la Sierra de Segura.

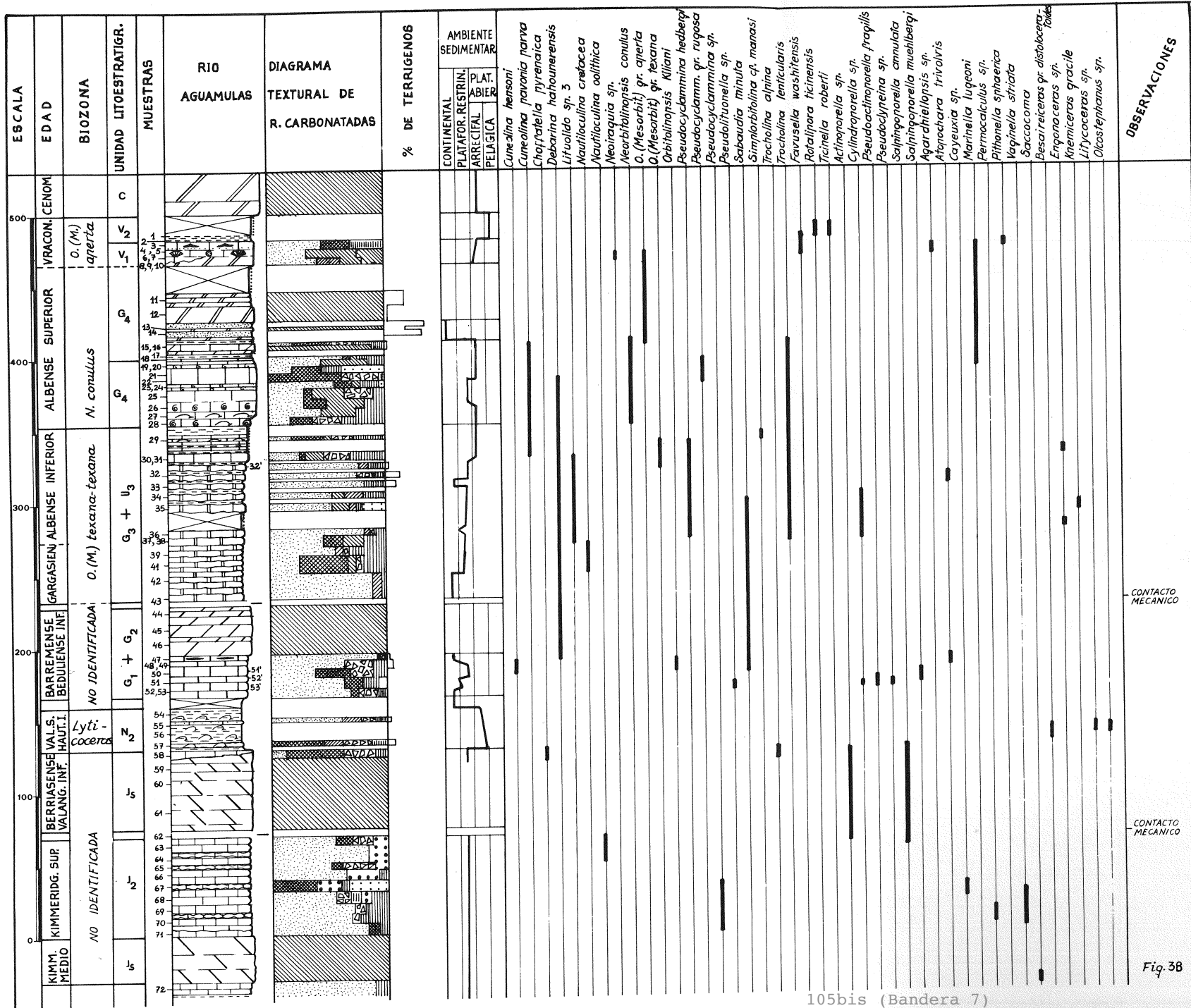
Estas series presentan como características comunes: a) el progresivo aumento de la potencia de materiales en el Aptense superior-Albense inferior; b) predominio de las facies carbonatadas del Albense superior en detrimento de las arcillas y arenas de "facies Utrillas" que están poco desarrolladas (a excepción hecha del Río Zumeta); c) presencia del Vraconense bien diferenciado por calizas margosas con grandes Orbitolinas y margas con microorganismos plantónicos.

nº 19, 20 y 21. Cortes en la Cordillera de las Banderillas.— La Cordillera de las Banderillas, delimitada entre los ríos Aguacebas al Norte y Borosa al Sur (Hojas de Santiago de la Espada y esquina NW de San Clemente), ofrece en sus escarpadas laderas cortes bastante completos (ver Fig. 37, 38, 39 y 40). Se han realizado tres cortes muy similares entre sí cuyas características son las siguientes: los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, cuyo replegamiento impide levantar una sucesión detallada, están constituidos por calizas grises del Kimmeridgense superior-Portlandense, a las que siguen calizas y margas del Berriasense-Valanginiense inferior. La dolomitización irregular afecta a estas capas cuya potencia es considerable (unos 400 metros). El Valanginiense superior-Hauteriviense basal está representado por margas arenosas con *Exogyra*, a las que siguen margas y areniscas posiblemente del Hauteriviense. La serie continúa por dolomías y calizas tableadas con Caráceas del Barremense; calizas con Rudistas y Orbitolinas del Beduliense. El Gargasense comienza con arenas seguidas por calizas arriñonadas con intercalaciones de margas verdosas, en cuya mitad superior se han encontrado Ammonites del Albense inferior. El Albense superior está representado por un fuerte escarpe de calizas con abundantes Rudistas y grandes Ostréidos, y por un nivel de arenas en "facies Utrillas" que se les superponen. El Vraconense comienza con un banco calcarenítico de carácter arrecifal al que siguen, margas, y calizas margosas con grandes Orbitolinas, Microorganismos plantónicos y escasos



CORTES EN LA CORDILLERA DE LAS BANDERILLAS

Fig. 37



105bis (Bandera 7)

CONTACTO
MECANICO

CONTACTO
MECANICO

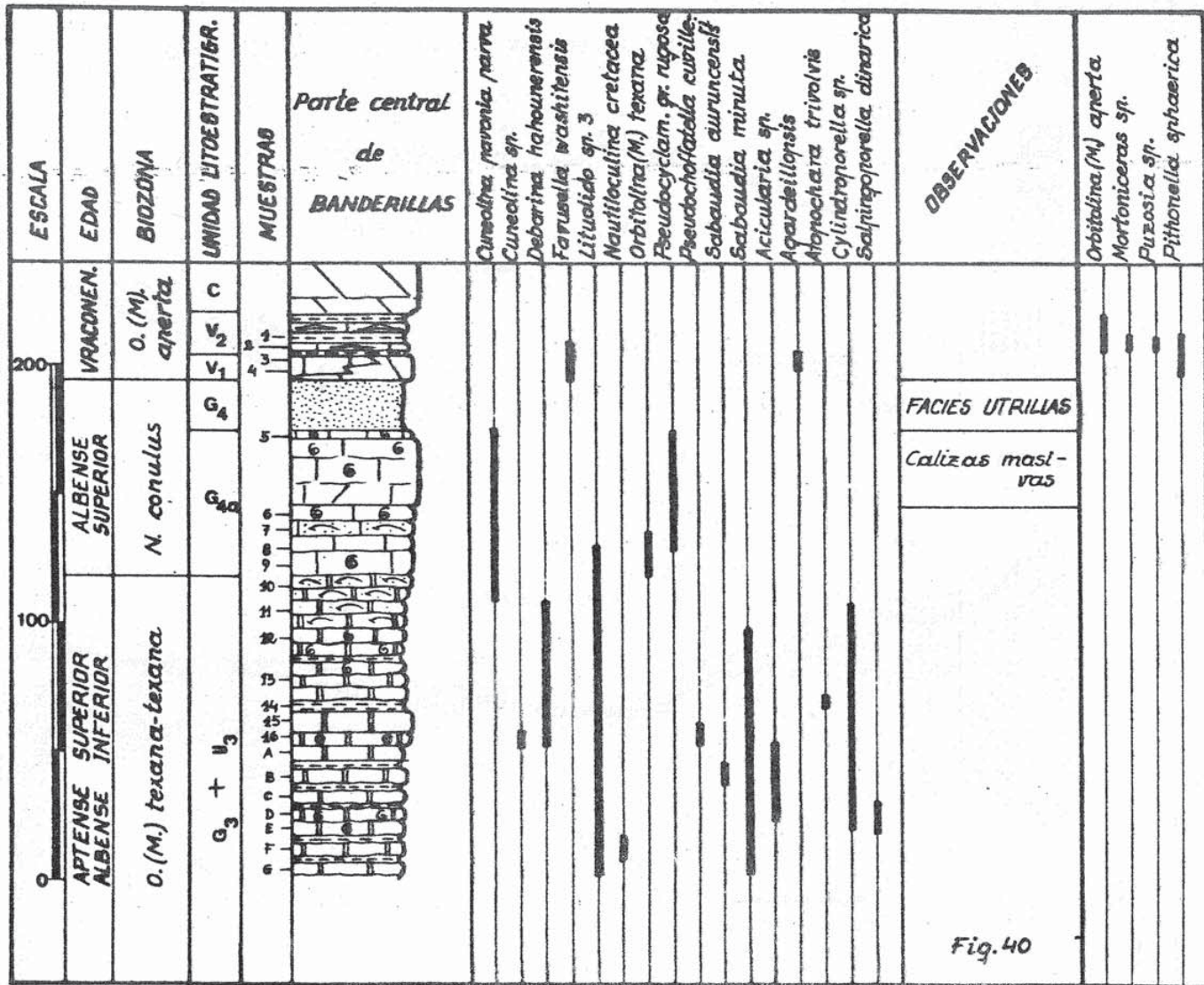
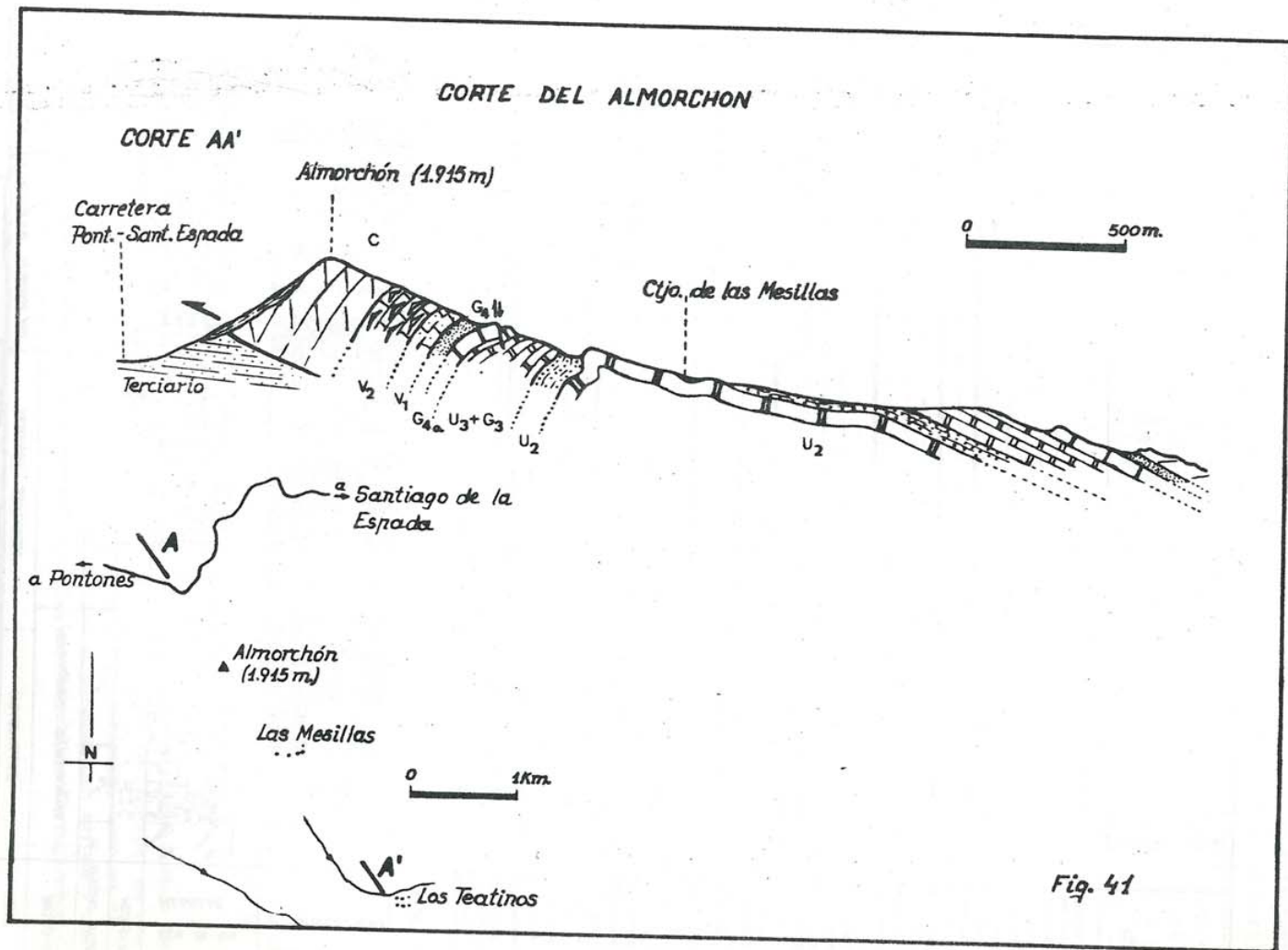
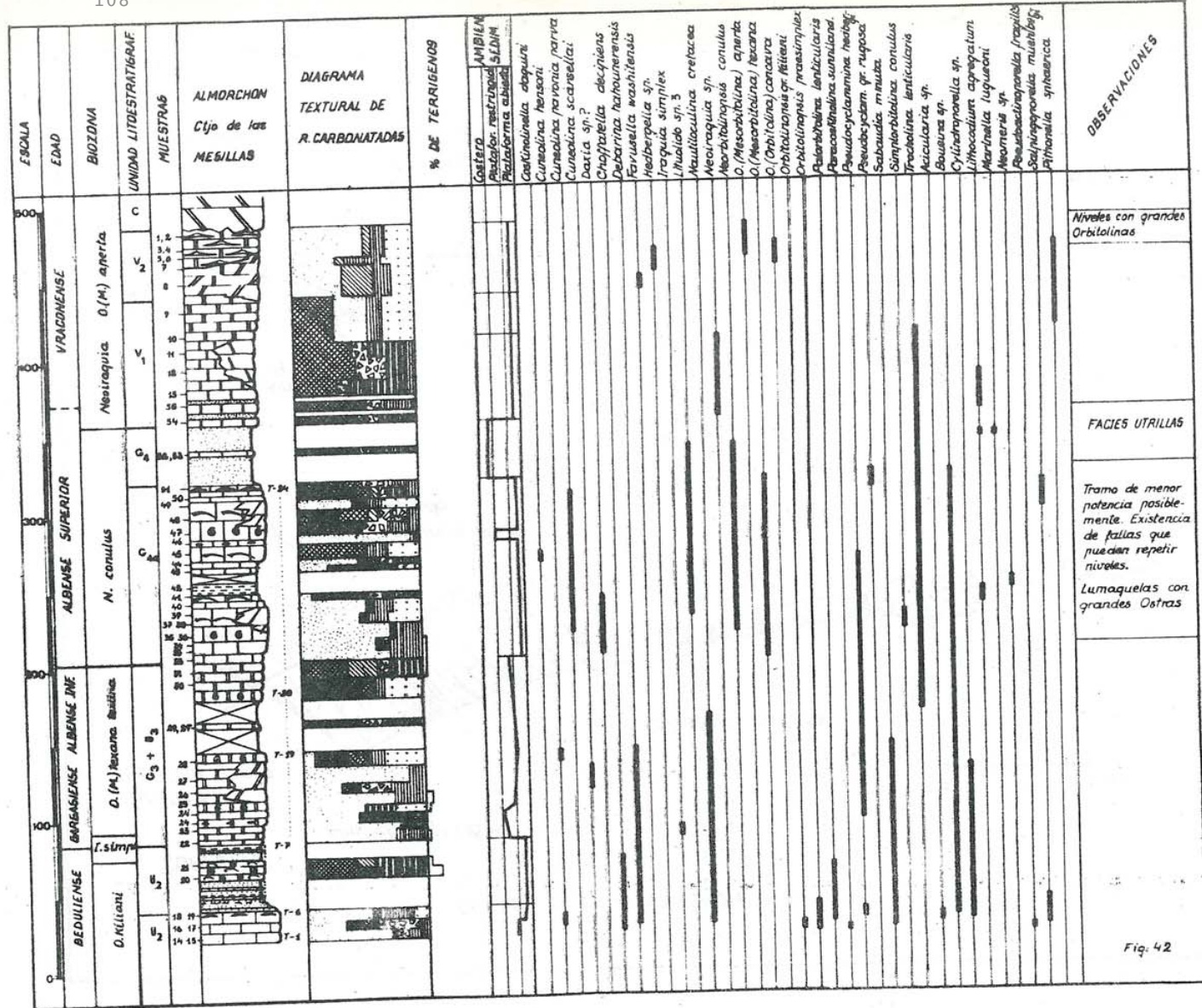


Fig. 40





Niveles con grandes Orbitolinas

FACIES UTRILLAS

Tramo de menor potencia posible. Existencia de fallas que puedan repetir niveles.

Lumaquelas con grandes Ostras

Fig. 42

Ammónites. La serie termina con las dolomías del Cenomanense.

nº 22. Corte del Almorchón. (Fig.41 y 42).- El afloramiento de materiales mesozoicos cuyo vértice más alto es el Almorchón, corresponde a un anticlinal volcado, de vergencia Oeste, que cabalga sobre materiales terciarios y cuyo núcleo aflora aproximadamente en el cortijo de las Mesillas. Lo constituyen calizas con Orbitolinas y calcarenitas arrecifales del Aptense inferior. El Gargasiense comienza con arenas seguidas por calizas arriñonadas en las cuales hay algunos bancos con *Pseudotoucasia*. Son de edad Aptense superior-Albense inferior. La serie continúa con un grueso paquete de calizas con Rudistas y Ostréidos y con arenas del Albense superior. El Vraconense está representado por calcarenitas pardas seguidas por calizas margosas con grandes Orbitolinas. Las dolomías del Cenomanense, coronan la serie estratigráfica.

nº 23. Corte de la Sierra de Huebras. (Fig.43 y 44).- Este corte se situa en el angulo NW de la Hoya de Nérpio. Los términos más antiguos se encuentran en el arroyo de San Sebastián, continuando la serie en la ladera NW de la sierra de Huebras, después de cruzar el río Zumeta. El tramo más bajo está constituido por dolomías a las que siguen margas muy cubiertas, alternancia de calizas y margas con lechos de lignito y calcarenitas y dolomías. Todo este conjunto representa el Berriasense superior?-Valanginiense inferior.

Un contacto mecánico, que debe pasar por el río Zumeta, impide conocer el resto de los términos neocomienses. La serie interrumpida de este modo continúa con dolomías, en cuyo techo no dolomitizado se reconoce el Aptense inferior. Sigue un tramo importante de areniscas, arcillas y arenas con cantos de cuarcita, que por posición estratigráfica corresponde al Gargasiense; continúan calizas con Rudistas con intercalaciones de margas hacia el techo de edad Gargasiense superior sin excluir del todo la base del Albense. Sobre dichas calizas se levantan arcillas, arenas y areniscas con cantos de cuarcita de edad Albense inferior. Nuevo tramo de calizas con Rudistas y Orbitolinas del Albense superior, al que siguen arenas y arcillas. La serie se termina con margocalizas y calizas margosas con grandes Orbitolinas del Vraconense y con las dolomías del Cenomanense.

V.2.3.- Sector meridional de la Sierra del Segura.

Está constituido por un conjunto de sierras individualizadas, cuyas series estratigráficas presentan variaciones considerables de unas a otras. Se trata de las sierras del Pozo, Quesada, Castril y Seca.

V.2.3.1. Sierra del Pozo.

En ella hay que diferenciar dos partes importantes, de un lado la más marginal y por otro la más oriental. La parte marginal corresponde al sinclinal del nacimiento del Guadalquivir y al flanco occidental del sinclinal de Cabeñas, situado inmediatamente al Este de aquel así como sus prolongaciones septentrionales.

Las características generales de las series marginales de la Sierra del Pozo son las siguientes: a) aparición brusca, respecto al dominio de la Sierra de Cazorla, de una gran potencia de materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, representados, como en el sector central de la Sierra del Segura, por calizas, calizas alternando con margas y calcarenitas; b) discordancia a nivel de las margas y arcillas con pisolitos ferruginosos, de

ESQUEMA CARTOGRAFICO Y CORTE DE LA SIERRA DE HUEBRAS

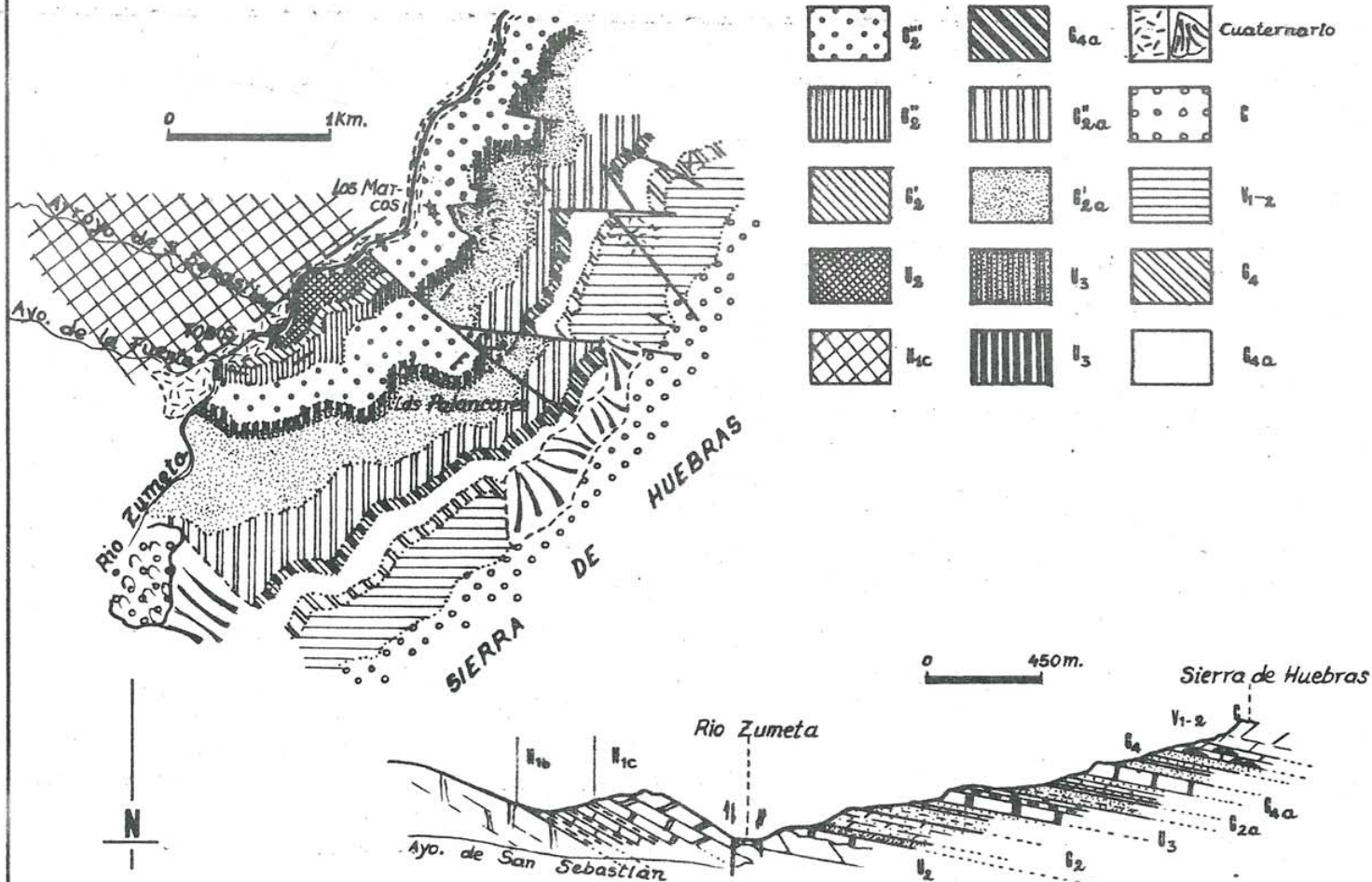


Fig. 43

ESQUEMA CARTOGRAFICO DEL SECTOR DE
CABAÑAS - NACIMIENTO DEL GUADALQUIVIR

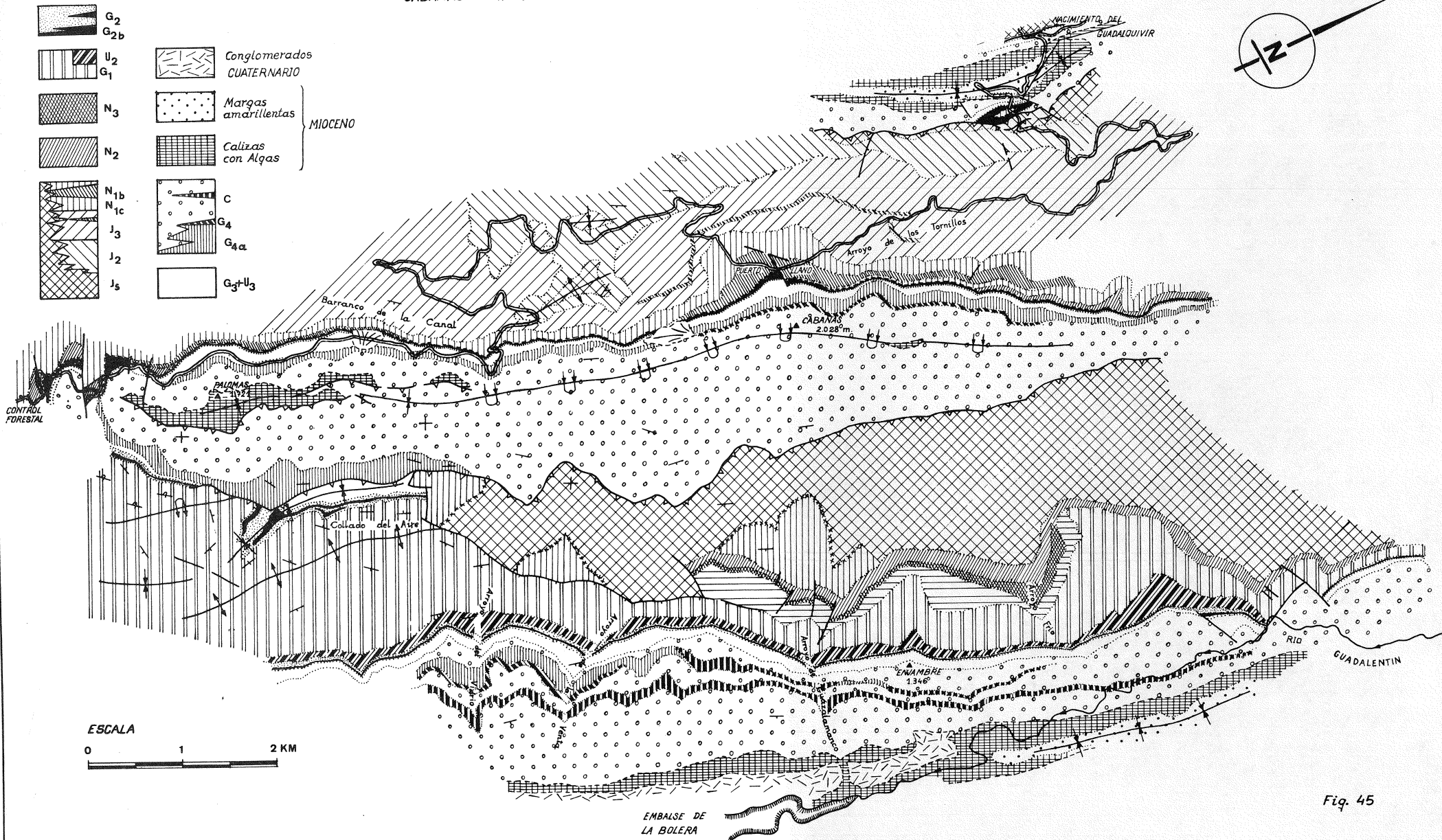


Fig. 45

manera que estas se colocan progresivamente sobre materiales desde el Barremense hasta los del tránsito Jurásico-Cretácico (ver cartografía Fig.45); c) a partir de dicho nivel ferruginoso (base del Aptense superior), las series son similares y están constituidas por margas verdes con niveles de calizas oscuras intercaladas (Aptense superior-Albense inferior), dolomías con un nivel de calizas blancas y arenas y margas dolomíticas del Albense superior. Estas arenas y margas dolomíticas, muy poco desarrolladas e incluso localmente inexistentes, representan a mi parecer, los materiales de "facies Utrillas". Las series mesozoicas terminan con las dolomías del Cenomanense.

nº 24. Corte del nacimiento del Guadalquivir. (Fig.45,46 y 47).— Se ha levantado con las observaciones realizadas a uno y otro flanco del sinclinal, ya descrito para el dominio de la Sierra de Cazorra. Interesa destacar la laguna estratigráfica existente entre una barra no superior a 15 m. de potencia, constituida por calizas y dolomías del Jurásico terminal, y las margas con pisolitos ferruginosos de la base del Gargasiense.

nº 25. Corte en las cercanías del cortijo de las Chozuelas. (Fig.46 y 47).— Se localiza en la pista de Pozo Alcón a Cazorra, en las cercanías de dicho cortijo abandonado y a menos de 500 metros de la fuente de la Ponderosa.

Sobre calcarenitas del Valanginiense inferior y en contacto ligeramente mecanizado, se encuentran las margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal, seguidas de arenas atribuidas al Hauteriviense y 1 metro de calizas del Barremense. Sobre este último se levanta la serie aptense superior-cenomanense que comienza con las margas con pisolitos ferruginosos.

Todo el flanco Oeste del sinclinal hasta Puerto Llano ha sido recorrido, observándose a lo largo del mismo como las arcillas ferruginosas se disponen sobre calcarenitas y calizas del Valanginiense superior.

nº 26. Corte de Cabañas. (Fig.45,46,47 y 48).— Realizado en la transversal del vértice Cabañas (punto más alto de la Sierra del Pozo- 2.028 m.), el corte pasa por Puerto Llano. Es la mejor sucesión observada de los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, ya que a diferencia de las demás, las capas no están replegadas. En ellas se intercala un nivel de conglomerados con pisolitos ferruginosos. Las margas ferruginosas de la base del Gargasiense se localizan prácticamente en Puerto Llano (ligeramente al Este del mismo), sobre niveles con Caráceas y Ostrácodos del Valanginiense inferior.

nº 27. Corte a 2 km. al Norte de Puerto Llano. (Fig.45 y 47).— Sobre margas y calizas con Ostrácodos y Caráceas del Valanginiense inferior, se levantan calizas con abundantes *Ampullina leviathan* y abundante microfauna asimismo del Valanginiense inferior. Siguen 3 a 5 metros de margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal. Sobre dichos materiales vienen las arcillas ferruginosas del Gargasiense inferior, base de la serie aptense superior-cenomanense cuyas características son ya conocidas.

nº 28. Corte al NE del Arroyo Amarillo. (Fig. 47,49 y 50).— A menos de 1 km al NE de la Cabecera del arroyo Amarillo, se localiza un puerto muy característico donde se encuentra la parte más interesante de la serie. Las arcillas ferruginosas de la base del Aptense superior descansan sobre arenas y areniscas con Corales, las cuales por encontrarse sobre las margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites, son datadas como Hauteriviense.

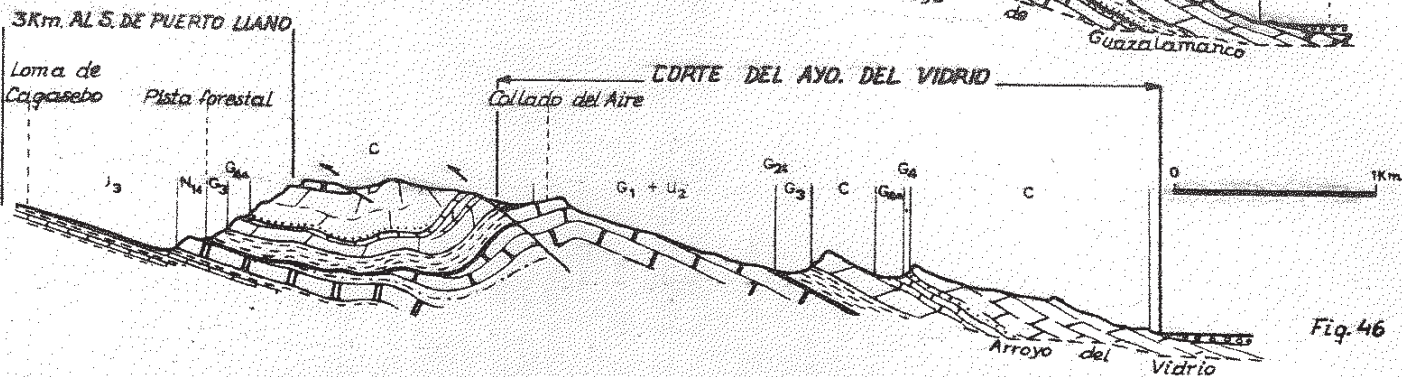
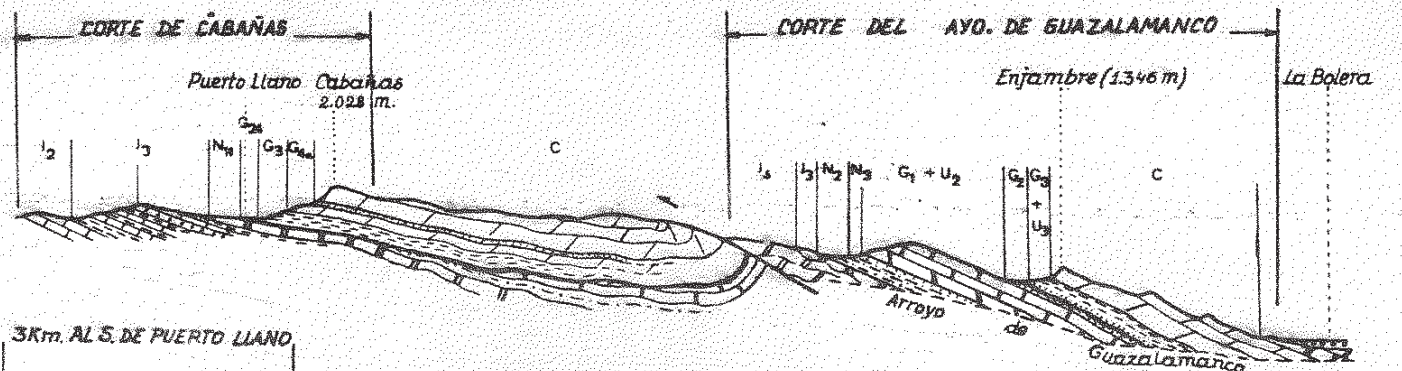
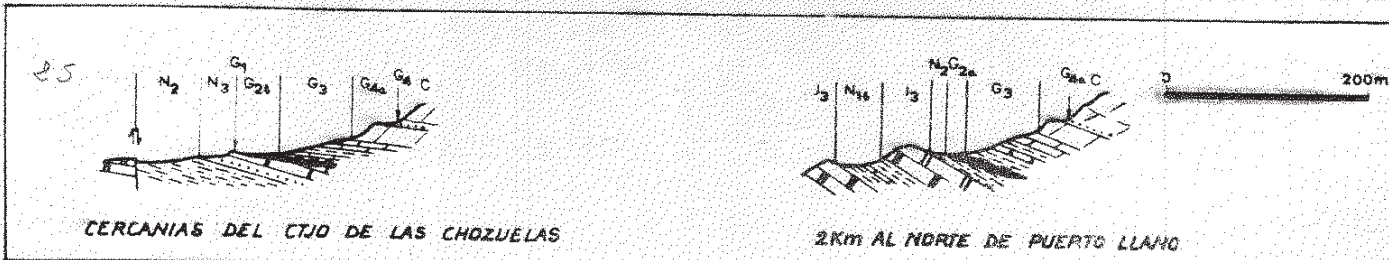
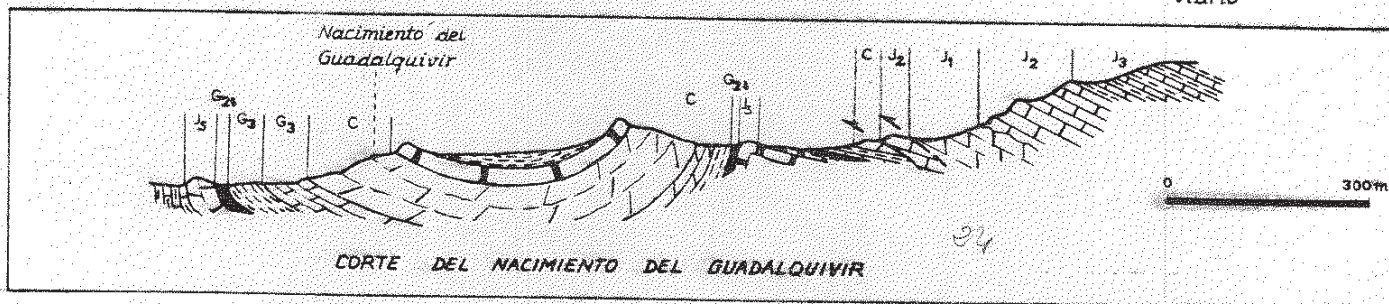
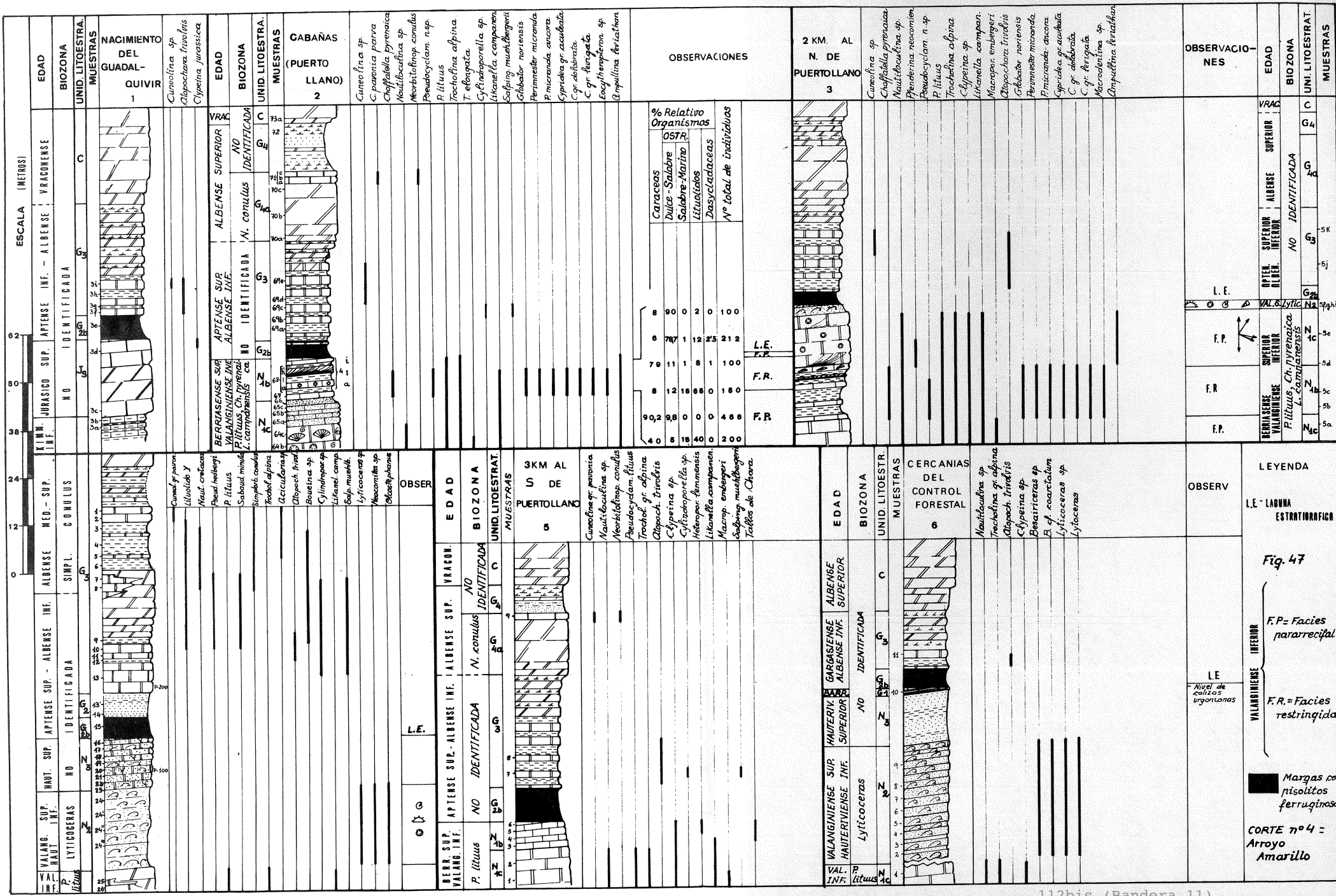
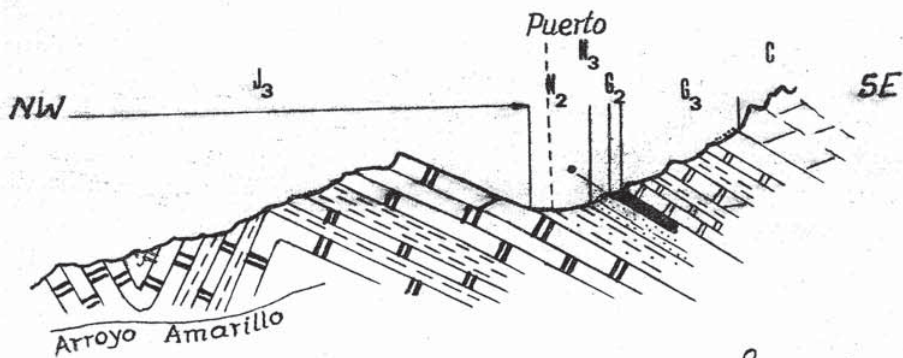


Fig. 46





CORTE A LO LARGO DE ARROYO AMARILLO



0 500m
 --- Laguna estratigráfica

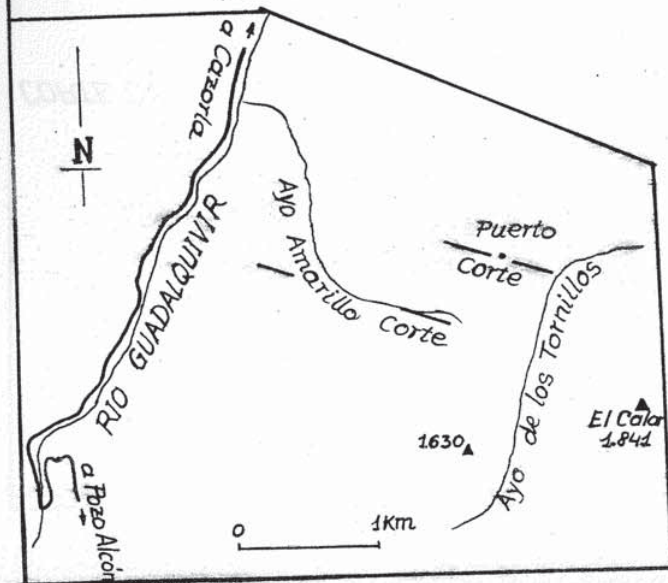
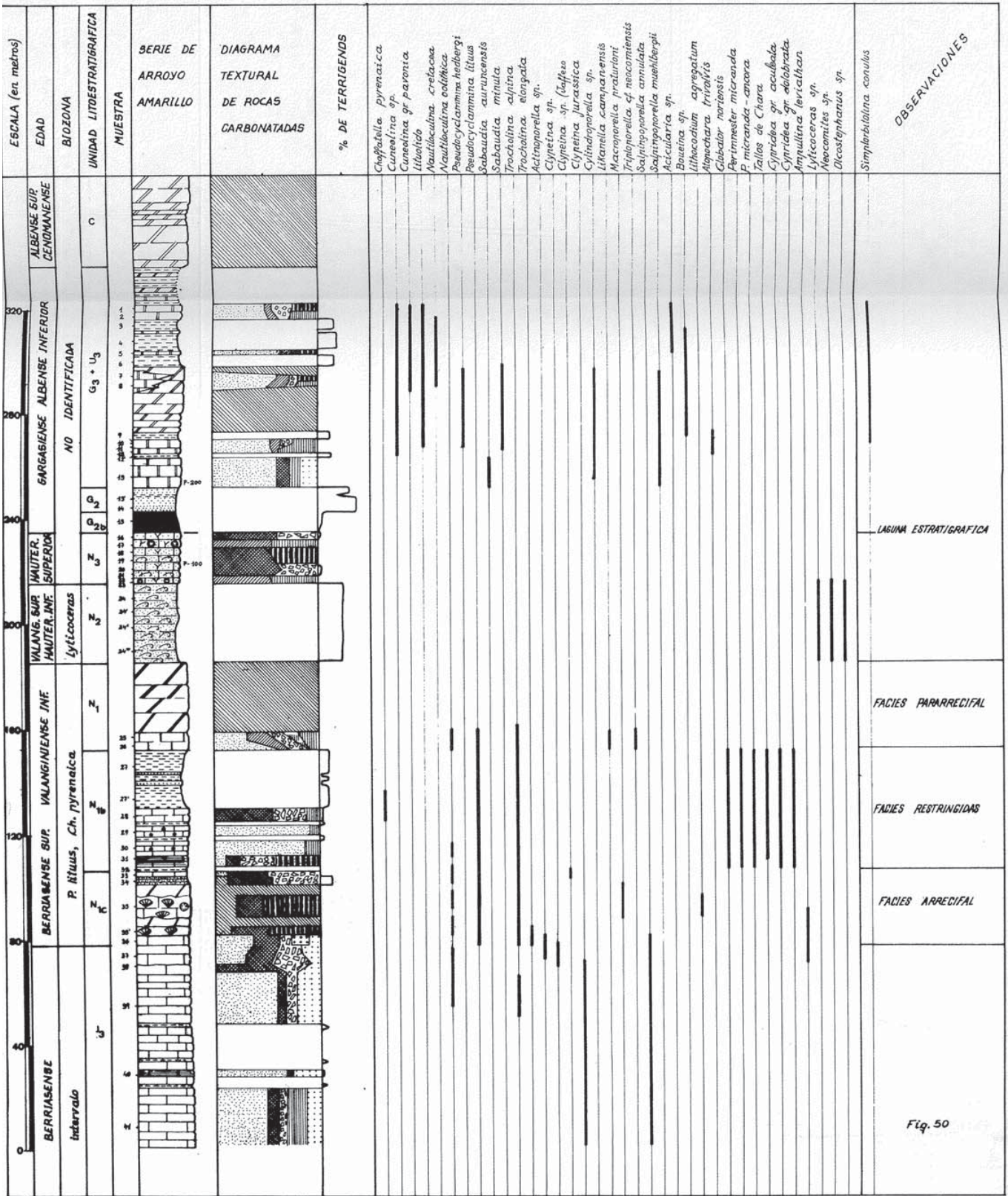
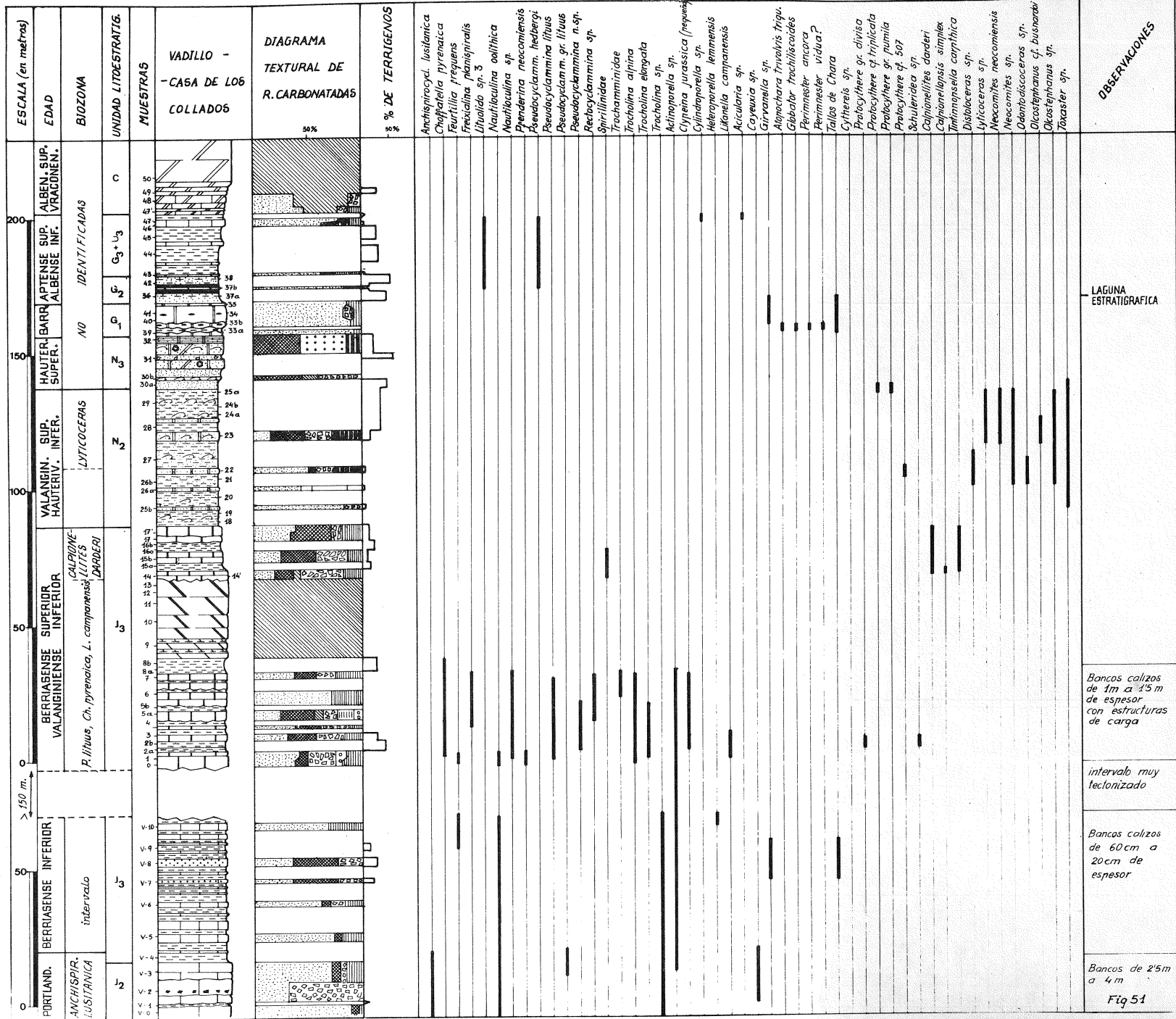


Fig. 49





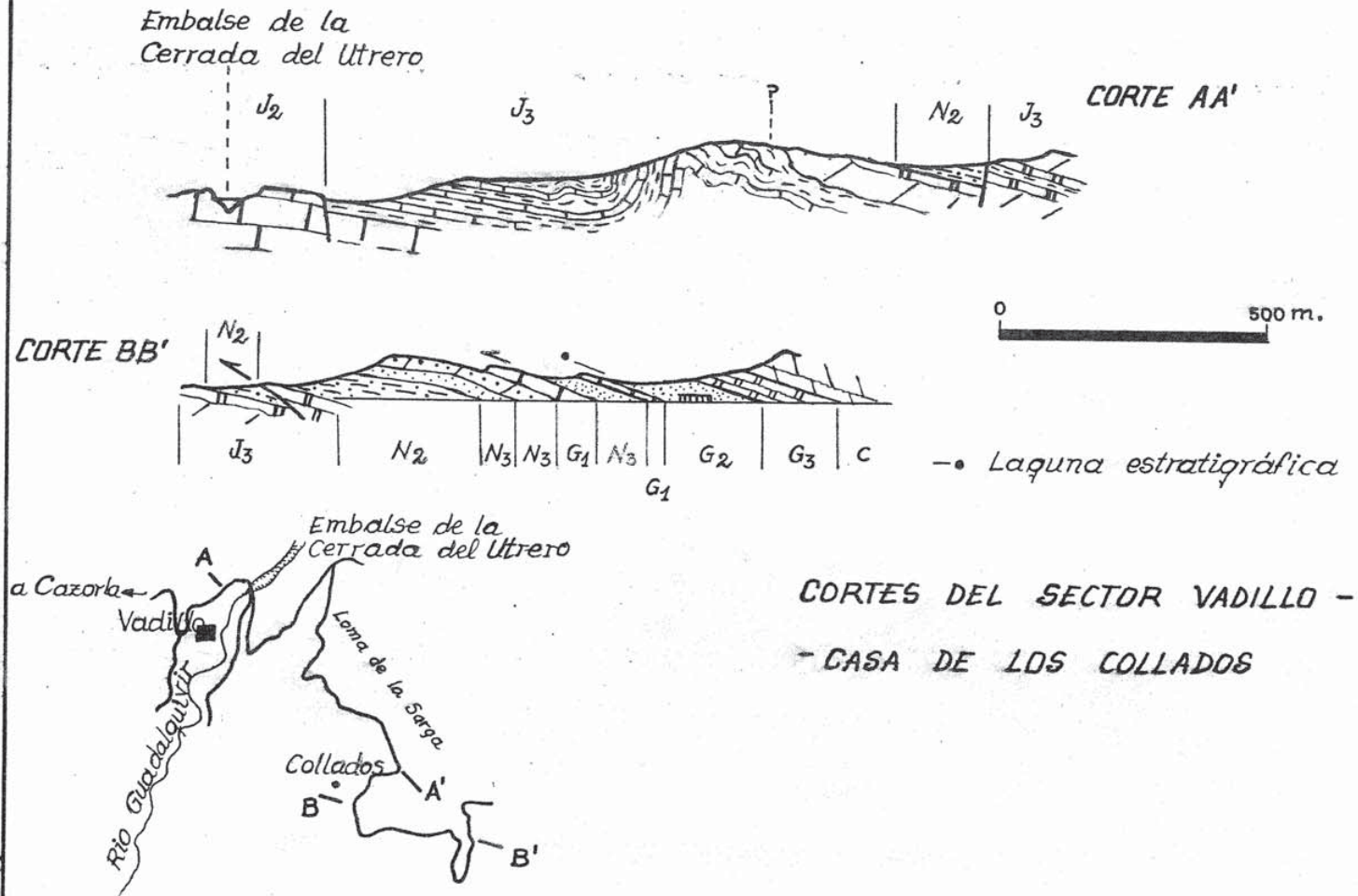


Fig. 52

nº 29. Corte de Vadillo-Casa de los Collados. (Fig. 51 y 52).— Se ha realizado desde el poblado de Vadillo, siguiendo la pista que va a la Nava de San Pedro. El corte comienza en la Cerrada del Utrero con calizas grises en bancos gruesos del Portlandense, a las que siguen calizas con intercalaciones de margas muy replegadas que corresponden al Berriasenense - Valanginiense inferior. A la altura de la Casa de los Collados el corte se puede continuar, si bien existe repetición tectónica de términos, difícilmente reconocible, y dando la impresión de que la serie es continua. Conviene destacar la presencia de las margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites a la altura de la casa, seguidas de margas grises y areniscas atribuidas al Hauteriviense; viene después un banco de calizas con Caráceas (repetido dos veces por falla) de edad Barremense. Sobre él, se levanta la sucesión ya conocida de materiales que comienzan en el Gargasience inferior.

Aunque de menos envergadura que en los cortes precedentes, se pone de manifiesto de nuevo la laguna estratigráfica que caracteriza a la parte marginal de la Sierra del Pozo.

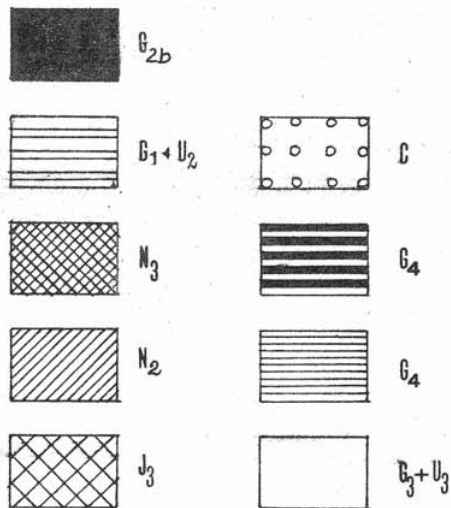
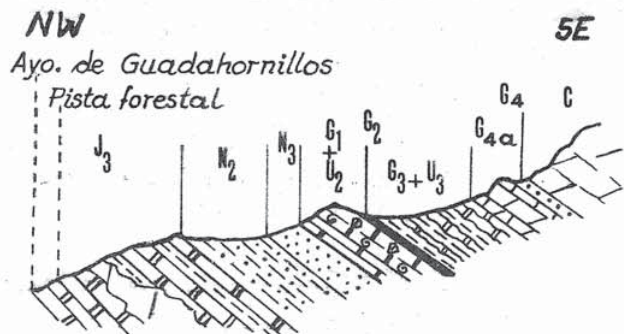
El resto de la Sierra del Pozo presenta series estratigráficas bastante completas, en las que los materiales del tránsito Jurásico-Cretácico, al igual que en la parte marginal, están bastante bien representados. Son seguidos por las margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal y margas y areniscas atribuidas al Hauteriviense. El Barremense está constituido por calizas claras bien estratificadas a las que siguen calizas con Rudistas y un nivel de Corales de edad Beduliense. El resto de la sucesión conserva las mismas características que en la parte marginal de la Sierra del Pozo, encontrándose los niveles ferruginosos concordantes con los términos infrayacentes. También es de destacar el escaso desarrollo de los materiales de "facies Utrillas", estando el Albense superior representado en su mayor parte por dolomías, que terminan en un delgado nivel de calizas.

Dentro de este área la diferencia más importante entre las distintas series estriba en la variación de la potencia de las calizas de edad Barremense. De esta parte de la Sierra del Pozo se cuenta con los siguientes cortes:

nº 30 y 31. Cortes del Arroyo de Guadahornillos y de las cercanías de la confluencia de los arroyos de Gracea y de las Truchas. (Fig. 53, 54 y 55).— Están localizados en el extremo NE de la Hoja de Cazorla. La sucesión estratigráfica responde a las características generales dadas anteriormente, siendo la potencia de los materiales del Barremense-Aptense inferior menos de 20 metros.

nº 32, 33, 35 y 36. Cortes en los alrededores de la Nava del Espino y de la Nava de San Pedro. (Fig. 56, 57 y 58).— Localizados en el sector Este de la Hoja de Cazorla, estos se caracterizan por la reducida potencia de los materiales del Barremense-Aptense inferior. Es probable incluso que llegue a existir dentro de los mismos alguna pequeña laguna, pues no se han encontrado todas las biozonas del Aptense inferior.

nº 37 y 38. Cortes del Arroyo de Guazalamanco y del Arroyo del Vidrio. (Fig. 45, 59 y 60).— Se sitúan en la Hoja de Pozo Alcón. A diferencia de los cortes anteriores, estos y especialmente el del Arroyo del Vidrio, presentan un gran espesor de calizas bien estratificadas del Barremense, así como de dolomías del Cenomanense. Ya FOUCAULT (1971) llama la atención sobre este hecho, considerando que corresponde más bien a un fenómeno estratigráfico que a una duplicación tectónica.



CORTE Y ESQUEMA CARTOGRAFICO
DEL ARROYO DE GUADAHORNILLOS

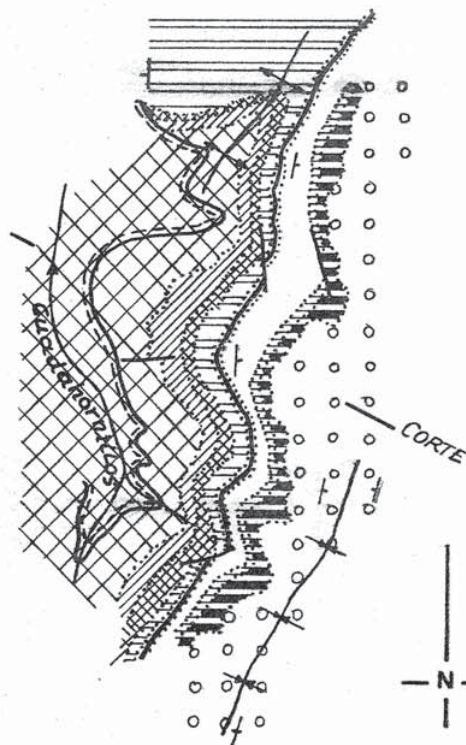
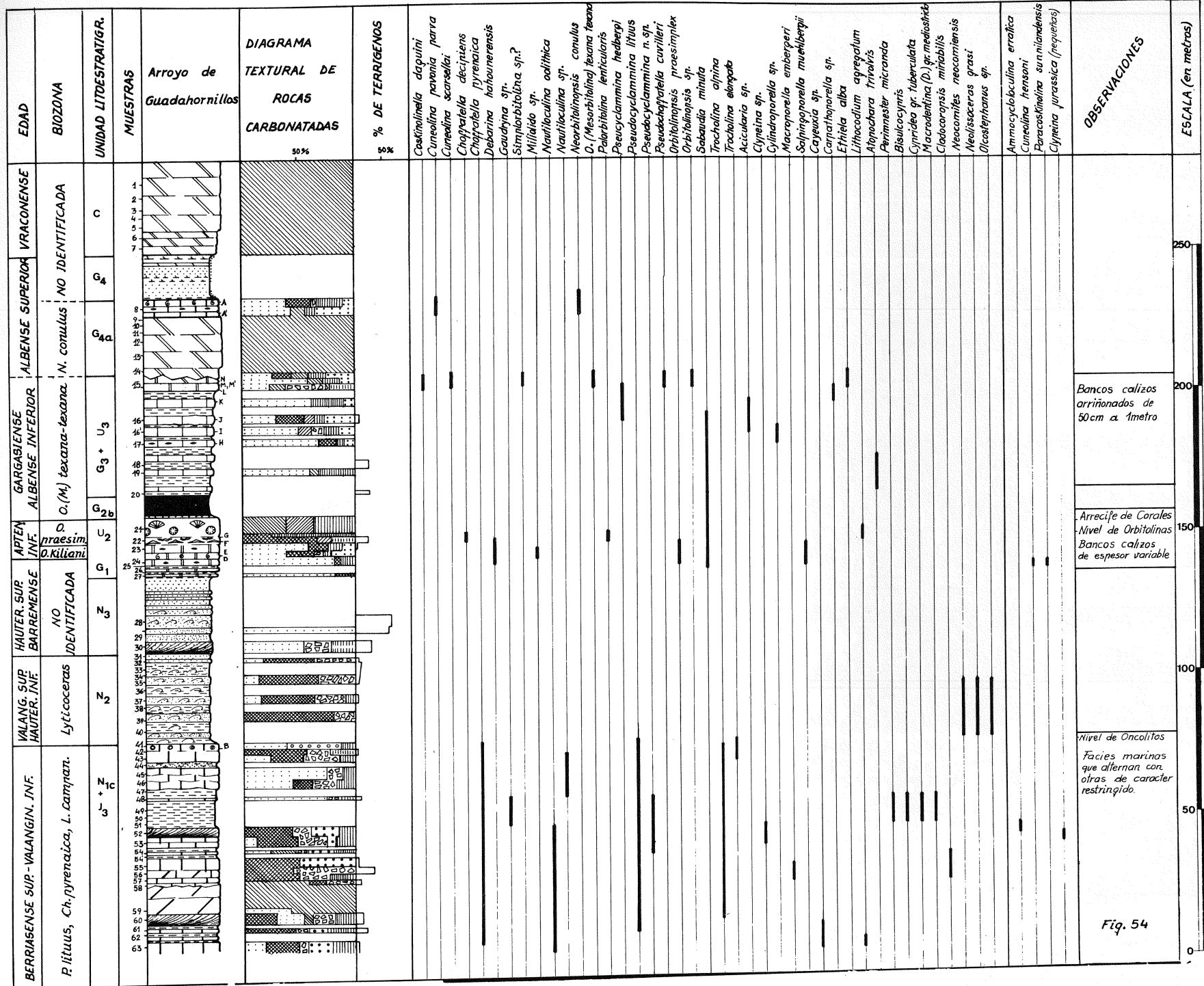


Fig. 53

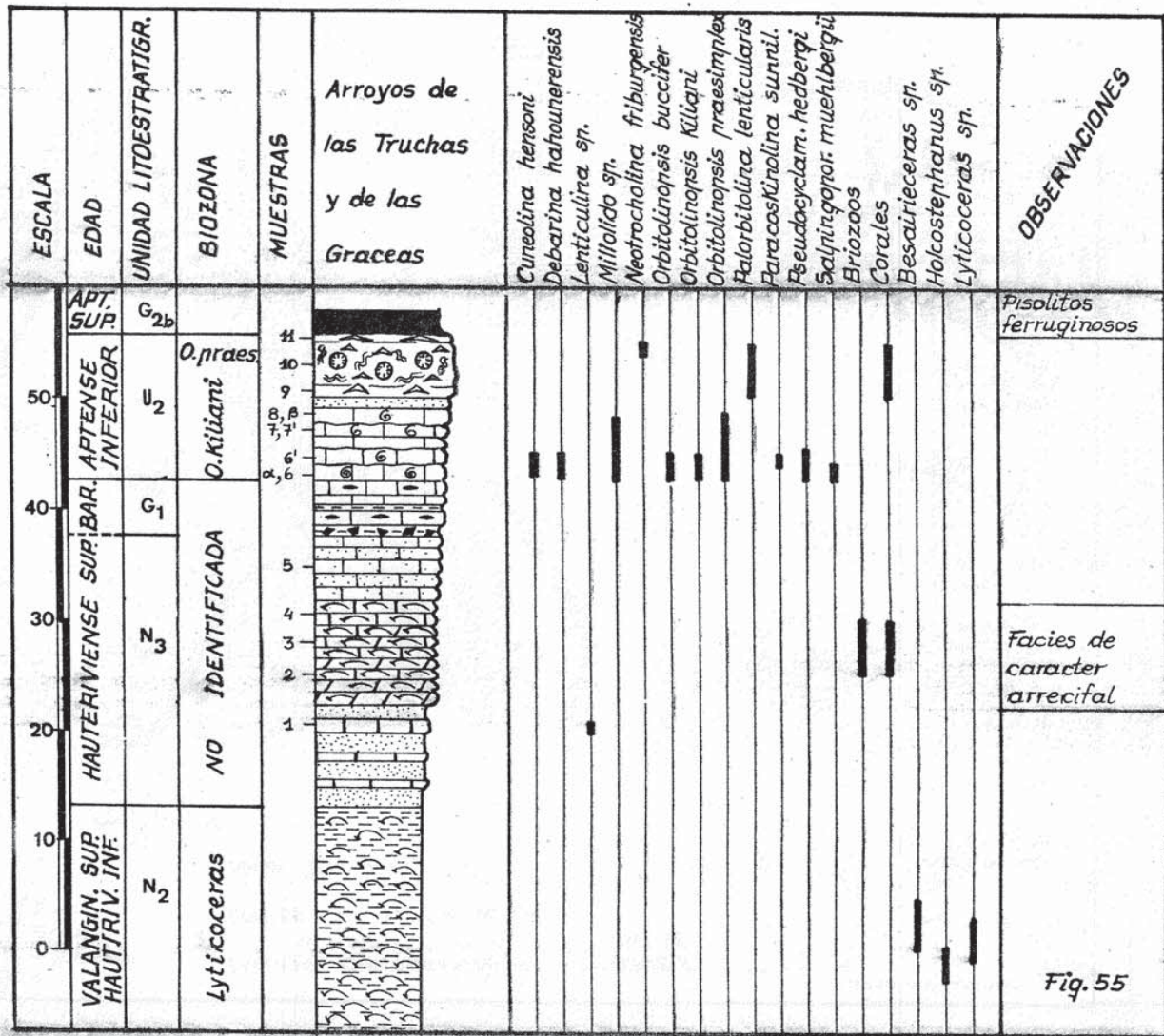


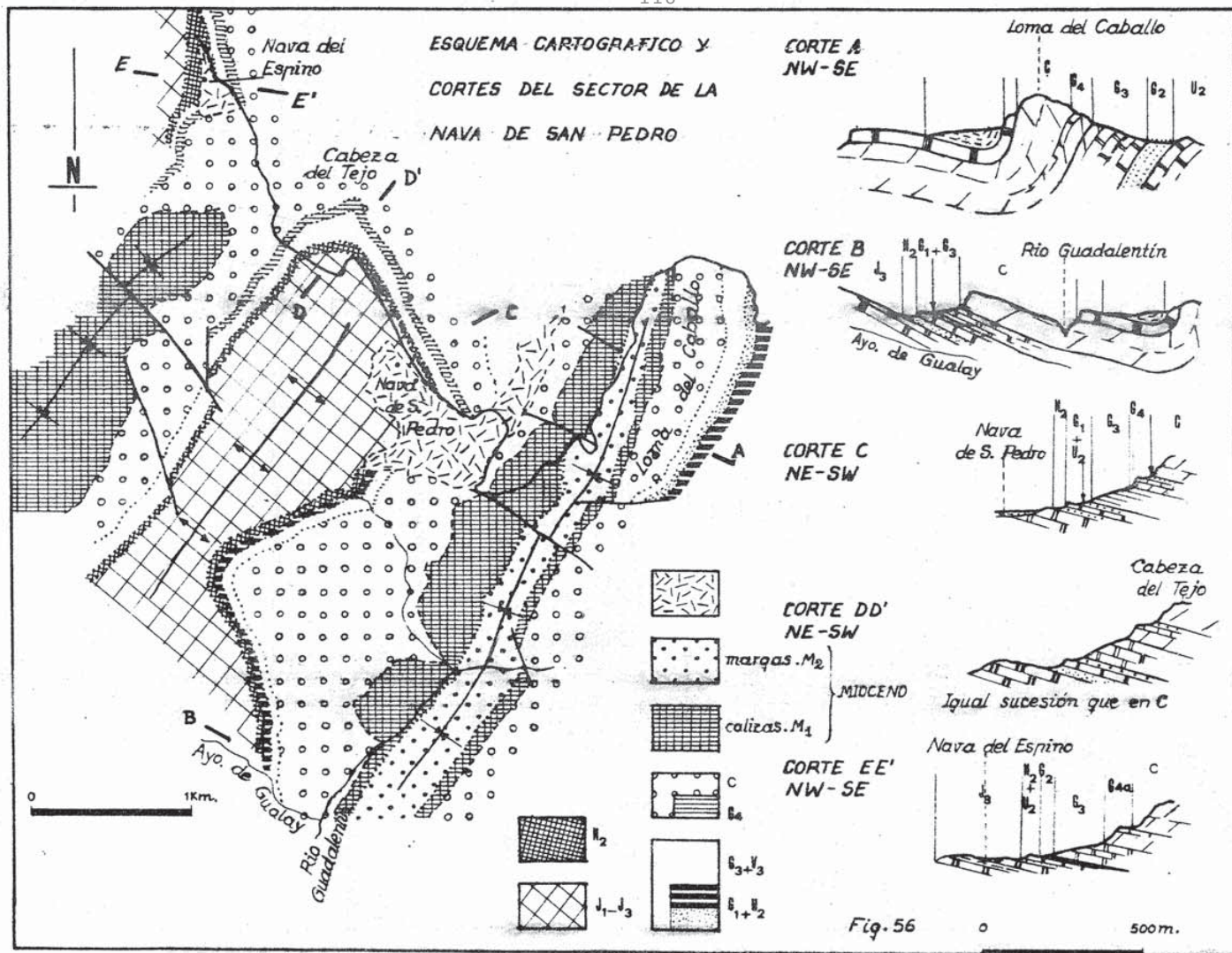
Bancos calizos
arriñonados de
50 cm a 1 metro

Arrecife de Corales
Nivel de Orbitolinas
Bancos calizos
de espesor variable

Nivel de Oncolitos
Facies marinas
que alternan con
otras de caracter
restringido.

Fig. 54





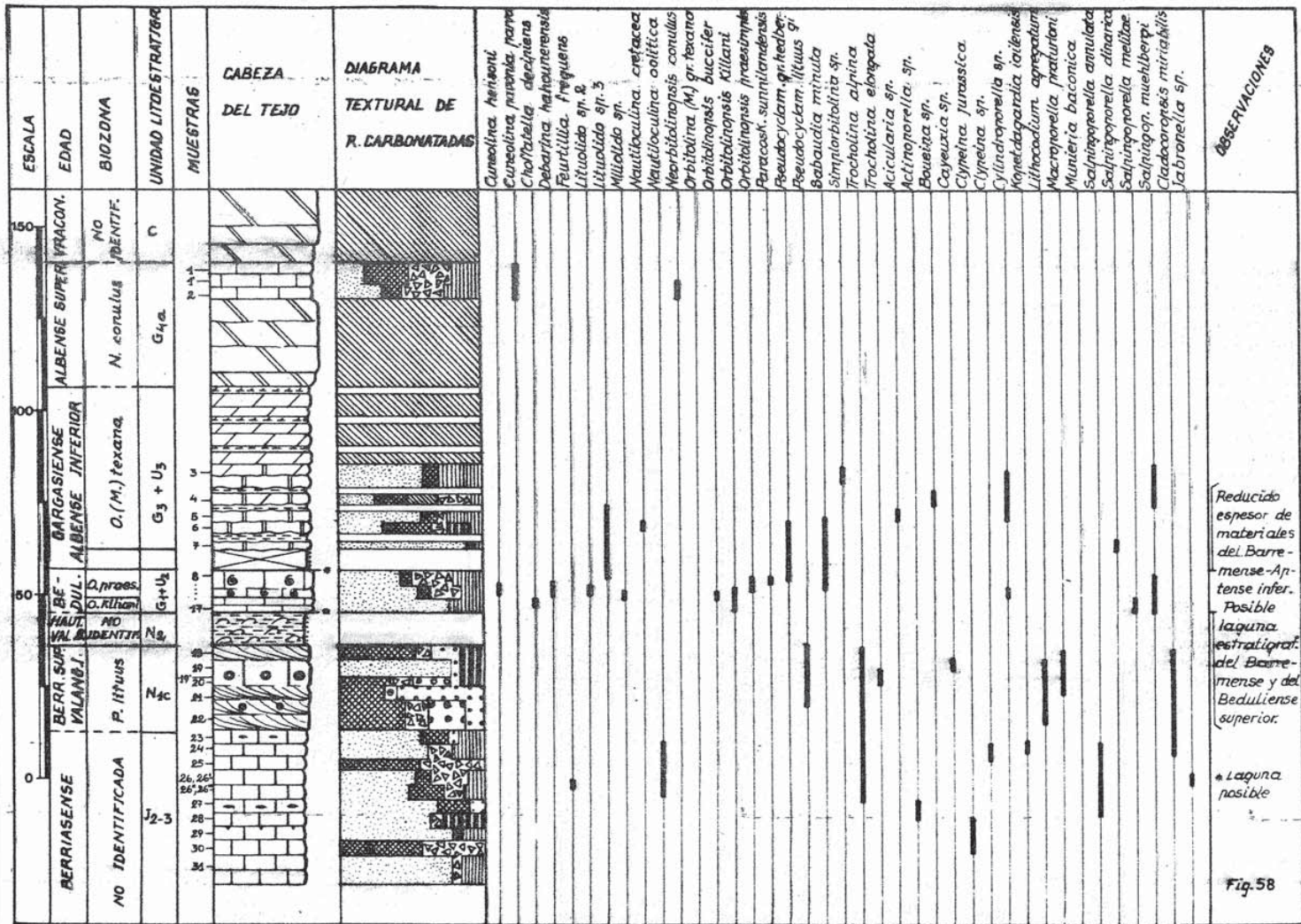
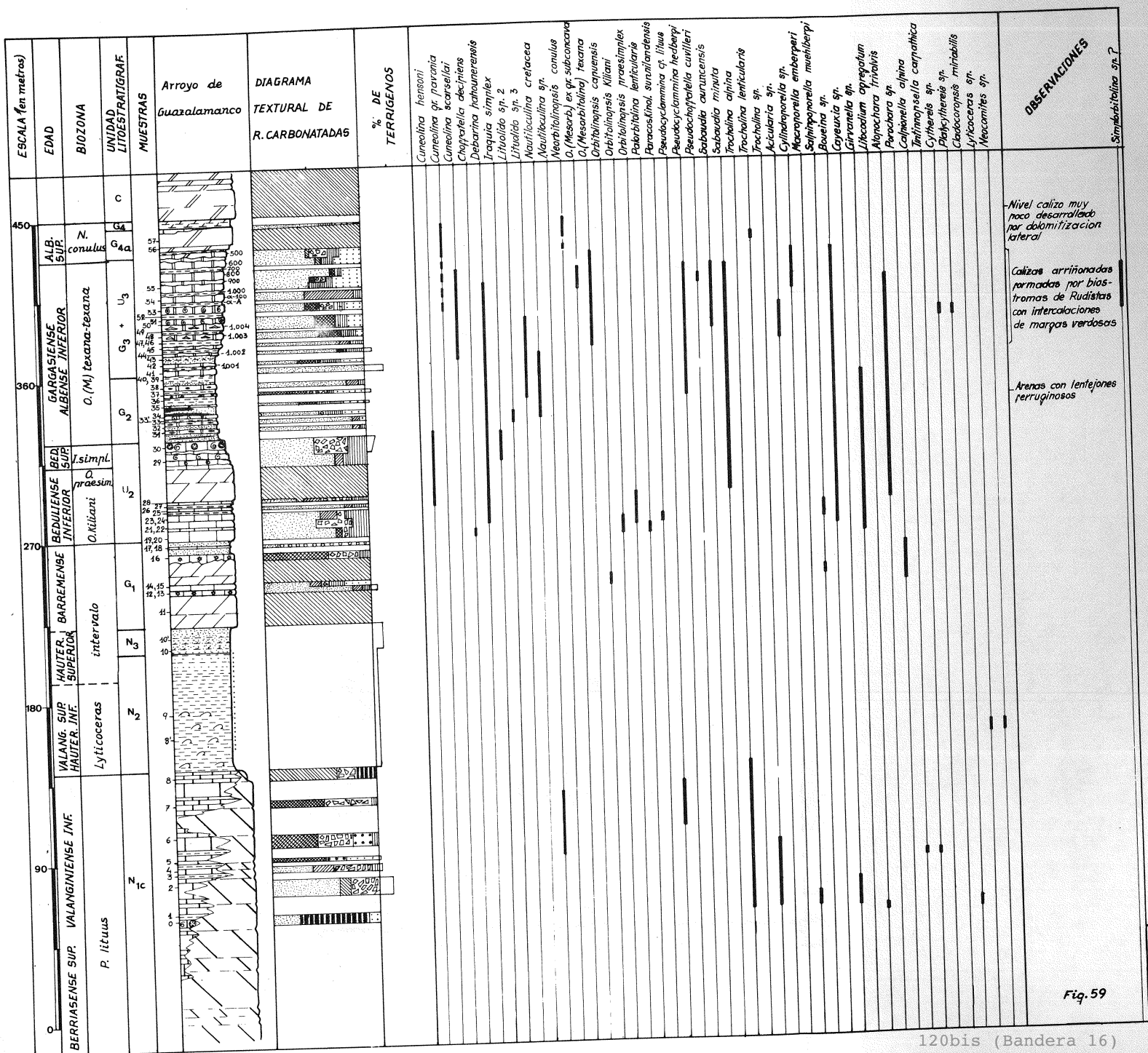


Fig. 58



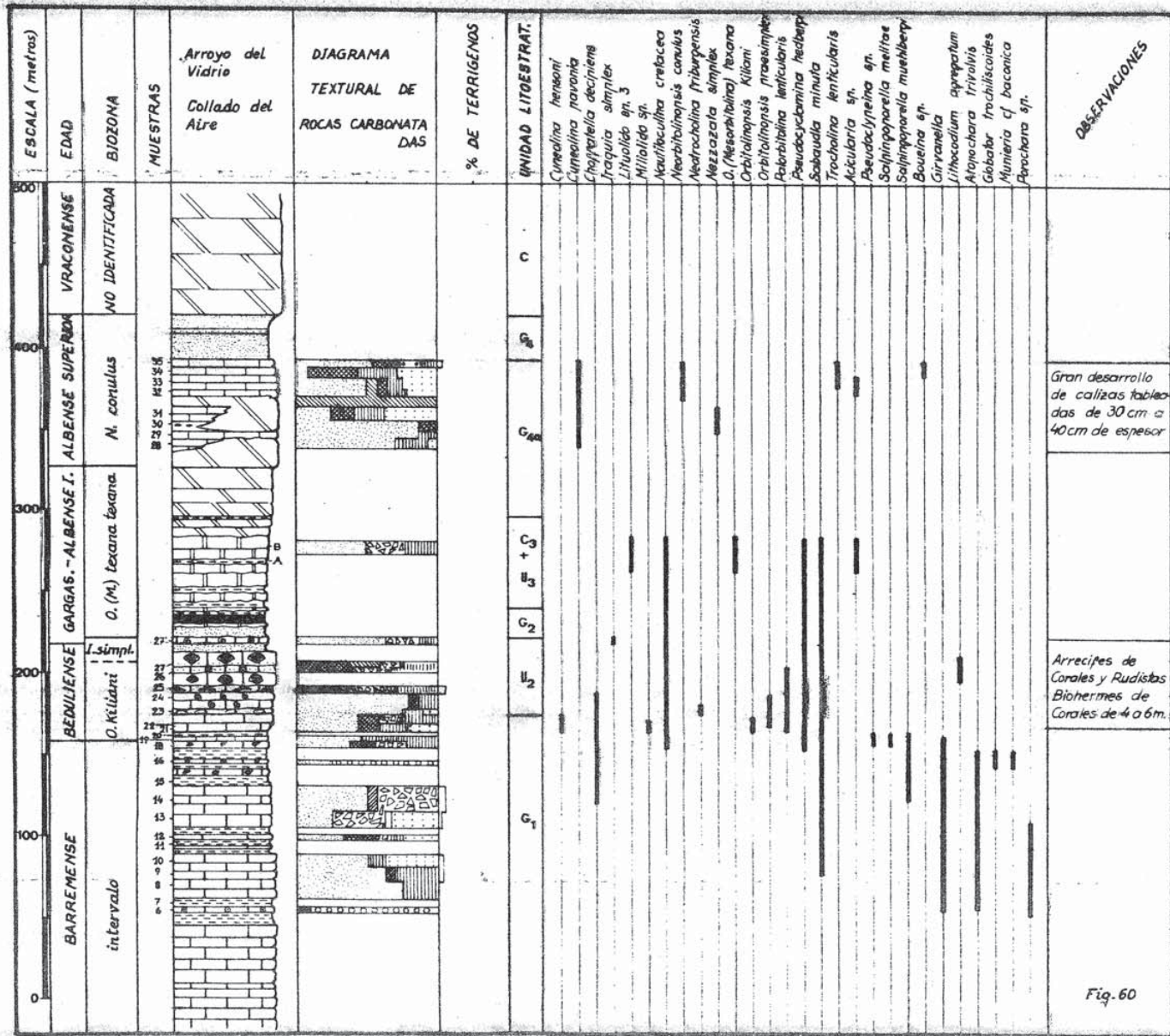


Fig. 60

V.2.3.2. La Sierra de Quesada.

La Sierra de Quesada está constituida por un conjunto de mogotes alineados en dirección NW-SE. Como indica FOUCAULT (1971) de NW a SE se pueden reconocer las mismas facies que en las Sierras de Cazorla y del Pozo respectivamente, puesto que en definitiva se trata de los mismos materiales desplazados 7 km. al NW por acción del desgarre de Tiscar.

Por mi parte he realizado tan solo un corte, cuyas características se resumen a continuación.

nº 39. Corte del Barranco del Tizón. (Fig.61).- La serie estratigráfica es similar a las del flanco Oeste del sinclinal de Cabañas. Merece destacar que las margas amarillentas con pisolitos ferruginosos de la base del Gargasiense, se disponen sobre las margas arenosas con Exogyra y Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal.

V.2.3.3. La Sierra del Castril.

La Sierra del Castril se situa al Este de la Sierra del Pozo, por lo cual presenta facies de caracter más marino que aquella. Se han realizado dos cortes:

nº 40. Corte de los Arenales-Nava de Pablo. (Fig. 62 y 63).- Situado en la parte occidental de la Hoja de San Clemente, este corte se localiza en el límite entre la Sierra del Pozo y la parte Norte de la Sierra de Castril, coincidiendo con la prolongación hacia el Sur de la Cordillera de las Banderillas. La serie, que comienza con dolomías atribuidas al Portlandense, continúa con margocalizas limosas con Tintínidos y escasos Ammonites que datan el Berriasense en facies de influencia pelágica. Siguen las calcarenitas arrecifales del Valanginiense inferior; despues margas y margocalizas arenosas con Ammonites y escasas Exogyras del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior, seguidas de areniscas dolomíticas atribuidas al Hauteriviense. El Barremense-Aptense inferior corresponde a un conjunto bastante dolomitizado constituido por arenas y dolomías con un tramo calizo; en él se puede reconocer el Aptense inferior. El Gargasiense-Albense inferior está representado por calizas arriñonadas con finos niveles de margas verdes, con Pseudotoucasia dolomitizadas hacia el techo. La dolomitización a la que se ven sometidos los materiales suprayacentes impide reconocer ya otros términos que no sean dolomías de grano grueso.

nº 41. Corte del Buitre cerca de Barranco Seco. (Fig. 64 y 65).- Localizado, a diferencia del anterior, en el extremo meridional de la Sierra del Castril, puede reconocerse a través de escarpados desniveles una sucesión estratigráfica que comienza en el Aptense superior. El término más bajo está representado por una potente unidad litoestratigráfica constituida por calizas en bancos gruesos y por niveles arriñonados con abundantes Rudistas y algunos Corales; todo conjunto es de edad Aptense superior-Albense (posiblemente superior). Siguen dolomías y arenas en las que he creído reconocer las "facies Utrillas". Después calcarenitas y margocalizas y margas con Ammonites y microfauna plantónica del Vraconense. Continúa la serie con dolomías del Cenomanense-Turonense seguidas de un espeso conjunto de materiales senonenses y terciarios.

ESQUEMA CARTOGRAFICO Y CORTES DEL SECTOR ARENALES - NAVA DE PABLO

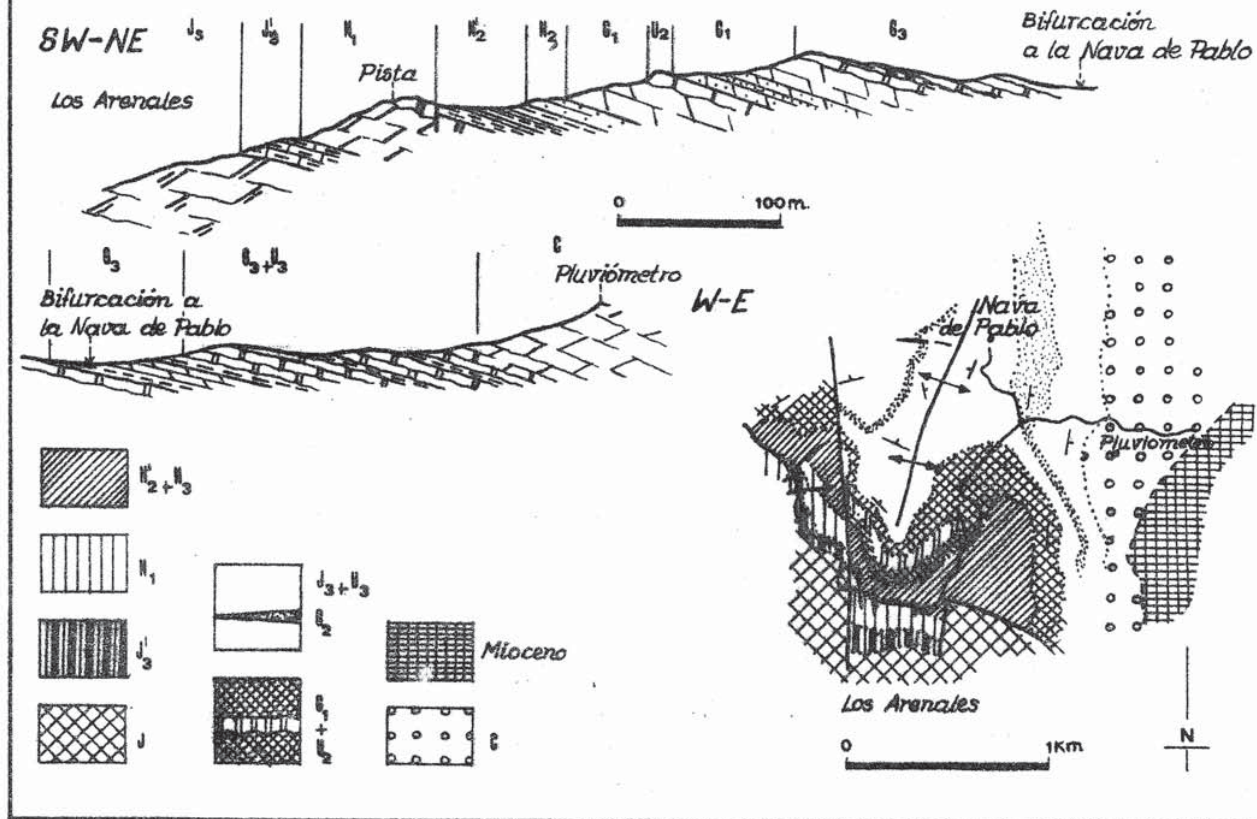
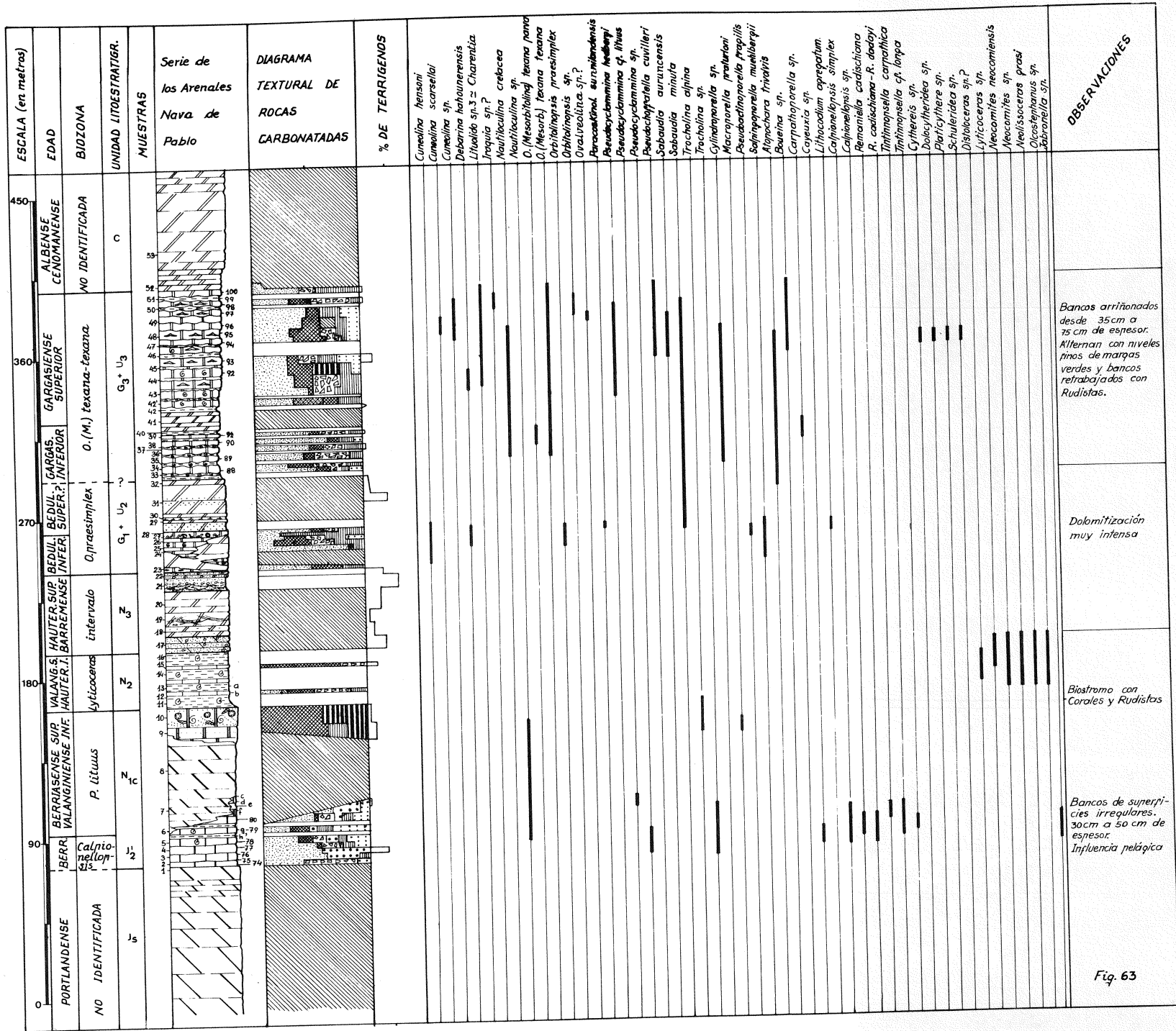


Fig. 62



Bancos arrionados desde 35 cm a 75 cm de espesor. Alternan con niveles más de marjas verdes y bancos retrabajados con Rudistas.

Dolomitización muy intensa

Biostrato con Corales y Rudistas

Bancos de superficies irregulares. 30 cm a 50 cm de espesor. Influencia pelágica

OBSEERVACIONES

Fig. 63

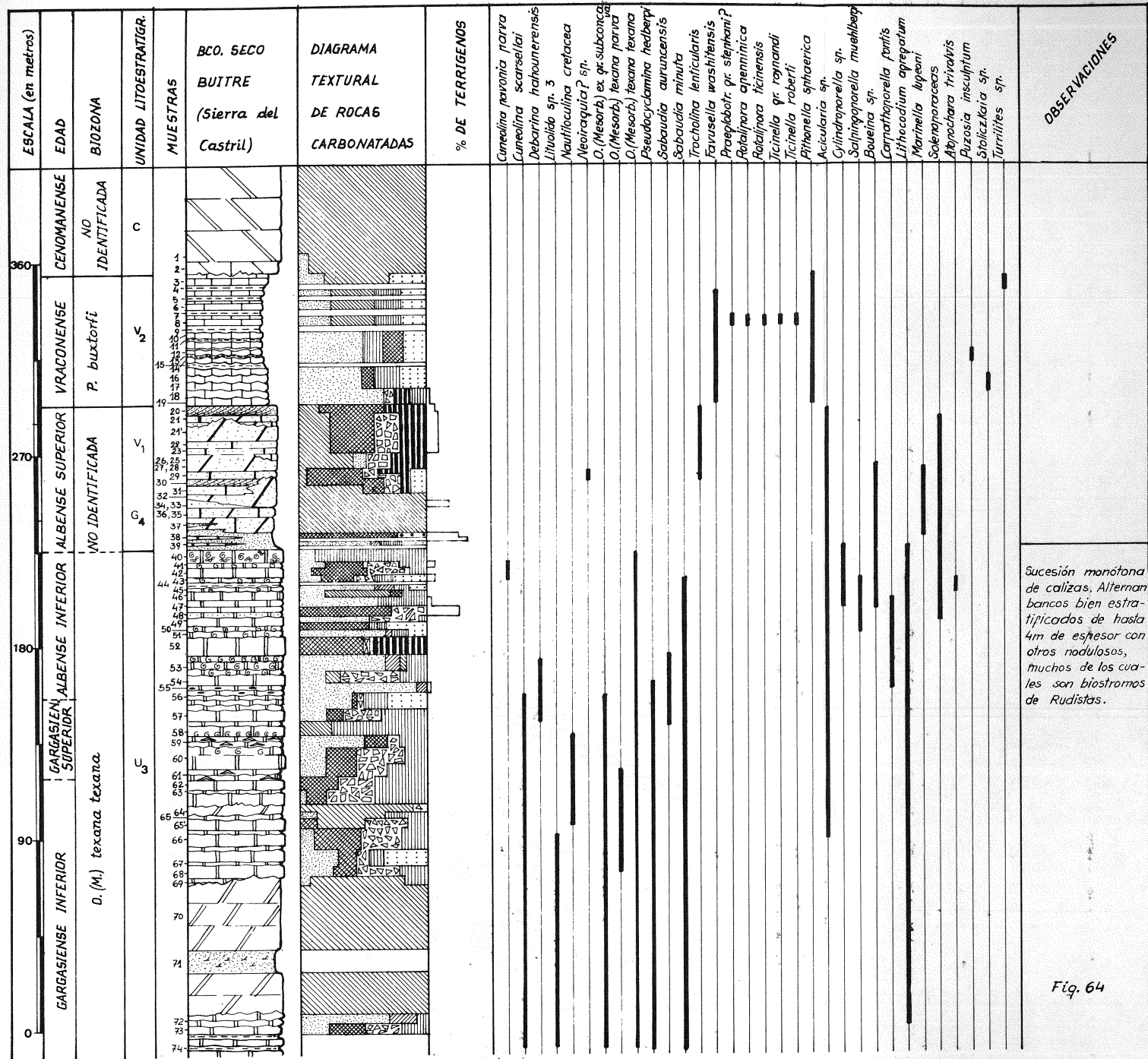
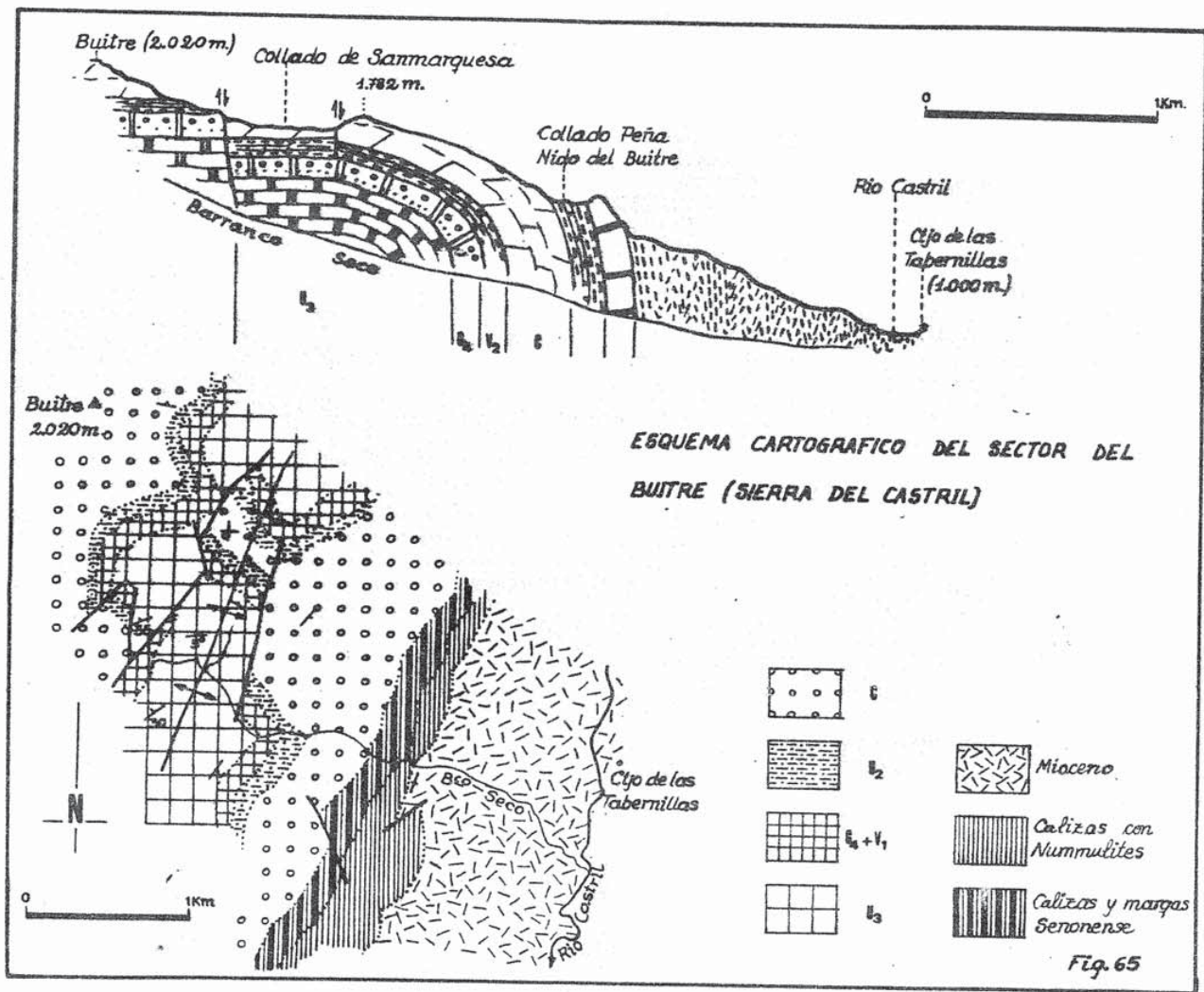
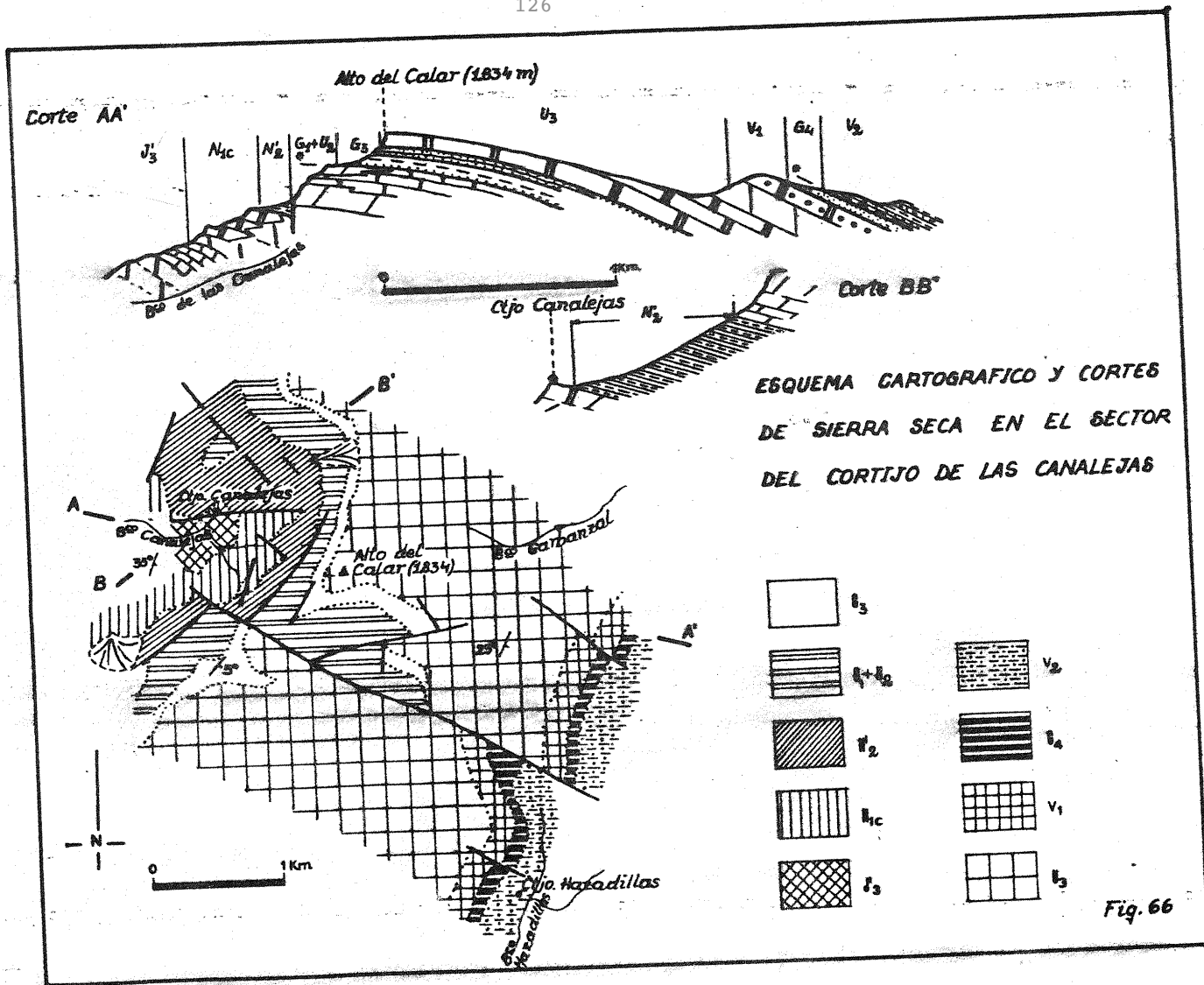


Fig. 64





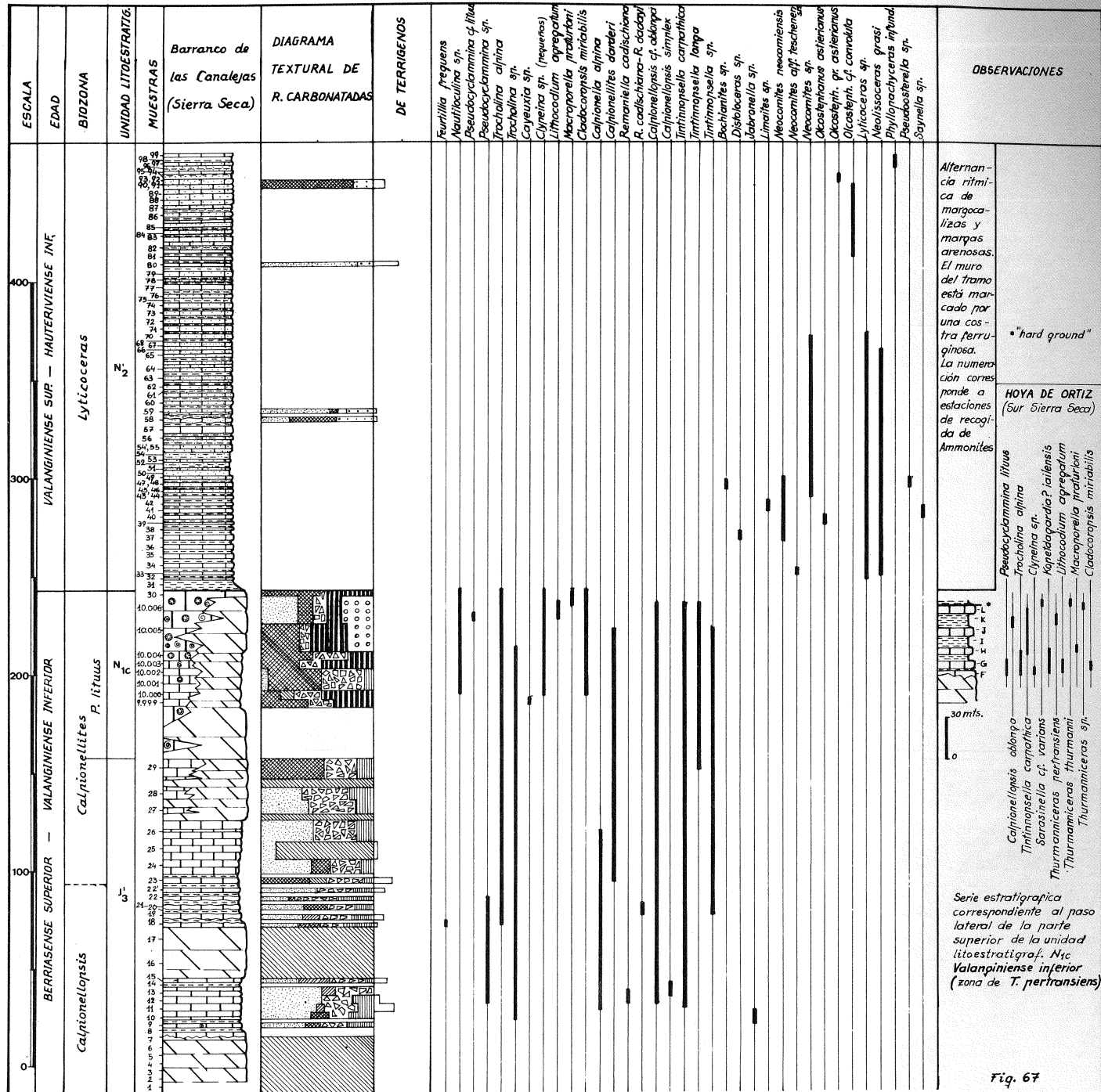


Fig. 67

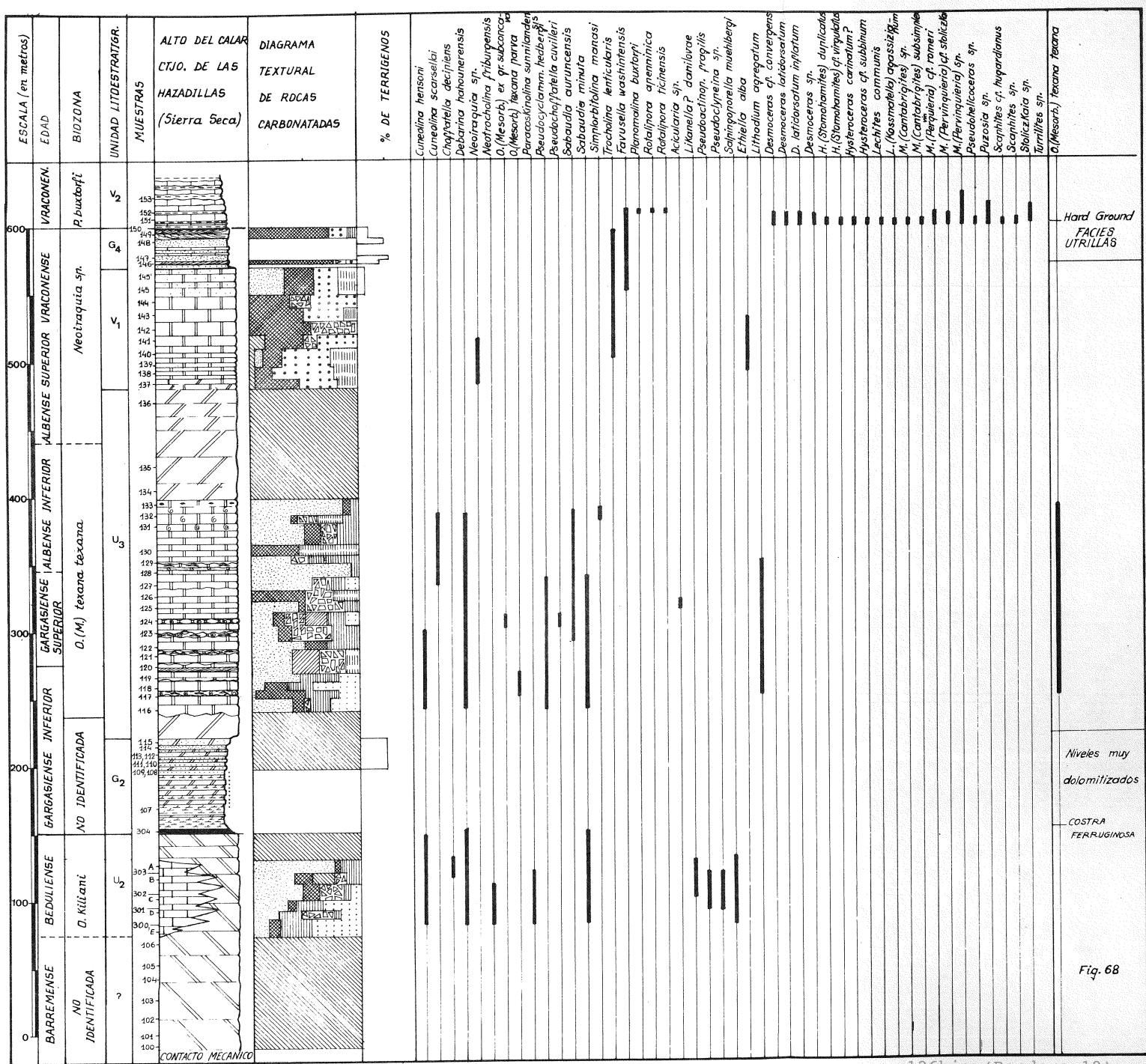


Fig. 68

V.2.3.4. La Sierra Seca.

Localizada como la anterior en la Hoja de San Clemente y al Este de la Sierra del Castril, la Sierra Seca constituye el afloramiento Prebético más oriental dentro del sector estudiado. La serie estratigráfica de gran potencia (cerca de 1.000 m. de espesor de materiales del Cretácico inferior), presenta influencias pelágicas muy marcadas en algunos de sus tramos. Se han realizado varios cortes que se sintetizan en uno solo y que comprende el Barranco de las Canalejas y la alineación Alto del Calar-Cerro Pelado. La sucesión comienza por dolomías a las que siguen margocalizas y calizas margosas limosas con Calpionellas y escasos Ammonites del Berriasense-base extrema del Valanginiense inferior. Siguen las calcarenitas arrecifales, lateralmente muy dolomitizadas, y que hacia el Sur (Hoya de Ortiz-Hoja de Huescar) intercalan margocalizas con Ammonites del Valanginiense inferior. La serie continúa con alternancia rítmica de margocalizas y margas micáceas y limosas con Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior. Un potente paquete de dolomías pardas presenta una zona superior sin dolomitizar, en la cual se ha podido datar el Beduliense. El Gargasiense comienza con arenas ferruginosas, margas verdes muy dolomitizadas y areniscas dolomíticas. Después siguen unos 400 metros de calizas con Rudistas y algunos Corales que hacia el techo pasan a calcarenitas; la edad es Aptense superior-Albense superior. Siguen unos pocos metros de arenas y margas micáceas en las cuales se ha creído reconocer las "facies Utrillas". Sobre ellas y con un espectacular "hard-ground" están las margas y margocalizas con abundantes Ammonites del Vraconense. (ver Fig. 66, 67 y 68).

V.2.4. Cuadros resúmenes de las series estratigráficas en los distintos sectores.

A continuación se muestra, mediante una serie de cuadros comparativos, las diferentes series estratigráficas establecidas en cada sector. De esta forma se logra sistematizar las características estratigráficas más importantes de la región y, al mismo tiempo, se comparan los datos obtenidos en este trabajo con los aportados anteriormente por los autores que habían trabajado en la misma aérea geográfica.

CUADRO RESUMEN DE LAS SERIES ESTRATIGRAFICAS EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DEL SEGURA

Fig. 69

A.C. LOPEZ-GARRIDO (1971)		EDAD	M. GARCIA-HERNANDEZ (1977)	
Areas occidentales	Areas orientales		Areas occidentales	Areas orientales
Dolomías		CENOMANENSE	Dolomías (Tramo C)	
Arenas y arcillas "FACIES UTRILLAS"		ALBENSE	"FACIES UTRILLAS" (G ₄)	
LAGUNA ESTRATIGRAFICA	Sucesión compuesta por calizas con Caráceas, niveles con Orbitolinas, Corales Alternan con episodios terrígenos.	APTENSE	LAGUNA ESTRATIGRAFICA	-Calizas con Caráceas y "cailloux noirs" con intercalaciones terrígenas (G ₃ +G ₂).
		BARREMENSE		-Calizas con Orbitolinas, Rudistas y Corales (U ₂) alternando con calizas de Caráceas y "cailloux noirs".
		HAUTERIVIENSE		-Calizas del "cailloux noirs" con niveles de lignito y calizas con Caráceas. (G ₁).
	Arenas y arcillas	VALANGINIENSE		-Arenas con cantos de cuarcita y margas versicolores "FACIES WEALD" (W).
		BERRIASENSE		-Calcarenitas, dolomías e intercalaciones de arenas. (N _{1a}).
	Calizas con <i>Clypeina jurassica</i>	PORTLANDENSE		-Alternancia de calizas y margas. (J ₃). -Calizas irregularmente dolomitizadas. (J ₂).
Dolomías margocalizas Amm.	KIMMERIDGENSE	Dolomías (J ₅) margocalizas con Ammonites		
Materiales no siempre presentes	-Calizas nodulosas -Calizas oolíticas -Dolomías	infra-KIMMERIDGENSE	Materiales no siempre presentes.	-Calizas nodulosas -Calizas oolíticas -Dolomías

CUADRO RESUMEN DE LAS SERIES ESTRATIGRAFICAS EN EL SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DEL SEGURA

Fig. 70

C.J. DABRID (1973)	EDAD	M. GARCIA-HERNANDEZ (1977)	
		Areas occidentales	Areas orientales
Dolomías	CENOMANENSE	Dolomías	
Calizas dolomitizadas	VRACONENSE	Dolomías	-Calizas y margas con Orbit. (V ₂) -Calcarenitas pardas (V ₁)
Arenas y margas ("FACIES UTRILLAS") con intercalaciones calizas	ALBENSE	"FACIES UTRILLAS" (G ₄) con niveles calizas alternantes.	FACIES UTRILLAS -Calizas con Rudistas (G _{4a})
Calizas con Orbitolinas e intercalaciones de areniscas, arenas y margas.	APTENSE	-Calizas pardas con intercalaciones de margas verdes. (G ₃ +U ₃). Margas con pisolitos ferruginosos	G ₃ +U ₃ con episodios de arenas sobre todo en la base. (G ₂). -Segundo episodio urgoniano. (U ₂).
No identificados	BARREMENSE	-Calizas de cailloux noirs, calizas con Caráceas y margas.	-Calizas con Caráceas Dolomitización.
	HAUTERIVIENSE	Arrecife de Corales U ₁ Margas con niveles de arenas y areniscas (N ₃)	No afloran
	VALANGINIENSE	-Margas arenosas con Exogyras y Ammonites (N ₂)	No afloran
Calizas con oncolitos, Calcarenitas y margas.	BERRIASENSE	-Calcarenitas, calizas arrecifales con niveles de arenas y margas (J ₃ y N _{1b-c})	Calizas con niveles de arenas
Dolomías	PORTLANDENSE	-Calizas alternando con margas (J ₂) -Calizas en bancos gruesos, irregularmente dolomitizadas (J ₂).	
	KIMMERIDGENSE	-Dolomías	No afloran
Margocalizas con Ammonites		-Margocalizas con Ammonites	

CUADRO RESUMEN DE LAS SERIES ESTRATIGRAFICAS DE LA SIERRA DEL POZO (sector meridional de la Srra. del Segura). Fig. 71a

A. FOUCAULT (1971)		EDAD	M. GARCIA-HERNANDEZ (1977)	
Partes occidentales y medias	Partes orientales		Partes occidentales	Partes centrales y orient.
		CENOMANENSE	-Dolomías pardas (C)	-Dolomías pardas (C)
Dolomías finas	Margocalizas y margas dolomitizadas.	VRACONENSE		
Dolomías pardas	Dolomías pardas	ALBENSE	"FACIES -Dolomías pardas y calizas con <i>N. conulus</i> . (G _{4a}) -Calizas arriñonadas con margas verdes. (G ₃). -margas con pisolitos ferruginosos y/o arenas. (G ₂ a-b).	"UTILLAS" (G ₄) -Calizas arriñonadas con Rudistas y margas verdes.
Calizas arriñonadas con margas verdosas		APTENSE		-Calizas con Rudistas, Orbitolinas y Corales. U ₂
Posible LAGUNA ESTRATIGRAFICA		BARREMENSE		-Calizas claras con Caráceas y birdseyes. G ₁
Arenas blancas con Corales		HAUTERIVIENSE		-Arenas, margas pardas ferruginosas y areniscas calcáreas con Corales.
Margas arenosas amarillentas con Exogyras y Ammonites.		VALANGINIENSE		-Margas arenosas amarillentas con Exogyras y Ammonites. (N ₂).
		BERRIASENSE		-Margas y calizas con Ostrácodos y Caráceas. N _{1b}
Calizas alterando con margas, y calcarenitas areniscosas bien estratificadas.				-Calcarenitas y calizas organógenas con Corales y Rudistas.
Calizas y calcarenitas.		PORTLANDENSE		-Calizas y margas alternantes. (J ₃). -Calizas grises en bancos gruesos. (J ₂). -Dolomías blancuzcas de techo irregular (J ₁).

CUADRO RESUMEN DE LAS SERIES ESTRATIGRAFICAS DE LAS SIERRAS DEL CASTRIL Y SECA (sector meridional de la Srra. Segura)

A. FOUCAULT (1971)		EDAD	M. GARCIA-HERNANDEZ (1977)	
Sierra del Castril	Sierra Seca		* Sierra del Castril	Sierra Seca
	-Dolomías -Calizas margosas	CENOMANENSE		-Dolomías (C)
	Margocalizas con Ammonites	VRACONENSE	-Dolomías (C)	Margocalizas con Amm. V ₂
-Dolomías	"hard-ground"		Calcarenitas V ₁	"hard-ground"
-Calizas Rud. -Dol. y Arenas -Calizas con Simplorbitol.	Dolomías Arenas Calizas con Rudist. y Orb.	ALBENSE	"F. UTRILLAS"	"FACIES UTRILLAS"
		APTENSE	-Calizas con Rudistas. G ₃ + U ₃	Calcarenitas V ₁
Dolomías areniscosas y arenas		BARREMENSE	-Dol. y Arena -Calizas con Orbitolinop.	-Calizas con Rudistas y Orbitol. U ₃
Areniscas		HAUTERIVIENSE	-Dolomías areniscosas y arenas	-Calizas con Rudistas y Orbitolinas. U ₃
Margas con Ammonites	Margocalizas limosas con Ammonites.		-Areniscas N ₃	Margas verdosas y arenisc.
Calcarenitas	Margas con Ammonites	VALANGINIENSE	Margas con Ammonites	-Dolomías con niveles de calizas esporádicos. (U ₂)
Calizas margosas	Margocalizas y margas azuladas con Calpionellas y Ampullinas.	BERRIASENSE	Calizas margosas. J' ₃	No observable
Dolomías	No aflora	PORTLANDENSE	-Dolomías	Margocalizas limosas con Ammonites. N' ₂
				-Calcarenitas margas intercaladas
				Margocalizas y margas azuladas con Calpionellas y Ampullinas. J' ₃
				No aflora

V.3.- EL KIMMERIDGENSE MEDIO - BERRIASENSE SUPERIOR.

Corresponde esta división a varias unidades litoestratigráficas limitadas en su parte inferior por las margocalizas con Ammonites del Kimmeridgense inferior. El límite superior, no tan neto como el inferior, está marcado por la aparición en muchos sectores de calcarenitas de carácter arrecifal o bien de dolomías y arenas de edad Berriasense superior y con seguridad Valanginiense inferior.

Desde el punto de vista fosilífero esta división tiene también una razón de ser, ya que se caracteriza por la existencia de una asociación de Lituólidos y Algas (especialmente Dasycladáceas), ausentes en los materiales pelágicos del Kimmeridgense inferior y diferente a la asociación que se desarrolla en la parte superior del Berriasense y especialmente en el Valanginiense inferior.

V.3.1.- Descripción de las unidades litoestratigráficas.

Desde el Kimmeridgense medio al Berriasense (pro parte) se puede diferenciar dos grandes conjuntos que corresponden a dominios sedimentarios diferentes; uno propio de facies someras y otro con influencia pelágica más marcada.

V.3.1.1.- Características litológicas de la formación más somera.

Ocupa la mayor parte de la Sierra del Segura y está constituida por tres tramos que de más inferior a más superior, son los siguientes:

- Tramo inferior dolomítico (J₁).- Se trata de dolomías de color variable en superficie, gris oscuro con manchas pardas y/o rojizas y de color gris claro en corte fresco. El contacto con las margocalizas infrayacentes es gradual y se observa tan solo en las partes más externas del sector septentrional de la Sierra del Segura (cortes de Peñalta, proximidades de Segura de la Sierra y Navalperal), así como en puntos localizados de las partes marginales del sector central (cercanías de Cotorios por ejemplo).

Las margocalizas del Kimmeridgense inferior presentan una parte más alta en la que los bancos son más gruesos (60 cm. de espesor), se hacen más calizos y aparecen progresivamente dolomitizados. Dentro ya del tramo dolomítico, existe una parte inferior bien estratificada que progresivamente hacia el techo pasa a ser masiva. El contacto superior es muy irregular, afectando la dolomitización de modo variable a los tramos siguientes que pueden quedar totalmente dolomitizados.

En las partes externas del sector Norte, estas dolomías constituyen un tramo guía cuya potencia varía de 25 m. en Segura de la Sierra, a 100 m. en Navalperal. Hacia el centro y Sur de la Sierra del Segura, la delimitación del tramo se hace más confusa, ya que el límite inferior rara vez aparece y el superior es muy irregular, llegando la potencia a alcanzar valores superiores a los 350 metros donde la dolomitización ha afectado ampliamente a términos superiores.

- Tramo medio de calizas grises (J₂).- Está constituido por calizas grises en superficies y en corte fresco de color crema que pasa hacia el interior a gris azulado. Se diferencian dos tipos de estratos, unos de 1,5 m. a 2 m. de espesor con superficies planas y otros

de 25 cm a 30 cm. de grosor de caracter arriñonado. La potencia del tramo es variable ya que la dolomitización del tramo anterior alcanza diversas alturas estratigráficas. En el corte Oeste de Cabañas, considerando como corte tipo de estos materiales, la potencia es algo superior a los 100 metros.

- Tramo superior de alternancia de calizas y margas (J_3). - De manera progresiva aparecen entre los bancos calizos anteriores intercalaciones de margas que no superan el metro de espesor, hasta llegar a constituir una alternancia de calizas y margas de color crema. Dentro de los bancos de calizas cabe diferenciar dos tipos; uno compuesto normalmente de 60 cm. a 1 m. de espesor (incluso hasta de 3 m), cuyas superficies, separadas por finas películas arcillosas, están bastante bioturbadas y deformadas por carga. El otro tipo de estratos lo constituyen bancos calizos tableados de espesor no superior a 50 a 60 cm. que son el paso gradual de los anteriores o bien están separados de ellos por intercalaciones margosas, o por finos niveles arcillosos. Estos estratos se presentan siempre laminados.

Tanto los estratos gruesos como los laminados se repiten de manera rítmica en la serie, con arreglo a una secuencia sedimentaria que será analizada en detalle en apartados sucesivos.

Además de los materiales ya indicados, dentro del presente tramo existen intercalados bancos de conglomerados con pisolitos ferruginosos, niveles finos de calcarenitas con estratificaciones cruzadas y más raramente brechas intraformacionales. Los bancos de conglomerados son de potencia variable, algunos son de unos 35 cm. de espesor, muy bien estratificados y con superficies netas; otros se presentan en estratos de hasta 1'20 m. y pueden llegar a constituir un conjunto de 5 m de potencia. En estos se desarrollan numerosas estratificaciones cruzadas como las que se observan en la pista forestal de Pozo Alcón-Cazorla cerca de Puertollano. La continuidad lateral de algunos de estos niveles pueden llegar hasta los 2 km.

Este tramo está ausente en las partes más externas del sector septentrional de la Sierra del Segura, bien porque no se depositaron o porque fuese erosionado antes del depósito de los materiales del Barremense-Aptense inferior.

V.3.1.2. Características litológicas de la formación con influencia pelágica (J'_3).

Aparecen tan solo en la Sierra de Castril (corte de los Arenales) y en la Sierra Seca (corte del barranco de las Canalejas). Se sitúa sobre potentes masas de dolomías que deben corresponder a los tramos J_1 y J_2 o a sus equivalentes laterales totalmente dolomitizados. El límite superior del tramo viene siempre marcado por la aparición de calizas arrecifales de edad Valanginiense inferior.

El tramo J'_3 está constituido por calizas margosas y margocalizas grises de aspecto limoso, de 30 a 35 cm. de espesor por estrato, y cuyas superficies son onduladas, dando aspecto a veces noduloso. La potencia es variable ya que en el sector de los Arenales es de unos 25 m. y en Sierra Seca supera los 80 m. En estas calizas y margocalizas se encuentran algunos Ammonites y Calpionellas.

V.3.2.- Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía.

La distribución vertical de organismos, tanto en las facies someras como en las

UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS		UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS	
BIOZONACION DE FOURCADE (1970)		BIOZONACION DE FOURCADE (1970)	
BIOZONACION PROPUESTA		BIOZONACION PROPUESTA	
EDAD		EDAD	
<i>A. jacardi</i>	<i>A. lusitanica</i>	<i>Pf. neocomiensis</i> y <i>P. lituus</i>	
zona inter. <i>S. platynota</i> <i>A. lusitanica</i>	<i>A. lusitanica</i>	zona intervalo	
KIMMER. MEDIO.	PORTLANDENSE	BERRIASENSE	VALAN. TNE.
			<i>Ammobaculites</i> sp.
			<i>Anchispirinocyclina lusitanica</i>
			<i>Choffatella pyreica</i>
			<i>Eventicyclammina virguliana</i>
			<i>Eventicyclammina</i> sp.
			<i>Favutillia frequens</i>
			<i>Freticallina gr. planispinalis</i>
			<i>Kunhubia palastineris</i>
			<i>Lituolido</i> sp. 7
			<i>Mautiloculina oolithica</i>
			<i>Pseudocyclammina</i> cf. <i>lituus</i>
			<i>Pseudocyclammina lituus</i>
			<i>Plectocyclammina</i> sp.
			<i>Trocholina alpina</i>
			<i>Trocholina elongata</i>
			<i>Trocholina</i> sp.
			<i>Valvulina</i> sp.
			<i>Actinoponella</i> sp.
			<i>Actinoponella durandegai</i>
			<i>Clypeina jurassica</i>
			<i>Clypeina solkani</i>
			<i>Clypeina zumetae</i>
			<i>Heteroponella lemensis</i>
			<i>Likanella campanensis</i>
			<i>Macroponella</i> cf. <i>espichelensis</i>
			<i>Salpingoponella annulata</i>
			<i>Cayeuxia piac</i>
			<i>Pennocalculus</i> sp.
			<i>Thumatoponella parvovesiculifera</i>
			<i>Campbelliella stuiata</i>
			<i>Calpionella alpina</i>
			<i>Calpionella</i> cf. <i>elliptica</i>
			<i>Lintinnopella carpathica</i>
			<i>Cypridea dunkeri</i>
			<i>Fabarella gr. polita</i>
			<i>Schuleridea</i> sp.
			<i>Ampullina leviathan</i>
			<i>Fabronella</i> sp.
			<i>Likanella bartheli</i>

Fig 72a - Cuadro de distribución de organismos de facies someras en el Kimmerigense superior-Berriasense.

S	E	Z	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS
<i>Calpionellopsis</i>		<i>C. darderi</i>	BIOZONACION
BERRIASENSE		VALANG. INF.	EDAD
_____		_____	<i>Calpionella alpina</i>
_____		_____	<i>Calpionellites darderi</i>
_____		_____	<i>Calpionellopsis cf. oblonga</i>
_____		_____	<i>Calpionellopsis simplex</i>
_____		_____	<i>Remaniella cadischiana</i>
_____		_____	<i>R. cadischiana-R. dadayi</i>
_____		_____	<i>Tintinnops. carpathica</i>
_____		_____	<i>Tintinnopsella longa</i>
_____		_____	<i>Trocholina sp.</i>
_____		_____	<i>Lenticulina sp.</i>
_____		_____	<i>Jabronella sp.</i>

Fig 72 b - Distribución de organismos en las facies pelágicas.

de influencia pelágica, queda reflejada en los gráficos en las figuras 72a y 72b respectivamente. En ellos se presentan además, la relación entre las unidades lito, bio y cronoestratigráficas.

Sobre la zona de *S. platynota*, propuesta por otros autores (LOPEZ-GARRIDO-1971), que corresponde al Kimmeridgense inferior bajo facies de margocalizas y margas con Ammonites, se levanta la siguiente sucesión de unidades bioestratigráficas:

- Biozona intervalo entre *S. platynota* y *A. Lusitanica*.

Con esta denominación se designa al conjunto de materiales que median entre la desaparición de *Sutneria platynota* y la aparición de *Anchispirocyclina lusitanica*. FOURCADE (1970) distingue en esta biozona intervalo propuesta dos biozona, la más inferior de *A. jacardi* y la siguiente de *E. virguliana*. Ambos indicadores zonales se suelen situar en la parte más baja del tramo J_2 , la cual está muy poco representada en el sector estudiado. Por esta razón, *Alveosepta jacardino* se ha encontrado en este trabajo y *Everticyclammina virguliana* aparece tan solo en pocas ocasiones. Prefiero por tanto situar una zona intervalo del tipo antes señalado, ante la ausencia de un taxón que sea frecuente en esta región.

Dicho intervalo corresponde al Kimmeridgense medio y superior y comprende los tramos J_1 y la parte más inferior del J_2 .

- Biozona de extensión total de *A. lusitanica*. - Comprende desde la aparición del indicador zonal, hasta la desaparición del mismo. Es de edad Portlandense sin excluir del todo la base del Berriasense y está representada por la mayor parte del tramo J_2 y la mitad infe-

rior del J₃.

-Biozona intervalo entre *A. lusitanica* y las biozonas paralelas de *P. lituus*, *Ch. pyrenaica* y *L. campanensis*.- Entre la desaparición de *A. lusitanica* y la aparición de las tres biozonas paralelas citadas, existe siempre un conjunto de materiales pertenecientes al tramo J₃, que no presenta ningún taxón característico para ser considerado indicador zonal. Una de las especies que podría caracterizar este intervalo es *Fewtillia frequens*-MAYNC; sin embargo no se erige una biozona de *F. frequens* porque se trata de una forma no siempre fácilmente reconocible (ha sido frecuentemente confundida con *Choffatella pyrenaica*-PEYBERNES y REY) y además no es abundante.

FOURCADE (1970 y 1971), aunque da a entender la existencia de este intervalo en los gráficos que presenta de distribución vertical de organismos, sitúa la zona de *P. lituus* inmediatamente por encima de la de *A. lusitanica*. La biozona intervalo aquí considerada corresponde a una edad Berriasense medio fundamentalmente.

Para las facies de influencia pelágica se han puesto de manifiesto las zonas "D" y "E" con Calpionellas de LE HEGARAT y REMANE (1968). Dentro del apartado que se está considerando, se encuadra la biozona "D":

- Biozona de *Calpionellopsis*.- Se trata de una biozona intervalo comprendida entre la aparición del género *Calpionellopsis* y la aparición de la especie *Calpionellites dardeni* (COLOM) que marca la base de la siguiente biozona. Corresponde al Berriasense y está representada por la mayor parte del tramo J₃.

A continuación se hará un breve comentario de las especies más significativas, encaminado a justificar la biozonación y la edad atribuida a cada una de ellas.

Anchispirocyclina lusitanica (EGGER).

MAYNC (1959) cita esta especie en Portugal en una edad Kimmeridgense. Sin embargo RAMALHO y REY (1969) y RAMALHO (1971) aseguran que esta atribución no es válida, sino que corresponde a una edad Portlandense y Purbeckiense (=Infra Valanginiense). Posteriormente RAMALHO y REY (1975) señalan que este Lituolito comienza en el Portlandense y llega hasta el Berriasense superior, estando basada esta atribución en asociaciones de organismos comunes.

En Aquitania occidental, las capas con *A. lusitanica* aparecen por encima de un nivel con *Gravesia*, relevando a un biohorizonte con *Eventicyclammina virguliana* (KOECHLIN). Por tanto se sitúa por encima de la base del Portlandense.

En los Pirineos francos españoles, PEYBERNES (1976), establece biozona de *A. lusitanica* que abarca el Portlandense. En los confines de las Cordilleras Béticas e Ibérica, FOURCADE (1970 y 71) crea una biozona de *A. lusitanica* de edad Portlandense que se localiza entre los niveles con *Eventicyclammina virguliana* (KOECHLIN) por debajo y los de *Ampullina* (ex *Natica*) *leviathan* PICT. y CAMP. por encima, siendo esta una forma que se considera de edad Neocomiense.

En el sector estudiado, se ha considerado también una biozona de *A. lusitanica* ya que se trata de un taxon muy abundante. Dicha especie aparece por encima de la parte basal del tramo J₃, que está caracterizado por la presencia de *Campelliella* (ex *Vagine-lla*) *striata* (CARÓZZI), *Kurnubiapalastinensis*-HENSON, y *Eventicyclammina virguliana*

(KOECHLIN). Este nivel es datado como Kimmeridgense superior por encontrarse sobre las margocalizas con Ammonites del Kimmeridgense inferior. Los niveles con *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) coexisten con *Calpionella alpina* (LORENZ) y son coronados por escasos ejemplares de *Calpionella* cf. *elliptica* CADISCH y de berriasellidos muy mal conservados pero pertenecientes al género *Jabronella* que se encuentra fundamentalmente en el Berriasense (LE HEGARAT- 1973).

Con estos datos, la biozona de *A. lusitanica* queda encuadrada en el sector estudiado dentro del Portlandense. Ahora bien, la parte superior de la misma coexiste con los primeros ejemplares de *Ampullina leviatani* PICT. y CAMB, gasterópodo que comienza en el Berriasense (FOURCADE-1970 y FOUCAULT 1971 y 1974). Por consiguiente, no se puede excluir que la extinción de *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) se lleve a cabo a lo largo del Berriasense inferior.

Eventicyclammina virguliand (KOECHLIN).

En el Norte de la cuenca de Aquitania se ha encontrado esta especie asociada a *Gravesia* (CAROZZI y otros-1972) localizada en el límite Kimmeridgense-Portlandense. En Portugal, RAMALHO (1971) y RAMALHO y REY (1975) la citan desde el Kimmeridgense superior al Purbeckiense. En los Pirineos franco-españoles PEYBERNES (1976) estableció una biozona de *E. virguliand* en el Kimmeridgense superior base del Portlandense, cuya distribución vertical coincide con la dada por CANEROT (1974) en el bajo Aragón y Maestrazgo. En el Sur de España, FOURCADE (1970, 1971) crea una biozona de *E. virguliand* que se localiza por encima de la de *A. jacardi* y que corresponde al Kimmeridgense superior.

En la región estudiada, *Eventicyclammina virguliand* (KOECHLIN) no es muy frecuente por las razones antes expuestas; aparece cerca de Navalperal en los primeros niveles del tramo J₂ cuando aún no existe *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) y en el corte del Oeste de Cabañas en la base de dicha biozona. Por consiguiente la edad establecida es Kimmeridgense superior-Portlandense inferior.

Por encima de la biozona de *A. lusitanica* se han encontrado ejemplares del género *Eventicyclammina* pero que no corresponden a la mencionada especie (Lám. IX, Fot. 14).

Feurtillia frequens MAYNC.

En Portugal esta especie se encuentra desde el Portlandense superior al Valanginiense incluido (RAMALHO-1971 y RAMALHO y REY-1975), BENEST y otros (1975) en una recopilación de datos sobre la distribución de foraminíferos bentónicos en el ámbito del Mediterráneo oriental, sitúan esta forma desde el Kimmeridgense superior al Valanginiense incluido. PEYBERNES (1976) localiza *Feurtillia frequens* MAYNC en el Berriasense superior, pudiendo llegar con ciertas reservas al Valanginiense inferior.

En la Sierra del Segura, esta especie no es siempre fácil de reconocer, sin embargo las formas claras aparecen en la parte superior de la zona de *L. lusitanica* y pueden llegar los últimos ejemplares a coexistir con las biozonas paralelas de *P. lituus*, *Ch. pyrenaica* y *L. campanensis*. Por tanto la edad es esencialmente Berriasense.

Freixialinagr. planispiralis RAMALHO.

En la región estudiada se ha encontrado formas asimilables a las que presenta RAMALHO (1971), diferenciándose de estas en que el crecimiento de la vuelta de espira es

más rápido (Lám. IX, Fot. 8 y 9). En Portugal *Fneixialina planispiralis* RAMALHO se sitúa en el Kimmeridgense, Portlandense y puede llegar hasta el Berriasense. En el Maestrazgo (región de Teruel-Morella), FELGUEROSO y RAMIREZ DEL POZO (1971) citan esta especie en el Kimmeridgense superior-Portlandense. En la Sierra del Segura comienza en la parte alta de la zona de *A. lusitanica* y llega hasta la base de las biozonas paralelas de *P. lituus*, *Ch. pyrenaica* y *L. campanensis*; es decir que comienza en el límite Portlandense-Berriasense y puede llegar hasta la cima del Barremense.

Kurrubia palastinensis HENSON

Se ha encontrado esta especie muy escasamente representada en las cercanías del corte de Navalperal y en los niveles más bajos del tramo J₂, coexistiendo con *Campbelliella* (ex *Vaginella*) *striata* (CAROZZI), *Clypeina jurassica* (FAVRE) y *Eventicyclammina virguliana* (KOECHLIN), no llegando a la zona de *A. lusitanica*. La mayor parte de los autores asignan una edad Kimmeridgense medio y superior.

Lituolido sp. 1

En el corte de Cabañas se encuentra en levigado abundantes ejemplares de un foraminífero que presenta un estado inicial trocospiralado, pasando rápidamente a un estado uniseriado muy desarrollado con cámaras globulosas ligeramente abrazadoras. La boca es terminal y en cuello. Pared simple, arenácea y septos masivos (Lám. IX, Fot. 6 y 7). Se trata de un género bastante parecido a *Amobaculites*, pero se diferencia de este en el estado inicial. Se localiza en el Berriasense, por encima de la zona de *A. lusitanica*.

El resto de los foraminíferos que caracterizan esta asociación, tiene un menor interés. A continuación y dentro de la misma línea, se pasará a considerar las algas Dasycládáceas más importantes.

Actinoporella durandelyai (JAFFREZO y FOURCADE).

Ha sido descrita en el corte del río Zumeta (Sierra de Huebras). Por mi parte he encontrado esta especie bien representada en el corte del arroyo del Masegoso (parte Norte de la Hoja de Santiago de la Espada) asociada con los últimos niveles con *Clypeina jurassica* (FAVRE). Los ejemplares más modernos se encuentran ligados a la aparición de *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO y *Hoffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY. La edad que se establece es pues Berriasense medio y superior.

Campbelliella (ex *Vaginella*) *striata* (CAROZZI).

Este organismo denominado en principio por FAVRE y RICHARD (1927) organismo "C" y que era conocido con el nombre de "Vaginella", ha sido encuadrado desde el punto de vista sistemático en grupos muy variados (Lamelibranchios, Pterópodos, Tintinoideos y Algas). Recientemente BERNIER (1974) ha estudiado un material bien conservado y considera que el organismo "C" de FAVRE y RICHARD, puede ser considerado como una alga Dasycládácea ya que presenta verticilos; la estructura interna de los mismos es en ramas paralelas y tienen órganos reproductores.

En el Jura meridional es de edad Kimmeridgense y Purbeckiense. En la Sierra del Segura se encuentra poco representada y se sitúa por debajo de la zona de *A. lusitanica*,

en la parte basal del tramo J₂. Su edad es por tanto Kimmeridgense superior.

Clypeina jurassica(FAVRE)

Esta especie, sin duda la más representativa de las faunas someras del tránsito Jurásico-Cretácico por ser extraordinariamente abundante, ha sido citada por RAMALHO (1971) por encima del Oxfordense superior hasta el Portlandense. FOURCADE (1970) la sitúa entre el Kimmeridgense inferior y el Valanginiense. Para PEYBERNÉS (1976) este alga comienza en el Kimmeridgense inferior y se encuentra a lo largo del Portlandense y Berriasense.

En la región estudiada, *Clypeina jurassica*(FAVRE) aparece por encima del Kimmeridgense inferior con Ammonites, siendo muy abundante a lo largo de la zona de *A. lusitanica* y por encima de la misma. En los niveles donde se encuentran los escasos ejemplares de *Fabronella* sp. y *Calpionella* cf. *elliptica* CADISCH, *Clypeina jurassica* es ya menos abundante, estando prácticamente ausente en las biozonas paralelas que caracterizan el Berriasense terminal-Valanginiense inferior. Por consiguiente, de acuerdo con LE HEGARAT (1973) que data el límite superior de *Clypeina jurassica* con Calpionellas y Ammonites y con JAFFREZO (comunicación personal) esta Dasycladácea llega aproximadamente hasta el Berriasense medio.

Clypeina zumetae JAFFREZO y FOURCADE.

Descrita en el río Zumeta, esta Dasycladácea se ha encontrado asociada con *Actinoporella durandelgai* (JAFFREZO y FOURCADE) en el corte del arroyo del Masegoso, siendo por tanto igual la distribución estratigráfica. JAFFREZO y FOURCADE (1973) consideran para ambas una edad Portlandense superior-Berriasense.

Clypeina? solkani CONRAD y RADOICIC

Es citada por JAFFREZO (1973) en Cobières en el Jurásico superior hasta el Valanginiense inferior. En la Sierra del Segura se ha encontrado en la zona de *A. lusitanica*, superando por encima la extinción de *Clypeina jurassica* (FAVRE). Es por consiguiente de edad Berriasense sobre todo.

?*Clypeina* sp. (en JAFFREZO-1973)

En la región estudiada se han encontrado formas similares a las citadas por JAFFREZO (1973) en Corbières y que con reservas atribuye al género *Clypeina*. CONRAD y otros (1974) presentan abundantes figuraciones del género *Actinoporella*, algunas de las cuales coinciden bastante bien con ?*Clypeina* sp. En la Sierra del Segura se sitúa sobre la zona de *A. lusitanica*, correspondiendo al Berriasense y Valanginiense inferior.

Heteroporella lemmensis(BERNIER)

Esta especie descrita por BERNIER (1971) como *Cylindroporella lemmensis* e independientemente por JAFFREZO y BENEŠT (1975) como *Heteroporella fourcadei*, es citada por estos autores en el Kimmeridgense-Portlandense. En la región estudiada, está pobremente representada (solo se ha encontrado en cinco cortes) y comienza en la biozona de *A. lusitanica* llegando a coexistir con la parte basal de las biozonas paralelas que representan el Berriasense terminal-Valanginiense inferior.

Likaneella bartheli BERNIER

Encontrada tan solo en el corte de Cabañas, se localiza en la parte superior de la zona de *A. lusitanica*. BERNIER (1971) le asigna una edad kimmeridgense-Portlandense.

Macroporella cf. espichelensis DELOFFRE Y RAMALHO

Muy próxima a *Macroporella espichelensis* descrita por DELOFFRE Y RAMALHO (1971) en Cabo Espichel (Portugal), esta especie ha sido identificada en las láminas delgadas de la Sierra del Segura por el Sr. Jaffrezo (Lám.X, Fot.7,8 y 9). Aparece como en Portugal asociada a *Anchispirocyclina lusitanica*(EGGER) y por consiguiente es de edad portlandense.

Salpingoporella annulata CAROZZI

Nombrada ampliamente en la bibliografía paleontológica y regional, se extiende en la Sierra del Segura desde el kimmeridgense superior hasta el Valanginiense inferior.

V.3.3.- Composición, Texturas y EstructurasV.3.3.1.- Composición y estructuras sedimentarias primarias

El tramo J₁ corresponde a dolomías secundarias, dolesparitas, de grano medio a grueso. La intensa dolomitización ha borrado todo el resto de texturas y estructuras sedimentarias previas.

Los tramos J₂ y J₃ presentan un alto contenido en CO₃Ca que puede llegar incluso al 100%. Con frecuencia en ellos existe dolomitización secundaria parcial, que afecta de modo selectivo a la matriz o bien está ligada a fracturas. Los niveles margosos del tramo J₃ presentan una abundancia de pequeños clastos carbonatados y de fósiles sueltos con señales evidentes de erosión. Menos frecuentes son los granos de cuarzo y romboedros de dolomita.

Los niveles de conglomerados con pisolitos ferruginosos tienen un contenido en cuarzo no superior al 5%, siendo el principal componente calcita (75%-80%) y el resto corresponde a óxidos de hierro.

Las estructuras sedimentarias primarias de estos tramos merecen ser divididas en dos grupos:

- Estructuras ligadas a la secuencia cíclica del tramo J₃.
- Estructuras presentes en otros niveles que se intercalan esporádicamente en el tramo J₂ y sobre todo en el J₃.

Estructuras ligadas a la secuencia cíclica del tramo J₃.- Como se ha indicado anteriormente, el tramo J₃ está constituido por una alternancia de calizas y margas, en la que se puede deducir una secuencia sedimentaria que se repite rítmicamente. Dicha secuencia (Lám.IV, Fot. 1 y Fig. 48-Observaciones) se caracteriza por estar constituida por 2 o 3 bancos de 50 cm. a 60 cm. de espesor de superficies irregulares, a veces deformadas por carga y afectadas por bioturbación. La separación entre estos estratos viene marcada

por delgados niveles arcillosos que representan superficies de discontinuidad; a veces entre los bancos calizos puede intercalarse un banco margoso de hasta 1 m. de espesor. En el caso más representativo, la secuencia continúa por estratos calizos progresivamente más delgados que dan paso a niveles finamente laminados (bancos de laminitas); en otros casos, los bancos laminados están separados de los más gruesos por niveles de margas de espesor no superior a 30 cm. Sobre las "laminitas" se vuelve a repetir de nuevo la secuencia existiendo, en la mayor parte de los casos, separaciones margosas entre las mismas.

La laminación está marcada no solo por alternancia de distintas bandas calcificadas, como se verá oportunamente, sino por delgadas superficies de discontinuidad y por estilolitos (Lám. IV, Fot. 1). La laminación puede ser rectilínea, pero más frecuentemente está afectada por acción de olas, presentando ligeras discordancias entre los lotes de láminas (*wavy lamination*) e incluso erosiones y rellenos (*scour and fill*). Tanto en los bancos laminados como en los inmediatamente infrayacentes aparecen *birdseyes* y estructuras que recuerdan a la actividad de raíces y tallos.

En las superficies del techo de las "laminitas" existen siempre grietas de desecación (*mud cracks*) y marcas redondeadas de 5 a 7 mm. de diámetro que se interpretan como gotas de lluvia (*rains prints*) (Lám. V, Fot. 2). Excepcionalmente se han encontrado marcas que recuerdan a pisadas de organismos superiores, originadas después de la deformación de las grietas de desecación (Lám. V, Fot. 4) ya que estas se presentan deformadas.

DELFAUD y GOTTIS (1966) en Aquitania septentrional, PERSOZ y REMANE (1973) para el Jura neuchâtelois y BERNIER y ENAY (1972) en el grand Colombier de Culoz, citan estructuras semejantes a estas en materiales de la misma edad.

Estructuras ligadas a otros niveles intercalados en los tramos J₂ y J₃.

La mayor parte de las mismas corresponden a estructuras de ordenamiento interno concretamente a estratificaciones cruzadas. Dentro de ellas cabe diferenciar dos grupos importantes:

- a).- Laminaciones cruzadas de delgados estratos calizos.
- b).- Estratificaciones cruzadas en bancos gruesos con pisolitos ferruginosos.

Las primeras se dan en estratos de calizas cuyo espesor no es superior a 35 o 40 cm. Corresponden a formas de pequeña escala o de límite entre pequeña y gran escala y son de tipo artesa (*trough*) según términos de REINECK y SINGH (1973).

Las estratificaciones cruzadas existentes en los bancos con pisolitos ferruginosos son en general de gran escala, aunque también hay laminación. La secuencia de estructuras encontrada en los bancos ferruginosos situados al Oeste de Cabañas y que presentan una continuidad lateral al menos de 2,5 km, es de muro a techo la siguiente: (según terminología de REINECK y SINGH-1973).

-*Megaripple bedding* (Lám VI, Fot. 3) y más raramente *small ripple bedding* con partículas tamaño arena. Estas estratificaciones cruzadas son cortadas en el techo por láminas cruzadas planares (*even lamination*) en las que el tamaño de grano es de rudita, o bien alternan láminas de tamaño rudita con otras tamaño arena. Las paleocorrientes

medidas marcan un sentido hacia el NE.

- Estratificaciones cruzadas de relleno de canal (*channel-fill*) de canales profundos y en las que el tamaño de grano más grueso se encuentra en la base, o bien de canales más suaves y con gran selección de tamaño en general fino (Lám.VI.Fot.4). Hacia arriba se pasa a formas planares (*even lamination*) en las que alternan bandas de tamaño fino con otras de tamaño grueso. Las paleocorrientes medidas indican sentidos hacia el SW y hacia el SE.

Otro tipo de estratificación cruzada que se da en bancos gruesos, de manera aislada, es el tipo en "cola de pez" (*herringbone cross bedding*).

A veces se encuentran bancos de brechas intraformacionales y niveles de lignito intercalados en el tramo J_3 (Lám.IV, Fot.3).

V.3.3.2.- Texturas

Los tramos J_2 y J_3 presentan una gama variada de tipos texturales, algunos de los cuales son comunes a ambos tramos mientras que otros son exclusivos del J_3 . Dentro del primer grupo, pueden diferenciarse los siguientes tipos:

Micritas y micritas con fósiles y pellets.- Corresponden a un tipo petrográfico caracterizado por la ausencia o muy poca frecuencia de aloquímicos, siendo por el contrario muy abundante la micrita. Los aloquímicos, cuando existen, están constituidos por fósiles y peloides en proporciones no superiores al 5%. Los fósiles corresponden a *Clypeina jurassica* (FAVRE) y a escasos Miliolidos. Son frecuentes los granos de cuarzo tamaño limo y los procesos de dolomitización incipiente.

Biopelmicritas y Biomicritas.- En contraste con los tipos anteriores, estas microfacies se caracterizan por una gran abundancia de restos fósiles. Dentro de ellas, existen variaciones de acuerdo con la asociación fosilífera, la cual es función directa del biotopo que se desarrolla en un determinado momento. Así por ejemplo se puede presentar poca variedad en las especies, tal es el caso de las Biomicritas formadas tan solo por *Clypeina jurassica* (FAVRE); pueden asociarse algunos foraminíferos, sobre todo Lituolidos (Lám.VII. Fot.3); o bien tratarse de una asociación constituida por diversos organismos de un mismo grupo (Lám.VIII, Fot.4, constituida tan solo por Dasycladáceas).

En estos tipos petrográficos es frecuente encontrar una recristalización fina y a veces dolomitización que afecta selectivamente a la matriz de la roca. También existen granos de cuarzo anguloso de tamaño limo.

Intrabiomicritas e Intramicritas bioclásticas.- En este punto se engloban el conjunto de calizas micríticas en las que están presentes todo un conjunto de elementos aloquímicos con señales evidentes de rodamiento (Lám.VII. Fot.2), tales como intraclastos con o sin fósiles en su interior y partículas de diversa índole (bioclastos, fósiles y agregados) sobre las que se desarrollan fenómenos de oolitización incipiente y a veces oolitos bien configurados.

Como en los casos anteriores los fenómenos de recristalización fina de la matriz micrítica pueden estar presentes, de manera que en algunos casos se tienen Intraesparitas bioclásticas.

Dentro de los tipos petrográficos que son exclusivos o casi exclusivos del tramo J₃, caben destacar:

Conglomerados ferruginosos.— Corresponden a los niveles con pisolitos ferruginosos con estratificaciones cruzadas. Se presentan diversos tipos de cantos, como consecuencia de haber sido sometidos independientemente los unos de los otros a diversos procesos antes del depósito. Así algunos de ellos han sufrido un proceso de epigénesis a óxidos de hierro; otros presentan texturas moteadas (*clotted micrite*) (ESTEBAN-1974) con desarrollo de canales esparíticos propios de las texturas de caliches; por fin otros, posiblemente los más recientes, incluyen fragmentos de fósiles pencontemporáneos de la sedimentación, tales como *Clypeina jurassica* (FAVRE) y *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) (Lám.VIII, Fot. 3) y que no están sometidos a ningún tipo de sustitución. En la matriz, de naturaleza muchas veces micrítica, parece adivinarse un proceso de calichificación que no afecta a los cantos; otras veces se presenta totalmente recristalizada.

El porcentaje de granos de cuarzo es en general poco importante pues no supera el 5%.

Pelesparita.— Este tipo textural es característico y exclusivo de los delgados niveles de calizas con laminación cruzada. En él se presenta una extraordinaria selección de las partículas carbonatadas que componen las distintas láminas (Lám.VI, Fot.2), correspondiendo a pellets, peloides y pequeños bioclásticos a veces debilmente recubiertos (fragmentos rodados de valvas de Ostrácodos). Con frecuencia están presentes pequeños intraclastos y agregados localizados en niveles concretos.

Las partículas están unidas por un cemento de calcita esparítica de grano medio a grueso.

Intramicroruditas.— Corresponden a los niveles de brechas intraformacionales. Tanto los cantos como la matriz, están constituidos por micrita de naturaleza muy parecida, por lo cual puede ser difícil de distinguir el límite entre ambos componentes. En ellos se presentan pequeños *birdseyes* más o menos aislados. Están ausentes los fósiles (Lám.VI, Fot.1).

Micritas laminadas.— Este tipo es característico de las "laminitas" del tramo J₃. Están formadas por láminas de micrita que alternan con niveles, a veces muy finos, otras más gruesos, de pelmicritas o pelesparitas, en las que se puede observar una gradación en el tamaño de los pellets y la presencia de granos de cuarzo tamaño limo. Son frecuentes los *birdseyes* delgados y alargados en sentido de la laminación (*shrinkage pores*), pero sobre todo destacan los poros grandes y tubulares que se adaptan a la laminación o bien la atraviesan y que están rellenos de calcita esparítica y tapizados por minerales de hierro (Lám.VIII, Fot.2). Se interpretan como huecos originados por acción de raíces o tallos (GINSBURG y HARDIE-1975).

Entre los dos tipos de láminas mencionadas se intercala esporádicamente una tercera constituida por una Intrabiomicrita con *Clypeina jurassica* (FAVRE). El contacto inferior de esta lámina es erosivo y viene marcada por una película de mineral de hierro; otras veces, constituye el relleno de las estructuras de grietas de desecación, (fenómeno este que puede observarse a escala microscópica) (Lám.VII, Fot.4). Los intraclastos son las "virutas" o *chips* arrancadas de los niveles laminados, expuestos con frecuencia a la interperie e incorporados, incluso "in situ", al nuevo sedimento con *Clypeina jurassica* (FAVRE).

Como se ha indicado en apartados anteriores, las láminas pueden ser rectilíneas, de tipo *wavy lamination* y con rellenos microscópicos de tipo *scour and fill*

Micritas y pelmicritas con texturas "fenestrales".— Son características de algunos bancos laminados muchas veces aislados y de los que constituyen la transición a los mismos. Corresponden a un sedimento micrítico rico en pellets con desarrollo de dos tipos de textura fenestral (*birdseyes*); uno formado por poros o laminillas alineadas (*shrinkage pores*), originado por desecación, y otro constituido por grandes vacuolas de formas irregulares, originadas por escape de aire o gas cuando el sedimento aún blando es expuesto a la superficie aérea (SHINN-1968). Tanto en uno como en otro caso los huecos están rellenos de calcita esparítica (Lám.VI. Fot.2 y Lám.VIII, Fot.1) y en este conjunto los pellets dan un aspecto muy característico de textura moteada (*mottled micrite*).

Este tipo petrográfico se caracteriza por la ausencia de fósiles a excepción de Oogonios de Caráceas que suelen estar presentes, aunque en proporciones modestas.

Por último queda por considerar las texturas del tramo J'_3 , constituido por calizas margosas grises de influencia pelágica. Se trata de Intrabiomicritas con pellets, con matriz muchas veces recristalizada a microsparita. Los intraclastos y bioclastos, en general pequeños, muestran señales evidentes de rodamiento ya que se encuentran muchas veces revestidos de una película carbonatada. Los fósiles están constituidos por pequeñas Trocholinas, Lenticulinas, secciones de Lamelibranquios y algunas Calpionellas. Los elementos terrígenos están representados por granos de cuarzo anguloso de tamaño limo, que a veces alcanzan el de arena y que pueden llegar a encontrarse en proporciones de hasta un 10%.

V.3.4.—Ambientes sedimentarios.

Con la recopilación de los datos que se han expuesto anteriormente, se procederá a interpretar el ambiente sedimentario en el que se depositaron cada uno de los tramos considerados.

Acerca del tramo J_1 , la dolomitización total del mismo impide hacer cualquier tipo de interpretación. Solo se puede deducir que durante el depósito, tuvo lugar el cambio entre el ambiente pelágico característico de las margocalizas con Ammonites del Kimmeridgense inferior y los ambientes someros que se le superponen y que serán analizados a continuación.

V.3.4.1.— Ambiente del tramo J_2

El tramo J_2 de calizas en bancos gruesos debió depositarse en un ambiente de plataforma carbonatada interna y en la cual la sedimentación se llevó a cabo sin perturbaciones por parte del continente. El gran desarrollo de texturas micríticas, así como las asociaciones de determinados foraminíferos y algas lo confirman.

Ahora bien, la comunicación con el mar abierto no se mantendría constante a lo largo del tiempo, sino que sufría variaciones en general pequeñas, pero suficientes para dar lugar en determinados momentos a una plataforma carbonatada prácticamente cerrada.

A este respecto es interesante analizar las asociaciones de microfósiles que están presentes. Los episodios de mayor conexión con el mar, traen como consecuencia una mayor variedad de organismos; tal es el caso de los niveles con Lituolidos, Trocholinas y algas. Sin embargo, a medida que el ambiente se hace más restringido la variedad de formas es menor; el caso extremo corresponde a los niveles exclusivos de Dasycladáceas o incluso, con tan solo la especie (*Lypeina jurassica* (FAVRE)), a pesar de que existan muchos individuos de la misma. Cuando el medio se hace aún más cerrado, es inadecuado para la vida de la mayor parte de los organismos; tal es el caso de las micritas solas o micritas con Miliolidos. Si la salinidad es inferior a la del agua del mar aparecen fructificaciones de Ceráceas.

Si presindimos de estas pequeñas retiradas del nivel del mar y/o del aislamiento de la plataforma con respecto al mar abierto, en líneas generales el hecho más significativo es el desarrollo de Dasycladáceas. Hecho que está en consonancia con una plataforma abrigada, poco profunda, poco perturbada por los agentes externos y con un clima cálido.

NEVIAMI (1960) señala que la zona batimétrica en la que se desarrollaría (*Lypeina jurassica* (FAVRE)) estaría comprendida entre 10 y 20 metros de profundidad. Por su parte RODA (1965) indica que esta Dasycladáceas floreció en mares someros e incluso en ambientes salobres. Parece que (*Lypeina jurassica* (FAVRE)) podía adaptarse a condiciones ambientales de salinidad anormal, ya que se ha observado en los niveles laminados carentes de fauna (ver explicación de texturas de las laminitas). En este sentido se está de acuerdo con PERSOZ y REMANE (1973) al afirmar que cuando (*Lypeina jurassica*) es autóctona, están ausentes los organismos marinos. La opinión de CAROZZI (1955) según la cual (*Lypeina jurassica*) requiere condiciones próximas a las del mar abierto, no parece ser siempre válida. Para COLACICCHI (1967) este alga se desarrolló en zonas de lagoon.

Ocasionalmente la tranquilidad del medio es perturbada por acción de corrientes que dan lugar a niveles de Intramicritas bioclásticas con revestimientos carbonatados. Estos bancos, en los que es fácil encontrar Trocholinas rodadas, pueden representar las facies próximas a las barras que separarían las áreas de mar abierto de las más confinadas.

V.3.4.2.- Ambiente del tramo J₃

Como ya se ha indicado, este tramo viene caracterizado por una secuencia sedimentaria que se repite de modo rítmica. Dicha secuencia, cuando es completa, corresponde a la evolución de un ambiente que comienza siendo submareal, se hace progresivamente más restringido y termina en supramareal. Estos medios sedimentarios se suceden repetidamente a lo largo del depósito del tramo J₃ y están motivados por fluctuaciones periódicas en el nivel del mar.

El ambiente sublitoral, está representado por los primeros bancos de la secuencia. Dichos estratos son afectados por una intensa bioturbación y en ellos abundan las Nerinéas y otros Gasterópodos; las texturas son Biomicritas e Intramicritas bioclásticas fundamentalmente.

A medida que se continúa en la secuencia, siempre que esta no está interrumpida, se pasa a niveles más pobres en fósiles y comienzan a desarrollarse texturas de tipo "fe-

-nestral", lo que indica exposiciones periódicas. A veces aparecen Caráceas. La evolución sedimentaria finaliza con la implantación del ambiente supramareal, en el que se depositan los niveles laminados. Las características texturales antes expuestas y la presencia de grietas de desecación, posibles gotas de lluvia, *birdseyes*, actividad de raíces y ausencia de fósiles, lo confirman.

Estas laminitas son muy similares a las que se forman actualmente en los bordes de canales (*levee*) de la isla Andros (Bahamas) (SHINN y otros - 1969) y (GINSBURG y HARDIE-1975) y que quedan cubiertas por las mareas tan solo excepcionalmente. También en sedimentos antiguos, las laminaciones equivalentes a estas, se interpretan como originadas en estos bordes de canales (ZAMARPEÑO-1972 y 1975), (COLACICCHI y otros 1975), (LAPORTE-1975), (WANLESS-1975) y WILSON-1975).

La distinta naturaleza de las partículas que componen las láminas, está relacionada directamente con las idas y venidas de la superficie del agua (ROEHL-1967). Se trata por tanto de una laminación de origen inorgánico que no está condicionada, al menos esencialmente, por la actividad de las algas azules-verdes.

No se han encontrado laminaciones originadas por las algas (estromatolitos), tan citados en la zona supramareal. Sin embargo no se puede descartar que los delgados niveles micríticos más oscuros representen un sedimento formado por acción de las algas. En la bahía de Shark, al Oeste de Australia, los sedimentos ricos en pellets alternan con delgados hilos debidos a algas azules-verdes (DAVIES-1970). Por otra parte, las estructuras filamentosas de las algas pueden no conservarse como tales en sedimentos antiguos y presentarse, por el contrario, como delgados niveles micríticos de color oscuro; así por ejemplo MATTER (1967) en materiales ordovícicos del Oeste de Maryland, encuentra laminaciones más o menos onduladas de distinta tonalidad y afectadas por fenómenos de desecación, cuyo origen es atribuido al control de las algas, a pesar de no observarse las estructuras filamentosas de las mismas.

No obstante, los niveles originados por actividad de las algas Cyanofíceas, se caracterizan por su contenido en general alto de dolomita penicontemporánea a la sedimentación en la zona supramareal de la isla Andros (SHINN y otros 1965), (SHINN y otros 1969), en Florida (SHINN-1968) y en el Golfo Pérsico (ILLING y otros 1965).

En los niveles laminados de la Sierra del Segura, no se ha detectado (por medio de rojo de alizarina) dolomía, siendo las laminaciones de naturaleza esencialmente calcítica. Según todo lo expuesto en líneas anteriores, felego a un segundo plano que la laminación sea motivada por las algas Cyanofíceas, a pesar de que dichas laminaciones son muy frecuentes, tanto en medios actuales como en medios antiguos, en la zona supramareal.

Los bancos con laminación cruzada en artesa pueden representar pequeños canales que son rellenados con partículas detríticas carbonatadas (CHAFETZ-1973), (JANSA-1975) y (WANLESS-1975). Las secuencias de estratificaciones cruzadas encontradas en los bancos gruesos con pisolitos ferruginosos indican un depósito de relleno de canales mareales (estratificaciones cruzadas de tipo *scour and fill*) que evolucionan en la vertical dando lugar a un ambiente de playa. El desarrollo de estos medios está condicionado por las invasiones de sedimentos detríticos en un momento concreto de la historia sedimentaria del tramo J₃. Las estratificaciones cruzadas de tipo espina de pez (*herringbone cross stratification*) escasamente representadas en bancos aislados, apoyan la interpretación del origen mareal de algunos de los niveles estudiados (REINECK y SINGH-1973) y (JANSA-1975).

Los estratos de brechas intraformacionales, dadas sus características texturales, pueden interpretarse como desplomes de las paredes de un canal mareal (FRIEDMAN y BRAUN-1975) y (WILSON-1975). Podría también pensarse en brechas originadas por desecación (*flatt pebble breccias*) y posterior erosión; sin embargo este origen es mucho más improbable, ya que los cantos de brechas así formadas suelen presentar laminaciones, cosa que no ocurre con los cantos estudiados.

V.3.4.3.- Ambiente sedimentario del tramo de calizas con Calpionellas(J'3).

Dadas las características texturales existentes en este tramo, el ambiente de depósito corresponde a una plataforma abierta, en la que se desarrolló una sedimentación carbonatada tranquila con débiles corrientes, que permitía la vida de algunas Calpionellas y Ammonites pero que impidió la implantación del biotipo de Dasycladáceas y Lituo-
lidos.

V.3.5.- Resumen y Conclusiones.

Las unidades litoestratigráficas comprendidas entre el Kimmeridgense medio y el Berriasense (pro parte), presentan una identidad propia que permite diferenciarlas en virtud de sus características litológicas y de sus asociaciones fosilíferas de las infra y suprayacentes.

Los tramos diferenciados son:

- Tramo inferior (J_1) de dolomías que en la parte más externa del sector Norte tales como Peñalta, Segura de la Sierra y Navalperal, constituyen un tramo guía. Sin embargo en el resto de la región el límite superior es extremadamente irregular, encontrándose incluso niveles dolomíticos a distintas alturas estratigráficas.

- Tramo medio (J_2) de calizas grises en bancos gruesos, originados en un ambiente de plataforma interna con eventuales aislamientos con el mar abierto. Su edad es Kimmeridgense superior- Berriasense.

- Tramo superior (J_3) de alternancia de calizas micríticas y margas de color crema, existiendo niveles detríticos intercalados esporádicamente. Corresponde dicha alternancia a un ciclo sedimentario que varía desde sublitoral hasta supramareal, el cual además, se repite a lo largo del tiempo con o sin interrupciones en el mismo. Su edad es Portlandense (probablemente superior) y puede llegar ocasionalmente al Valanginiense inferior, por lo que la parte superior de este tramo se verá en el apartado siguiente.

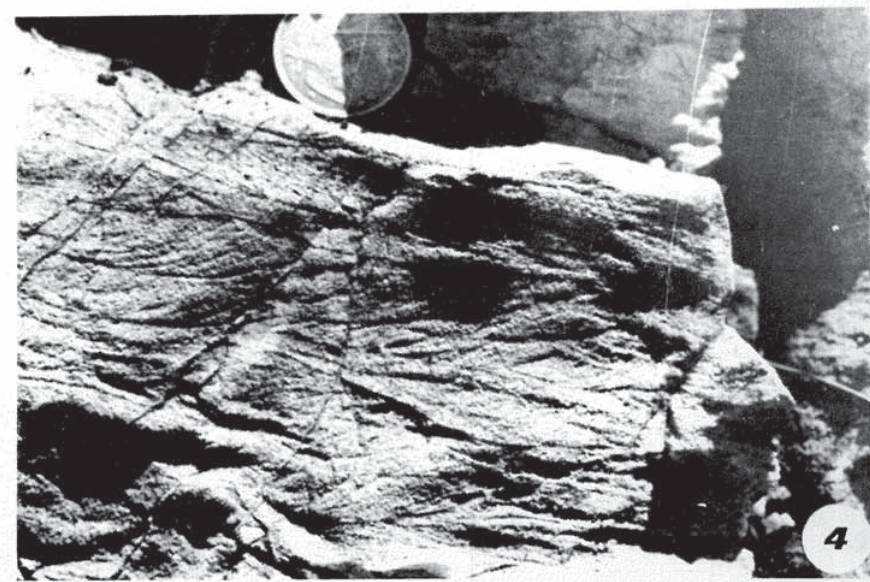
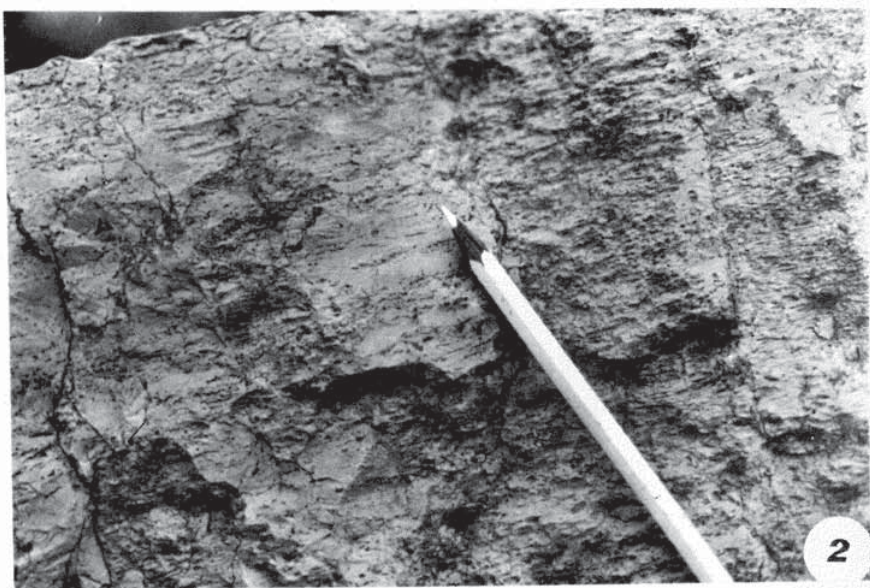
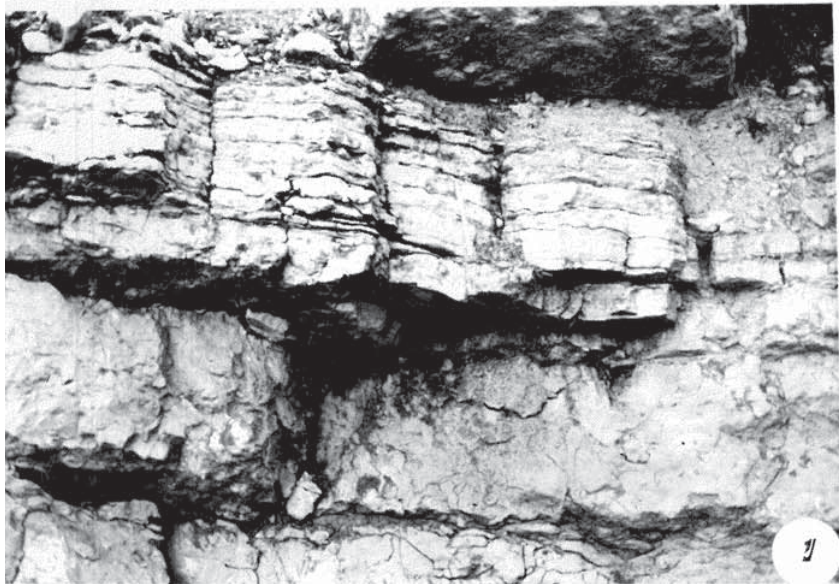
Los tramos J_1 y J_2 se depositaron en las partes más internas de la Sierra de Ca-zorla (tales como la alineación Rayal - Nacimiento del Guadalquivir), pero a partir de la línea que coincide aproximadamente con el curso alto del Guadalquivir y con la franja de materiales triásicos donde se localiza el embalse del Tranco, aumenta bruscamente la potencia y aparece asimismo de forma brusca el tramo J_3 , llegando a alcanzar el conjunto de los tres tramos un espesor próximo a los 400 metros. La subsidencia diferencial entre las dos áreas es pues notoria.

Dichos tramos afloran extensamente en toda la Sierra del Pozo en la parte más externa del sector central de la Sierra del Segura (Hoja de Santiago de la Espada). No obstante dado el intenso repliegue de las capas y la irregular dolomitización de las mismas, es difícil realizar cortes en los que se pueda encontrar la serie estratigráfica de modo continuo. Entre estos cabe destacar el corte (parte septentrional de la Hoja de Pozo Alcón), considerado como corte tipo de la región estudiada, el corte del arroyo del Masegoso (Hoja de Santiago de la Espada) y el corte de los Goldones (parte meridional de la Hoja de Orcera).

El tramo J'_3 representa un cambio de facies hacia más pelágico de la parte superior del tramo J_3 . Aflora en la Sierra del Castril (corte de los Arenales) y en la Sierra Seca (barranco de las Canalejas). Los niveles que marcarían la transición sedimentaria entre el dominio de carácter restringido (J_3) y el de mar abierto, podría corresponder a los episodios de calizas bioclásticas (Intramicitas bioclásticas-Lám VII. Fot. 2). El tramo J'_3 tiene una edad berriasense y puede llegar hasta la base del Valanginiense inferior.

LAMINA IV

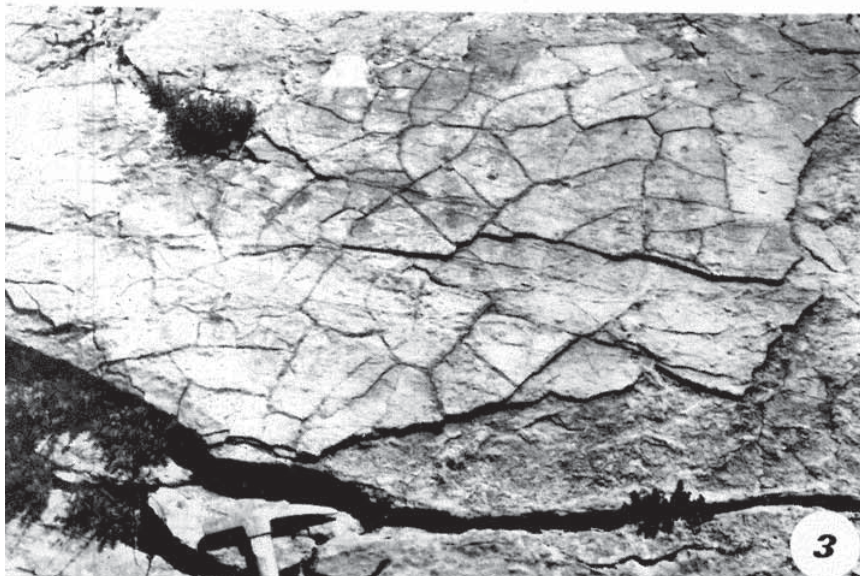
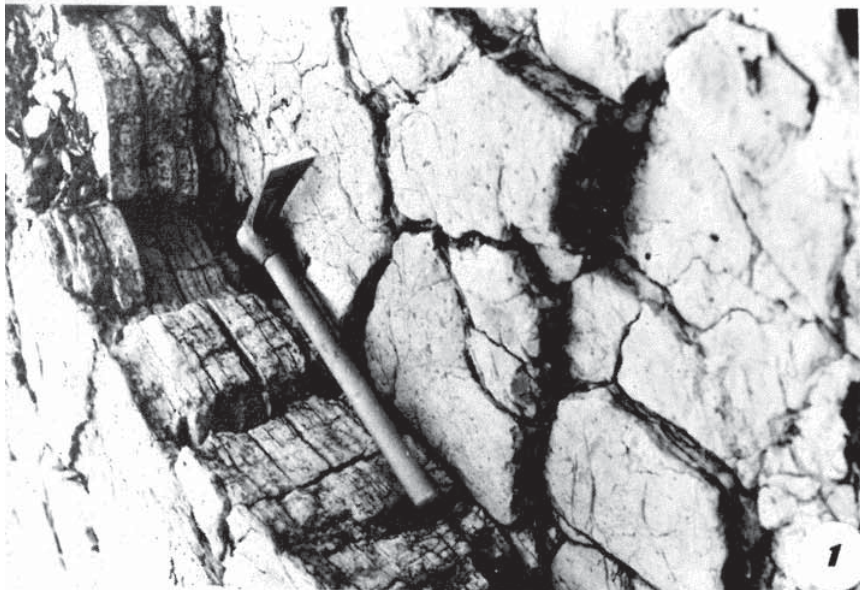
- 1.- Secuencia sedimentaria de los materiales del Tramo J_3 . Los dos bancos inferiores representan un dominio submareal, mientras que el superior laminado corresponde a la zona supramareal. El dominio intermareal queda encuadrado inmediatamente por debajo del lapiz. Berriasense inferior (niveles terminales de la biozona de *A. lusitanica*). Cercanías de Puertollano en la pista Pozo Alcón-Cazorla. Tramo J_3 .
- 2.- Detalle de un nivel inter a supramareal con *birdseyes*. Tramo J_3 . Cercanías de Puertollano.
- 3.- Brechas intraformacionales originadas probablemente por desplomes en las paredes de un canal mareal. Nivel perteneciente al tránsito $J_2 - J_3$. Portlandense. Pista de Pozo Alcón-Cazorla cerca de Puertollano.
- 4.- Banco calcarenítico con laminación cruzada de tipo artesa (*trough*). Berriasense. Nivel por encima de la biozona de *A. lusitanica*. Ambiente mareal. Cercanías de Puertollano.



LAMINA V

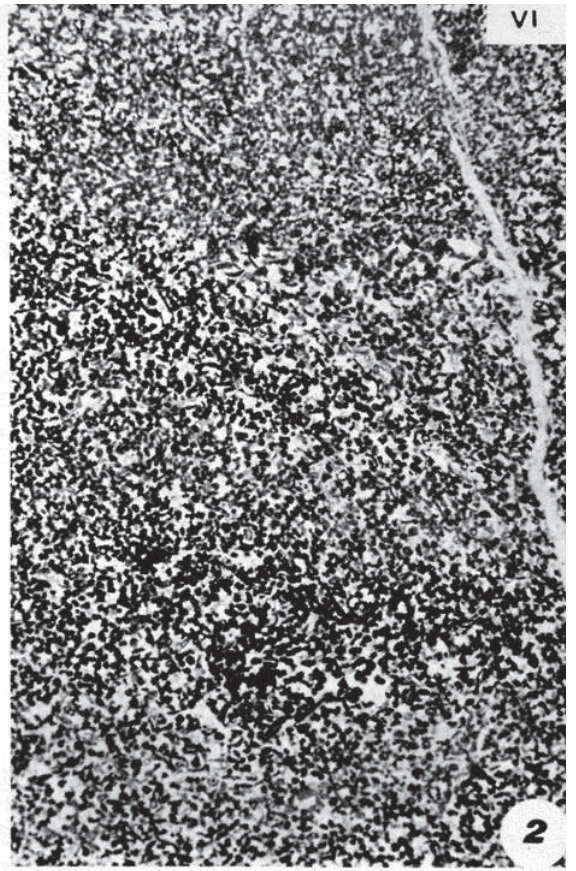
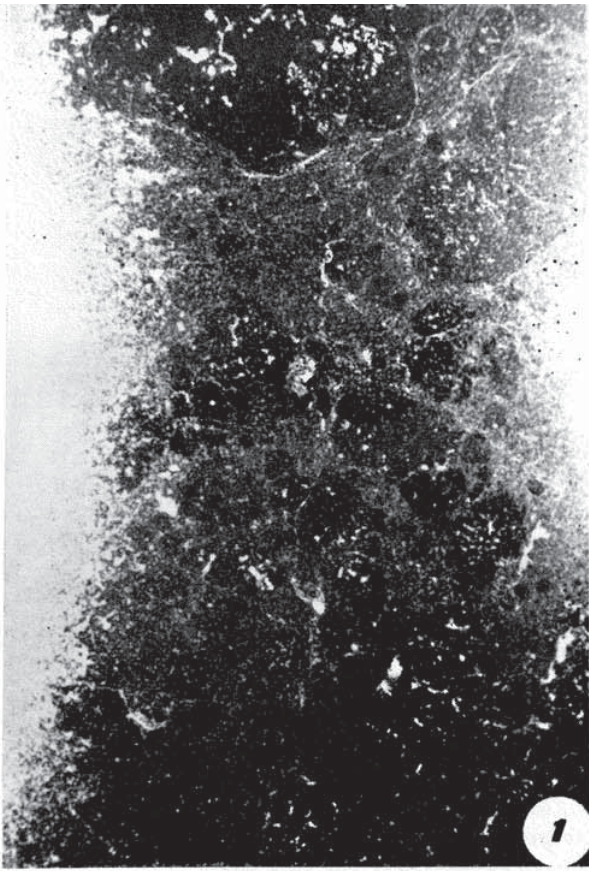
Distintos tipos de grietas de desecación (mud cracks) pertenecientes a los niveles laminados del Tramo J₃. Portlandense superior-Berriense inferior. Ambiente supramareal.

- 1.- Observese la relación existente entre los niveles laminados y las grietas de desecación. Pista forestal Pozo Alcón-Cazorla, entre Puertollano y el nacimiento del Guadalquivir.
- 2.- Posibles gotas de lluvia (*rains prints*) sobre las grietas de desecación. Igual localidad que la anterior.
- 3.- Grietas de desecación. La propia grieta está rellena de material margoso con partículas detríticas. Arroyo de Masegosa (Norte de la Hoja de Santiago de la Espada).
- 4.- Posibles pisadas de reptiles sobre las grietas. Pista de Pozo Alcón Cazorla entre Puertollano y el nacimiento del Guadalquivir.



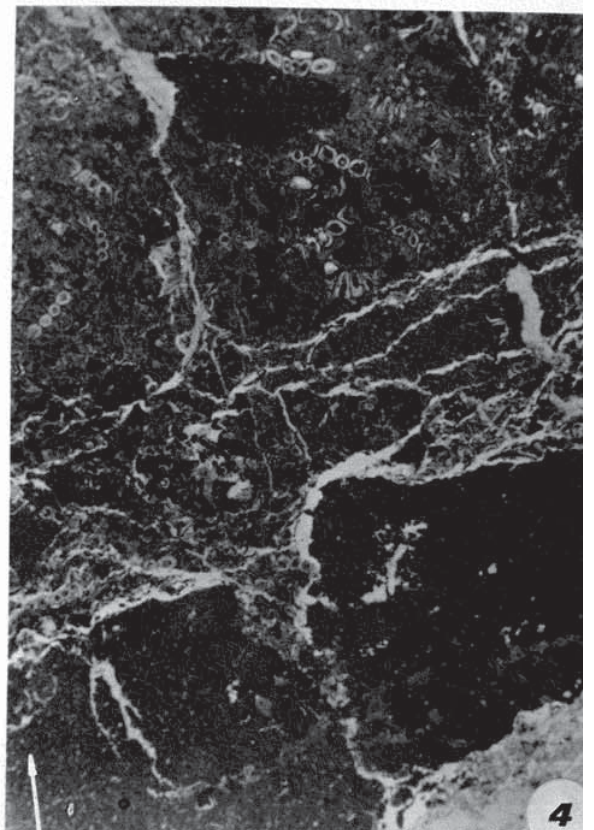
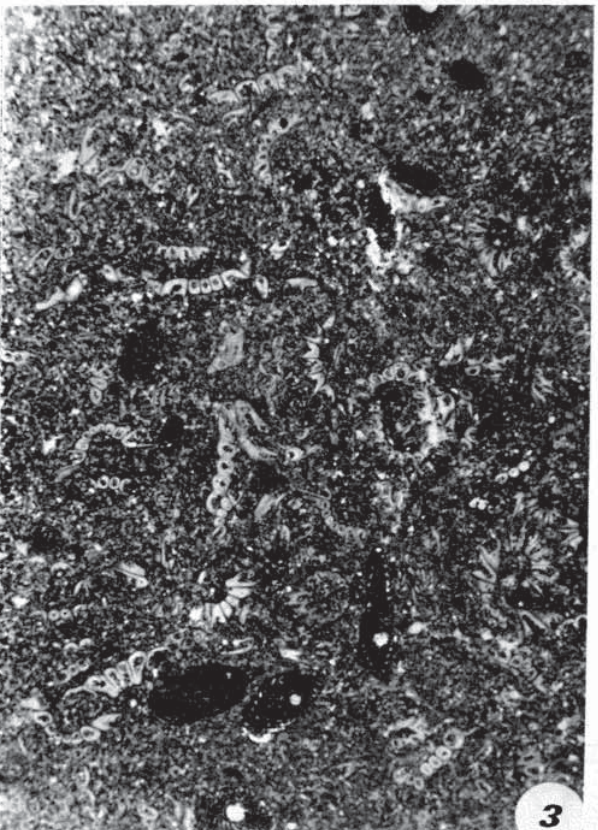
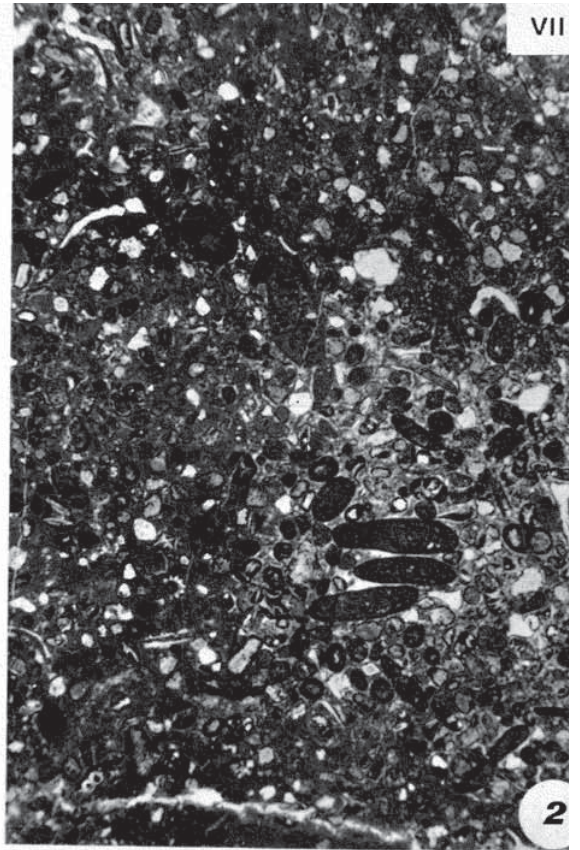
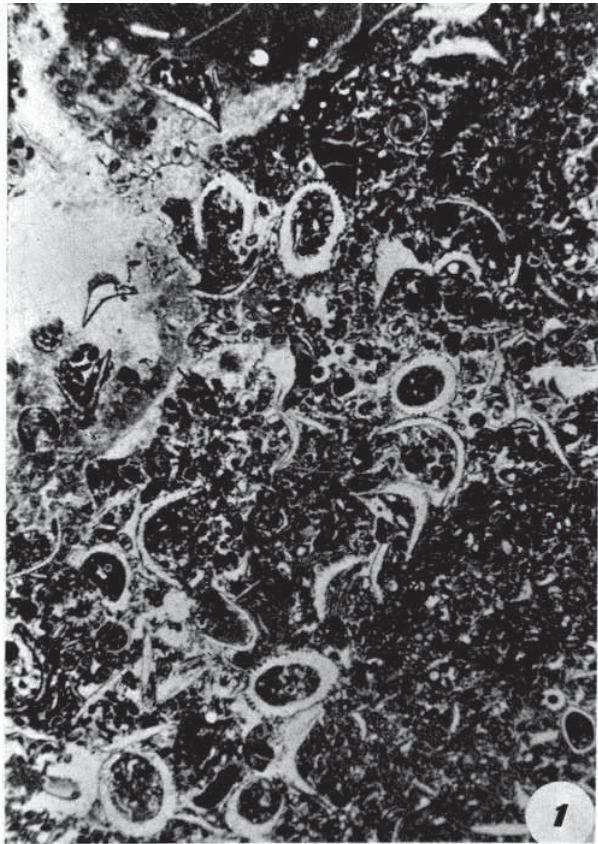
LAMINA VI

- Intramicrorrudita. Microfacies correspondiente al nivel de brecha intraformacional (Lám. IV, Fot. 3). Observese la similitud entre el material que compone los cantos y el de la matriz, así como la existencia de textura "fenestral" poco desarrollada. Muestra C-26. (X 4).
- Pelesparita con pequeños bioclastos. Microfacies de los niveles con laminación cruzada tipo artesa (Lám. IV, Fot. 4). Observese la laminación cruzada a escala microscópica. Está formada por partículas bien seleccionadas por tamaños y constituidas por peletoides, pequeños bioclastos (Lamelibránquios y Miliolidos) y algunos intraclastos. Facies propia de pequeños canales marciales. Muestra C-44. (X 9,5).
- ✓ 4.- Estratificaciones cruzadas de gran escala en los bancos de conglomerados con pisolitos ferruginosos intercalados en el tramo J_3 . En la Fot nº3 y parte inferior de la nº4 (esta es la continuación en vertical de la anterior) se presentan formas de tipo artesa y de *megaripple-bedding*, para terminar (parte superior de la Foto 4) con formas planares. Ambiente de tipo playa con rellenos de canal en la parte inferior. Berriasense inferior. (Niveles por encima de la biozona de *A. lusitanica*).



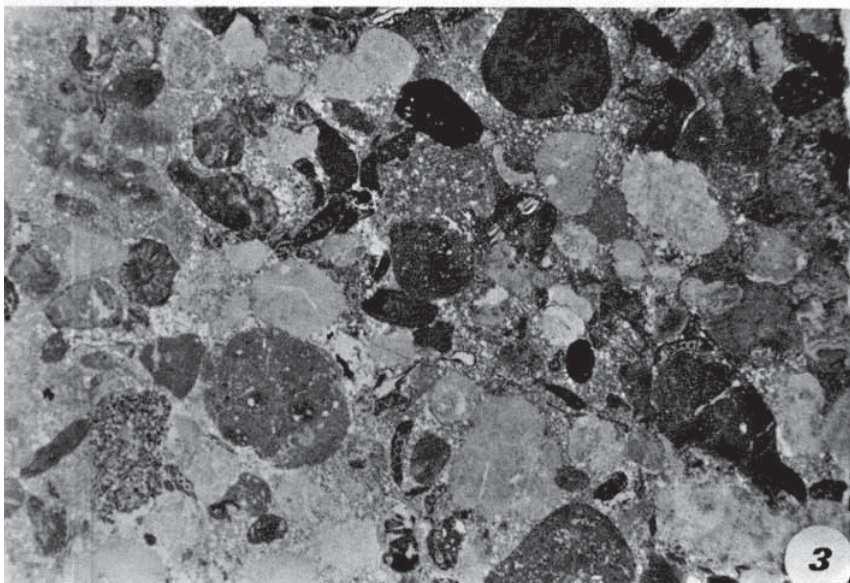
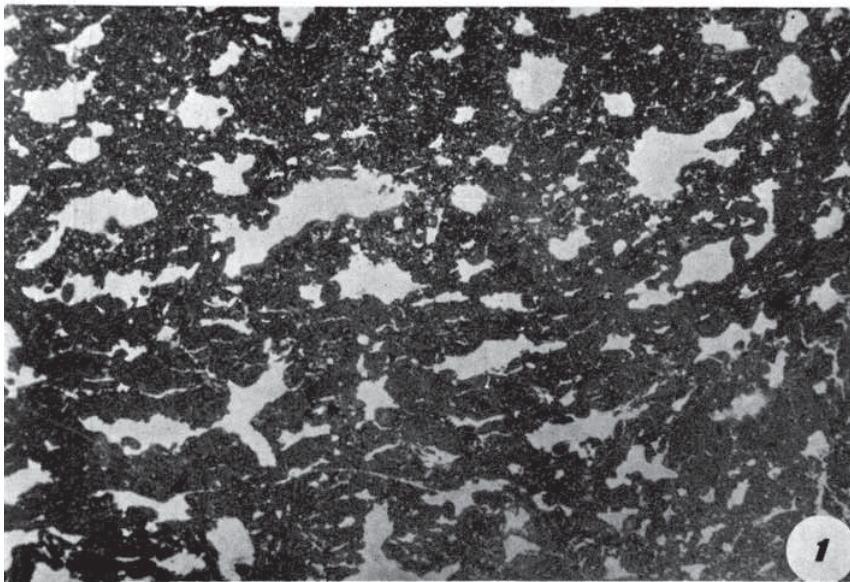
LAMINA VII

- 1.- Intrabiomicrocrista con matriz parcialmente recristalizada. Abundantes secciones de (*ambelliella* (ex *Vaginella*) *striata* (CAROZZI). Se asocian además (*Alypeina jurassica* FAVRE, *Kurrubia palastinensis* HENSON y *Verticyclaminavirgularia* DECHLIN). Kimmeridgense superior. Parte basal del tramo J₂. Cercanías de Navalperal. Plataforma marina poco profunda. Muestra AD-LG 488. (X 7,5).
- 2.- Intraoomicrita bioclástica. Los aloquímicos muestran señales evidentes de rodamiento, tales como oolitización de fósiles y fracturación de los mismos. Entre los bioclastos se encuentra *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), (*Alypeina jurassica* FAVRE, *Actinoporella* sp. y *Cayeuxia* sp., así como secciones de *Lamelibranchios*. Portlandense. Parte superior del Tramo J₂. Corte de Cabañas. Muestra C-28 a. Medio inframareal agitado. (X 9).
- 3.- Biopelmicrocrista con matriz finamente recristalizada. La asociación fosilífera está constituida por (*Alypeina jurassica* FAVRE y *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER). Portlandense. Niveles inframareales del Tramo J₃. Corte de Cabañas. Muestra C-30 a. (X 8).
- 4.- Microfacies correspondiente al tránsito entre un nivel micrítico azoico afectado por fenómenos de desecación y los niveles suprayacentes de naturaleza intrabiomicrocrista con (*Alypeina jurassica* FAVRE. Los intraclastos de la parte superior son a modo de "virutas o chips" arrancados de la parte infrayacente. Portlandense - Berriasense. Paso entre un ambiente inter a supramareal, a uno inframareal confinado. Tramo J₃. 1 Km al Oeste de la Nava del Espino (Cabeza del Tejo). Muestra GL-29. (X 9).



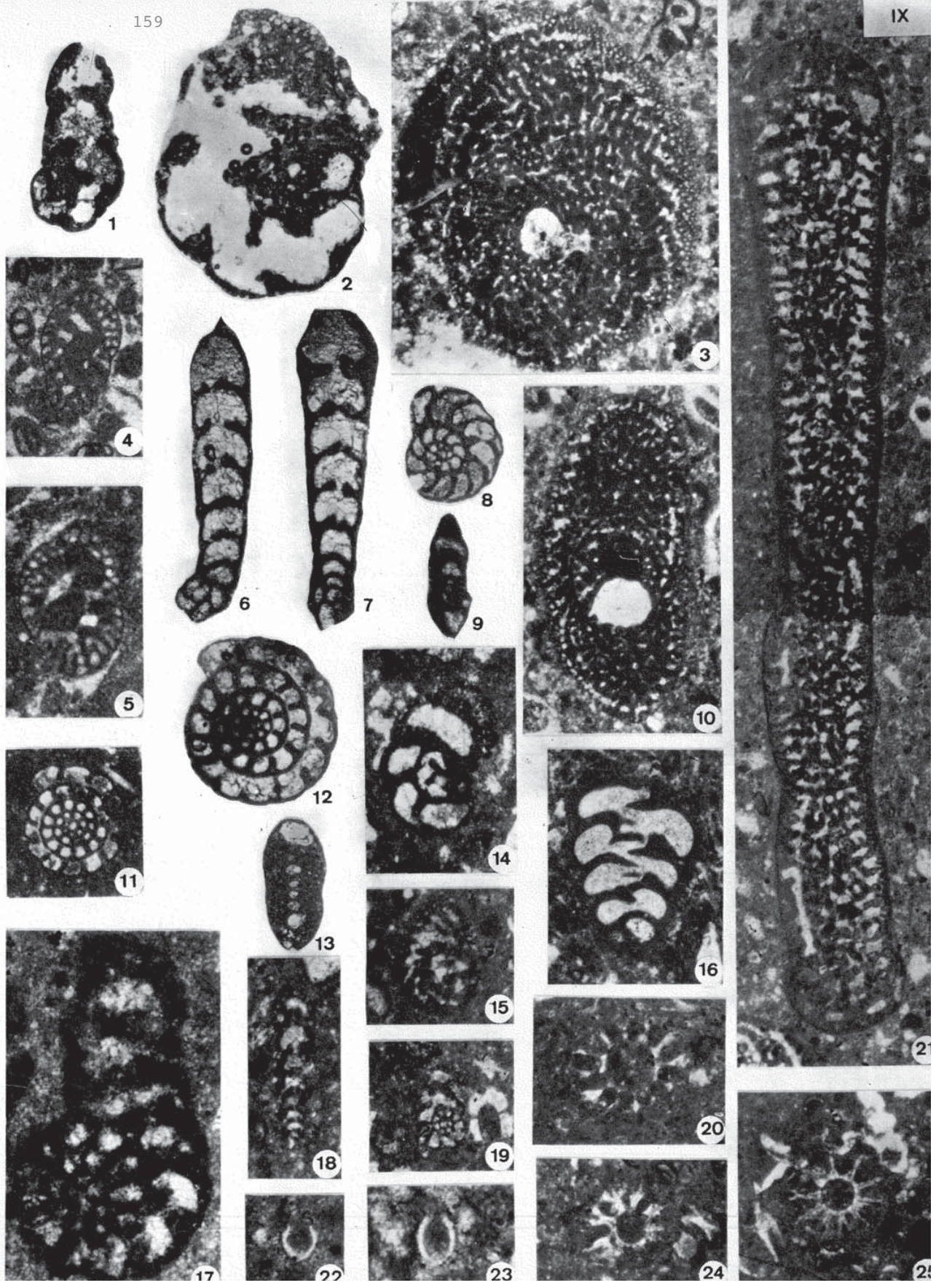
LAMINA VIII

- 1.- Pelmicrita con gran desarrollo de textura "fenestral". Entre las "fenestras" (*birdseyes*) se distinguen formas grandes e irregulares debidas al escape de aire atrapado en el sedimento, y otras más pequeñas y aplanadas (*shrinkage pores*) que se han formado por contracción del material micrítico al ser desecado (SHINN-1968). Microfacies de los niveles de la Lám.IV, Fot.2. Ambiente inter a supramareal. Portlandense-Berriasense inferior. Tramo J₃. Sierra de Mirabueno. Muestra MI-31. (X 4,5).
- 2.- Micrita con laminación irregular en la que alternan bandas de barro carbonatado con otras de naturaleza pelmicrítica o pelmicrosparita con granos de cuarzo tamaño limo. Perforaciones rellenas de esparita que se interpretan debidas a la acción de raíces. Ambiente supramareal de borde de canal (levee). Berriasense inferior (niveles terminales de la biozona de *A. lusitanica*). Tramo J₃. Série del arroyo Amarillo. Muestra P-30. (X 3,8).
- 3.- Microfacies correspondiente al nivel de conglomerados con cantos ferruginosos intercalado en el Tramo J₃ (Lám.VI. Fotos 3 y 4). Muchos de los cantos estan impregnados de material ferruginoso, otros se encuentran muy recristalizados y un tercer grupo presentan fósiles (*Clypeina jurassica*) que indican, al menos, que estos últimos son coetáneos de la sedimentación. Gran recristalización de la matriz y aspecto de textura moteada de la misma. Relleno de canal en un ambiente de playa. Berriasense inferior. Corte de Cabañas. Muestra C-56. (x 9).
- 4.- Biopelmicrita con Dasycladaceas (*Actinoporella* sp. y *Salpingoporella annulata*), además de secciones de Gasterópodos (*Nerineas*). Ambiente inframareal poco profundo y algo confinado. Berriasense inferior. Tramo J₃. Corte de Cabañas. Muestra C-42. (X 10).



LAMINA IX

- 1 y 2.- *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN). Cortes ecuatoriales. 1) de un individuo con desarrollo de estadio uniseriado (X 32). 2) ejemplar con tan solo estadio planispiralado (X 38). Kimmeridgense superior. Ctjo. de los Goldones.
- 3, 10 y 21.- *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER). 3) Corte ecuatorial. 10) Corte axial. 21) Corte subaxial de un ejemplar microférico. Portlandense-base del Berriasense. Série de Cabañas. (X 38).
- 4 y 5.- *Kurnubia palastinensis* HENSON. Cortes oblicuos. Kimmeridgense superior. Cercanías de Navalperal. (X 38).
- 6 y 7.- *Lituolido* sp.*. Está caracterizado por un estado inicial trocospiralado, seguido de uno uniseriado muy desarrollado. Pared simple y boca terminal en cuello. Berriasense. Série de Cabañas. (X 38).
- 8 y 9.- *Heixialina* gr. *planispiralis* RAMALHO. Cortes ecuatorial y axial respectivamente. Portlandense-Berriasense. Série de Cabañas. (X38).
- 11, 12 y 13.- *Nautiloculina oolithica* MOHLER. Cortes ecuatoriales y axial. Séries de Cabañas y Arroyo Amarillo. (X 38).
- 14.- *Everticyclammina* sp. Corte ecuatorial. Berriasense. Série de Cabañas. (x 38).
- 15.- *Lituolido* indiferenciado. Portlandense. Série de Cabañas. (x 80).
- 16.- *Ataxophragmidae*. Sección longitudinal. Lo individuos aislados referibles a esta forma, corresponden al género *Valvulina*. Portlandense-Berriasense. Série de Cabañas. (X 35).
- 17.- *Lituolido* próximo a *Ambaculites*. Série de Cabañas. Portlandense. (X 160).
- 18.- *Rectocyclammina* sp. Portlandense-Berriasense inferior. Cabañas. (X 38).
- 19.- *Fewtillia frequens* MAYNC. Berriasense inferior. Cabañas. (X 30).
- 20 y 24.- (*Clypeina* ? *solkari* CONRAD y RADOICIC. Cortes transversos de un verticiló. Berriasense. Séries de Cabañas y Arroyo Amarillo. (X 38).
- 22.- (*Alpionella alpina* LORENZ. Cabañas. Portlandense superior-Berriasense. (X 38).
- 23.- (*Alpionella* cf. *elliptica* CAD. Berriasense inferior. Cabañas. (X 38).
- 25.- (*Clypeino* ? sp. (in JAFFREZO-1973. Lám.II. Fot.6 y 7). Berriasense. Cabañas. (x 30).



LAMINA X

- 1.- *Campbelliella* (ex *Vagineella*) *striata* (CAROZZI). Corte axial. Kimmeridgense superior. Cercanías de Navalperal. (x 38).
- 2.- Dasycladacea indeterminada. Berriasense. Série de Cabañas. (x 38).
- 3 y 4.- *Salpingoporella annulata* PIA, Cortes transversos y longitudinal respectivamente. Berriasense. Sierra de Mirabueno y Cabañas. (x 38).
- 5 y 10.- *Clypeina jurassica* FAVRE. 5). Cortes transversal de un verticilo (Ctjo. de los Goldones) (x 30). 10). Corte longitudinal algo oblicuo de 5 verticilos (Arroyo del Masegoso)(x 30).
- 6.- *Actinoporella* sp. Berriasense. Série de Cabañas. (x 38).
- 7, 8 y 9.- *Macroporella* cf. *espichelensis* DELOFFRE y RAMALHO. 7).Cortes transversos y tangencial. 8).Corte transverso. 9).Corte tangencial. Portlandense. (biozona de *A. lusitanica*). Rio Borosa. (x 38).
- 11.- *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINIERI). Portlandense. Rio Borosa. (x 30).
- 12.- *Likanella bartheli* BERNIER. Berriasense inferior. Cabañas. (x 38).
- 13.- *Permocalculus*?. Portlandense. Cabañas. (x 30).
- 14.- *Cayeuxia piae* FROLLO. Portlandense. Rio Borosa. (x 20).



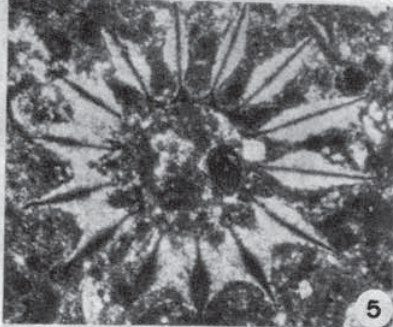
1



2



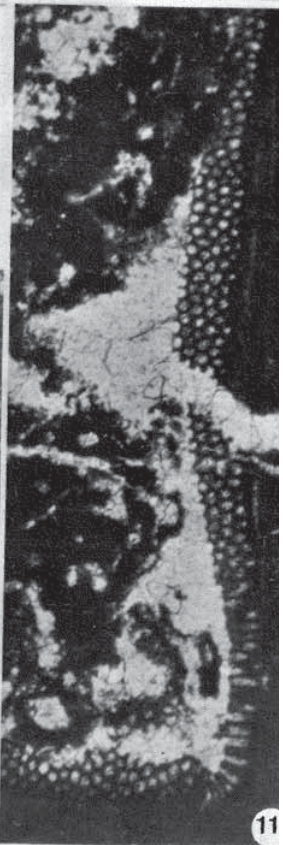
3



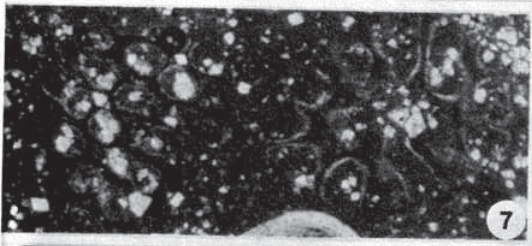
5



6



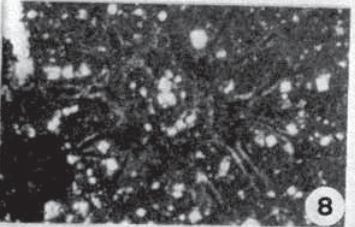
11



7



10



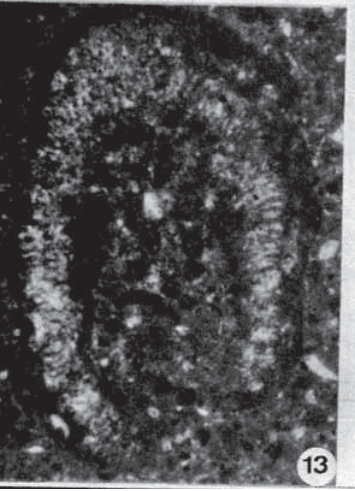
8



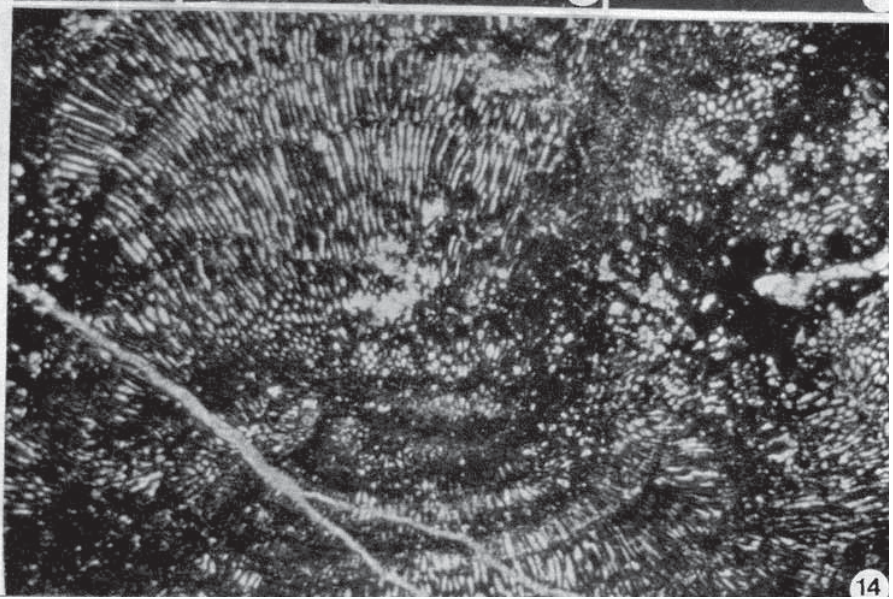
9



12



13



14

V.4. EL BERRIASENSE SUPERIOR - VALANGINIENSE INFERIOR

La sedimentación en plataforma carbonatada de tipo submareal a supramareal que caracterizó el depósito de materiales durante el episodio de tiempo que se acaba de considerar, quedó interrumpida, en la mayor parte de la región, durante el Berriasense-superior-Valanginiense inferior como consecuencia de dos hechos importantes. Estos son, de un lado la invasión de aportes terrígenos y de otro la implantación de un complejo arrecifal con Nerinéas, Rudistas y Corales.

Estos fenómenos van a influir directamente en las características litológicas, de manera que en gran parte de la región estudiada se pasa con frecuencia en la vertical, del tramo J₃, ó bien del J'₃, a calizas claras con intercalaciones terrígenas (tramo N_{1c}), ó a dolomías arenosas y calizas bioclásticas con arenas con cantos de cuarcita (tramo N_{1a}).

Las áreas situadas más al SW de la Sierra del Segura van a quedar menos influenciadas por estos fenómenos, de manera que en ellas va a continuar, durante todo o parte del tiempo que se está considerando, la sedimentación del tramo J₃; aunque en él pueden presentarse variaciones importantes que dan pie a la diferenciación de un nuevo tramo (N_{1b}).

No solo la aparición de características litológicas nuevas justifica la división que se presenta en este apartado sino que, además, está apoyada por el contenido fosilífero. En efecto, al margen de lo que acabamos de exponer y ligeramente por debajo de la aparición de estas unidades litoestratigráficas se produce un cambio en la asociación fosilífera de algas Dasycladáceas y foraminíferos bentónicos. Entre las primeras, se va a producir la extinción de *Clypeina jurassica* (FAVRE), por ejemplo, y van a aparecer otras de entre las que merece destacar *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO por su gran abundancia.

La asociación de foraminíferos va a sufrir también cambios; vana presentarse *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYANA) y *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY como especies más representativas.

Por consiguiente, las unidades litoestratigráficas que aquí considero van a tener un límite inferior definido en muchos casos, por unos caracteres litológicos bien diferenciados de los infrayacentes, límite que va a coincidir aproximadamente con un relevo en la asociación fosilífera. Si el límite inferior puede considerarse justificado, mucho más lo es el superior que se caracteriza por la aparición de margas arenosas con *Exogyra* y *Ammonites* del Valanginiense superior en la mayor parte del territorio, o bien por arcillas, arenas con cantos de cuarcitas y areniscas bajo "facies weald" en el resto.

V.4.1. Descripción de unidades litoestratigráficas.

De acuerdo con las bases que se acaban de establecer, he diferenciado varias unidades litoestratigráficas cuyas relaciones son esencialmente de tipo lateral y representan cambios laterales de facies en materiales depositados en diversos dominios sedimentarios.

Tramos N_{1a} y N_{1c}. - Se designa con la sigla N_{1a} al conjunto de materiales constituidos por dolomías pardas, muchas veces ricas en cuarzo, niveles de calcarenitas y areniscas con frecuentes intercalaciones de margas arenosas y de arenas con cantos de cuarcita, hecho que hace pensar en facies tipo "weald". Los bancos de dolomías pueden ser muy gruesos (2 o 3

metros e incluso decamétricos), pero también se presentan, al igual que las calcarenitas, en estratos de 50 cm. a 1 metro de espesor. Se reconocen algunas estratificaciones cruzadas.

Este tramo se desarrolla en la parte septentrional de la región estudiada (Hojas de Orceña, Yetas de Abajo y parte de la de Santiago de la Espada). Su extensión hacia el Sur no se puede establecer de modo preciso, ya que las diferencias litológicas que lo separan del tramo N_{1c} pueden llegar a ser inexistentes hacia el Sur. La potencia no siempre puede calcularse, puesto que con frecuencia no afloran en el sector septentrional términos más antiguos que estos; sin embargo, en el arroyo del Torno (corte del Ctjo. de la Fuente del Charco) y en el corte de los Goldones (SE de la Hoja de Orceña), en los cuales aflora el muro, la potencia total da valores entre 200 y 250 metros. Este tramo aflora también extensamente en el corte del arroyo de los Anchos y en el Ctjo. Cano (ambos en la Hoja de Orceña) y en el arroyo de los Huecos (parte meridional de la Hoja de Yetas).

El tramo N_{1c} se caracteriza por una alternancia, incluso rítmica, de niveles organógenos y niveles más terrígenos, pobres en organismos y con abundante laminación paralela y laminación y estratificación cruzada. Los estratos organógenos muestran, en la mayoría de los casos, señales evidentes de rodamiento de los organismos como lo demuestra la disposición caótica de los mismos, la presencia de granos de cuarzo (incluso de tamaño rudita) y las estratificaciones cruzadas esporádicas. En menores ocasiones los niveles organógenos constituyen crecimientos de organismos de tipo arrecifal, bien en posición de vida (Lám.XI, Fot.1), bien originados por acumulación masiva de algunos de ellos (Lám.XI, Fot.2).

Se presentan también bancos calizos oolíticos con laminación cruzada o paralela (Lám.XI, Fot.4). Los niveles de arenas con cantos de cuarcita no son muy abundantes y siempre tienen un espesor no superior a 1,5 metros.

En las partes más al SW de la Sierra del Pozo (sector de Cabañas, Arroyo Amarillo, Guadahornillos etc) y en sus inmediatas prolongaciones septentrionales, existe una estrecha relación lateral de este tramo con lo que puede considerarse la parte superior del J_3 y con otro que se describirá seguidamente (N_{1b}). De este modo, el tramo N_{1c} en los sectores mencionados, no es un conjunto litológico continuo en la vertical, sino que presenta numerosas intercalaciones de los tramos J_3 y N_{1b} , llegando a ser estas incluso predominantes o totalitarias (tal como ocurre en el corte de los Collados).

Esta intercalación lateral impide calcular, para tales sectores, la potencia total del tramo N_{1c} . Sin embargo en la Sierra del Castril (corte de los Arenales) la potencia es de 40 metros y en Sierra Seca (barranco de las Canalejas) de 100 metros. En ambos casos el tramo presenta una continuidad vertical de muro a techo.

- Tramos J_3 y N_{1b} .- Las características litológicas del tramo J_3 son ya conocidas del apartado anterior. No obstante, lo que puede considerarse la parte superior del mismo, presenta diferencias que afectan a la asociación fosilífera y a la ausencia de niveles laminados.

Es frecuente encontrar bancos de margas, entre las calizas micríticas, de mayor potencia que la habitual así como intercalaciones de calcarenitas con estratificaciones cruzadas, cuyo espesor es de 1 a 1,5 metros. Los microfósiles de dichos niveles margo-

UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS		ZONACION DE FOURCADE	BIOZONA EN FACIES SOMERAS	BIOZONAS PELÁGICAS	EDAD
<p><i>P. lituus</i> y <i>P. neocomiensis</i></p> <p><i>P. lituus</i> <i>P. pyrenaica</i> <i>L. campanensis</i></p> <p><i>C. denderi</i> <i>noubaudi</i></p>					
<p>BERRIASENSE</p> <p>VALANGIN. INF,</p>					
					<i>Amocycloloculina enatica</i> <i>Cloffatella pyrenaica</i> <i>Fenestillia freguens</i> <i>Fenestialina</i> gr. <i>planispinalis</i> <i>Nautiloculina oolithica</i> <i>Nautiloculina</i> sp. <i>Pfenderina neocomiensis</i> <i>Pseudocyclammia lituus</i> <i>Pseudocyclammia</i> sp. <i>Trocholina alpina</i> <i>Trocholina elongata</i> <i>Trocholina</i> sp. (pequeñas) <i>Actinoporella</i> sp. <i>Actinoporella dunadelgai</i> <i>Clypeina zumetae</i> <i>Clypeina</i> sp. <i>Heteroporella lemensis</i> <i>Kopetdagandia?</i> <i>iaiensis</i> <i>Likanella campanensis</i> <i>Lithocodium aggregatum</i> <i>Macroporella emborgi</i> <i>Macroporella prattuloni</i> <i>Triopoporella neocomiensis</i> <i>Cladocoonopsis miniabilis</i> <i>Cypridea</i> gr. <i>aculeata</i> <i>Cypridea</i> gr. <i>tuberculata</i> <i>Macropyris honatiana</i> <i>Macrodentina</i> (D.) sp. <i>mediositica</i> <i>Protocythere</i> gr. <i>pumila</i> <i>Glabator</i> cf. <i>trochilicoides</i> var. <i>Perimnester micranda</i> <i>Perimnester micranda-ancona</i> <i>Calponella alpina</i> <i>Calponellites denderi</i> <i>Calponellopsis oblonga</i> <i>Calponellopsis simplex</i> <i>Remaniella cadischiana</i> <i>P. cadischiana</i> -R. <i>dadayi</i> <i>Tintinnopsella caspathica</i> <i>Tintinnopsella longa</i> <i>Ampullina leviathan</i> <i>Saxasinella varians</i> <i>Thurmanniceras pebransiens</i> <i>Thurmanniceras thurmanni</i> <i>Thurmanniceras</i> sp.

Facies no marinas +++++

Facies someras —————

Facies pelágicas "*****"

Organismos presentes en ambas xxxxxxx

son están constituidos por Caráceas y Ostrácodos de facies salobres. Estas características permiten diferenciar una unidad litoestratigráfica diferente a la del tramo J_3 , aunque muchas veces las semejanzas litológicas son notables. Se le ha denominado tramo N_{1b} .

Las relaciones entre ambos tramos, a escala regional, son de tipo lateral aunque en un corte se encuentran alternancias de uno y otro. La potencia del tramo N_{1b} es en general pequeña, no supera los 20 o 30 metros, pero muchas veces debido precisamente a la alternancia de niveles J_3 con los del tramo N_{1b} ó bien por la similitud litológica de ambos, es difícil hacer un cálculo de la misma.

Estos dos tramos afloran ampliamente en la sierra del Pozo y en su prolongación hacia el Norte, estando limitado el tramo N_{1b} a las partes más marginales, tales como los cortes del Flanco occidental del sinclinal de Cabañas (Hojas de Pozo Alcón y Cazorla), corte del arroyo de Guadahornillo (Hoja de Cazorla) y cortes de las partes más externas del sector central de la Sierra del Segura (sierra de Mirabueno y corte de Cerro Lobo). También aparece la parte superior del tramo J_3 en el arroyo de San Sebastian, perteneciente al corte de la Sierra de Huebras o corte del río Zumeta (Hoja de Nerpio).

V.4.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía

En el cuadro de la figura 73, se representa la biozonación establecida para el Berriasense superior-Valanginiense inferior, tanto de organismos someros como de los pelágicos. Además en dicho gráfico se muestran las relaciones de las unidades lito, bio y cronoestratigráficas, así como la distribución vertical de todos los organismos, diferenciando los que son no marinos, marinos someros y de carácter pelágico.

Las biozonas que se presentan se desarrollan en facies diferentes, aunque las edades son equivalentes. Estas zonas son:

- Biozonas paralelas de *P. lituus*, *Ch. pyrenaica* y *L. campanensis*

Los indicadores zonales que representan cada una de dichas biozonas, se caracterizan por ser muy abundantes, tener una distribución vertical cuyos horizontes de aparición y extinción prácticamente coinciden y por desarrollarse en ambientes poco profundos.

No obstante, y a pesar de esto, *Choffatella pyrenaica* FEYBERNES y REY y *Likane-lla campanensis* AZEMA y JAFFREZO, son organismos más frecuentes en las facies más restringidas, a diferencia de *Pseudocyclarmina lituus* (YOKOYAMA) cuyo biotipo se desarrolla con mayor frecuencia en las facies más abiertas. La edad de estas biozonas paralelas es Berriasense superior-Valanginiense inferior.

- Biozona de *Calpionellites dardeni*

Se trata de una zona de extensión total que caracteriza las facies de influencia pelágica. Queda limitada por los horizontes de aparición y extinción del indicador zonal. Corresponde a la zona "E" de *Calpionella* de LE HEGARAT y REMANE (1968) y es de edad Valanginiense inferior.

A continuación se hará un comentario acerca de la distribución estratigráfica de las especies más significativas presentes en cada una de las facies consideradas.

V.4.2.1. Organismos de facies no marinas

A este grupo corresponden las Caráceas y los Ostrácodos de baja salinidad. Dentro de las primeras cabe destacar las siguientes especies:

Globator cf. *trochiliscoides* var. GRAMBAST

Se trata de una especie próxima a la descrita por GRAMBAST (1966) como *Globator trochiliscoides* var. y caracterizada porque los tres haces de células que se juntan en el poro basal, lo hacen por mediación de una pequeña célula (Lám. XVII, Fot. 18, 19, 20 y 21). La edad que asigna GRAMBAST (1966) a esta Carácea es Valanginiense superior-Hauteriviense.

En los confines de las cordilleras Ibérica y catalana, CANEROT (1974) cita *Globator trochiliscoides* var. en el Valanginiense inferior. En la Sierra del Segura, esta especie aparece, en el tramo N_{1b} y por tanto debajo del Valanginiense superior-Hauteriviense basal con Ammonites, indentándose con los niveles de *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY *Likarella campanensis* AZEMA y JAFFREZO. La edad es pues Valanginiense inferior.

Perimnester micranda GRAMBAST

En la Sierra del Segura y en los niveles no marinos (N_{1b}) del Valanginiense inferior, se encuentran abundantes ejemplares de esta especie (Lám. XVII, Fot. 23, 24, 25) cuyos caracteres morfológicos y dimensiones coinciden con los dados por GRAMBAST (1967).

La especie tipo, descrita en la provincia de Teruel, es datada como Hauteriviense (GRAMBAST-1967) aunque pueda aparecer en el Valanginiense superior y llegar hasta el Barremense.

Perimnester micranda-ancora

La especie así denominada, presenta caracteres intermedios entre *P. micranda* GRAMBAST y *P. ancora* GRAMBAST (Lám. XVII, Fot. 22, 27, 33, 35). Se encuentra asociada a las otras especies de Caráceas antes citadas en los niveles del Valanginiense inferior. GRAMBAST (1967) atribuye *P. ancora* una edad Hauteriviense-Barremense inferior.

Cypridea paulsgrovensis (ANDERSON)

Esta especie es citada en Inglaterra en el "purbeck" superior y "Weald" inferior. En el Norte de España, RAMIREZ del POZO (1969 y 1971) la sitúa en el Valanginiense superior. En la Sierra del Segura se encuentra asociada a otras especies del género *Cypridea* y a las Caráceas de los niveles no marinos del Valanginiense inferior (Lám. XVII, Fot. 26, 32, 34).

Macrocypis horatiana JONES y SHERBORN

También se encuentra junto con los anteriores en el Valanginiense inferior (Lám. XVII, Fot. 17). Se cita en el "purbeck" y "weald" de Inglaterra, así como en la Sierra de Cantabria en niveles de edad Valanginiense-Hauteriviense.

V.4.2.2. Organismos de facies marinas someras*Ammocycloloculina erratica* (JOUKOWSKI y FAVRE)

Esta especie fué descrita en niveles con *Natica leviathan* PICT. y CAMP. de edad Valanginiense inferior y revisada posteriormente por MAYNC (1958 y 1966). SCHROEDER (1968) por primera vez, y CANEROT (1974) posteriormente, citan esta especie en la Sierra de Valdeancha en una edad Valanginiense inferior junto con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) y *Pfenderina neocomiensis* (Pfender). En Portugal (RAMALHO - 1971) se encuentra también en el Valanginiense inferior.

En la Sierra del Segura esta especie aparece en varios cortes asociada con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY, *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO y abundantes ejemplares de *Ampullina* (ex *Natica*) *leviathan* PICT. y CAMP. Se trata pues de niveles de edad Valanginiense inferior. (Lám. XV, Fot. 1 y 5).

Choffatella pyrenaica PEYBERNES y REY

Descrita en los Pirineos franco-españoles, esta especie es próxima a *Choffatella decipiens* SCHLUMB, de la que se diferencia por tener un número menor de cámaras por vuelta de espira. En la localidad tipo aparece en niveles de edad Berriasense terminal-Valanginiense inferior. En Portugal, RAMALHO (1971) cita una forma a la que llama *Choffatella* sp. en el Valanginiense y que corresponde posiblemente a esta especie.

En la Sierra del Segura, *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY es extraordinariamente abundante (Lám. XV, Fot. 12, 13, 14, 15 y Lám. XVII, Fot. 15) en las facies someras y de carácter restringido, pudiendo encontrarse junto con Ostrácodos del género *Cypriidea*. Al igual que en los Pirineos aparece en niveles de edad Berriasense superior-Valanginiense inferior. En efecto en el corte de Vadillo-casa de los Collados (Hoja de Cazorla), se tiene la siguiente sucesión:

- Calizas de color beige con intercalaciones margosas con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER), *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO y *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY.

- 35 metros de dolomías de grano grueso.

- 3 metros de calizas con *Alpionellites danderi* (COLOM) (Valang. inf.)

- Margas amarillentas con Ammonites del Valanginiense superior.

Nautiloculina sp.

En los materiales que se están tratando, aparece con frecuencia una forma perteneciente sin duda al género *Nautiloculina* (Lám. XV, Fot. 16), pero más pequeña y con menor número de cámaras que *Nautiloculina oolithrica* MOHLER.

Pfenderina neocomiensis (PFENDER)

SCHROEDER (1968) cita este foraminífero en el Valanginiense de la provincia de Castellón, así como CANEROT (1974). En Cobières (JAFFREZO-1973) se encuentra en el Valanginiense y en los Pirineos franco españoles (PEYBERNES-1976) se localiza en el Valanginiense inferior.

Para el SE de España, FOURCADE (1970, y 1971) crea una biozona de *P. lituus* y *Pf. neocomiensis* que caracteriza el Berriasense-Valanginiense inferior.

En la Sierra del Segura *Pfenderina neocomiensis* (Pfender) no aparece con frecuencia. Se ha encontrado en los cortes de casa de los Collados y a 2 km. al Norte de Puertollano (ambos en la Hoja de Cazorla).

La edad Berriasense terminal-Valanginiense inferior viene confirmada por la presencia de Calpionellas, aparte de localizarse bajo niveles con Ammonites del Valanginiense superior. (ver Lám. XV, Fot. 17, 18).

Pseudocyclamina lituus (YOKOYAMA)

MAYNC (1959) en un estudio sobre los caracteres del género *Pseudocyclamina* y de la especie *lituus*, recoge numerosas citas sobre la repartición estratigráfica de dicha especie, la cual se distribuye desde el Kimmeridgense superior hasta el Neocomiense; HOTTINGER (1967), en Marruecos oriental cita esta forma también desde el Kimmeridgense superior al Neocomiense. Para SCHROEDER (1968), *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) no tiene ningún valor estratigráfico ya que se distribuye desde el Bathonense hasta el Aptense.

De acuerdo con BENEST y otros (1975), esta especie tiene una distribución estratigráfica más precisa que la dada por algunos autores. Así por ejemplo, CANEROT (1974) la cita tan solo en el Berriasense y sobre todo en el Valanginiense, PEYBERNES (1976) a lo largo del Berriasense y Valanginiense, y CHABRIER y otros (1975) datan los niveles con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), en Gerdeña, mediante Calpionellas del Valanginiense inferior.

En el Sur de España, FOURCADE (1970) crea una biozona de *P. lituus* de edad Berriasense-Valanginiense inferior. En la Sierra del Segura, se ha considerado también una biozona de *P. lituus*, ya que es un organismo muy abundante en los niveles de calizas micríticas en medios marinos someros y más escasa en los estratos oolíticos. Su distribución vertical, en la región estudiada, está limitada al Berriasense superior-Valanginiense inferior. En efecto, en algunos cortes (oeste de Cabañas, Nava de San Pedro, Nava de Pablo y barranco de Canalejas), los niveles con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) aparecen por encima de otros con *Jabronella* sp. (Ammonites de edad Berriasense). Por otra parte, en casa de los Collados y en el barranco de las Canalejas, los horizontes con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) están en estrecha relación con *Calpionellites dar-*

deri (COLOM), especie de edad valanginiense; además, en el Sur de sierra Seca (Hoya de Ortiz) las calcarenitas con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) se intercalan con margocalizas que contienen Ammonites del Valanginiense inferior (zona de roubaudi, de entre los cuales merece destacar *Thurmanniceras thurmanni* (PITC. y CAMP.) y *Thurmanniceras pertransiens* SAYN.

En términos más antiguos que estos (Portlandense), aparecen de vez en cuando formas del género *Pseudocyclamina* que, aunque próximas a la especie *lituus*, no corresponden exactamente con esta.

Pseudocyclamina nv.sp.

En las facies de caracter restringido, de salinidad inferior a la normal (tramo N^{1b}), aparece junto con *Hoffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY y con Ostrácodos del género Cypridea, una forma que presenta todos los caracteres del género *Pseudocyclamina* (Lám. XV, Fot. 6, 7, 8, 10 y 11, Lám. XVII, Fot. 4).

Presenta un estado inicial espiralado constituido por cámaras de borde externo festoneado, en número de seis en la última vuelta de espira; con las suturas marcadas en el exterior de las formas. Al estado espiralado sigue un uniseriado con dos cámaras de septos arqueados, tendiendo la última cámara a ser abrazadora. La vuelta de espira es apretada, con crecimiento rápido, caracter este que la diferencia claramente de la especie *lituus*, además de tener un retículo subepidérmico menos desarrollado (comparar las ilustraciones anteriores con las n.º 3 y n.º 4 de la lámina XV que corresponden a *P. lituus*). El septo está atravesado por numerosos poros finos que corresponden a la vista interna de la abertura cribosa observable en la última cámara de los individuos aislados.

El exoesqueleto está constituido por una fina epidermis bajo la cual se presenta un retículo subepidérmico bien patente, aunque como ya se ha dicho, menos grueso que en *P. lituus*.

Las dimensiones de los individuos, medidas en unos 50 ejemplares, oscilan alrededor de los 1,2 mm. en los que poseen estado uniseriado y es de 0,7 mm. en los que presentan tan solo el estado espiralado.

Se diferencia de *P. cylindrica* REDMOND, especie esta de edad equivalente, citada en Arabia Saudita (REDMOND-1964) en que *Pseudocyclamina* nv.sp. tiene menos cámaras por vuelta de espira, el retículo subepidérmico está menos desarrollado y el borde externo de las cámaras como los septos del estado uniseriado en corte ecuatorial, son más arqueados.

La especie *Pseudocyclamina hedbergi* tiene un enrollamiento más rápido, hay un menor número de cámaras, siendo el septo más arqueado y de disposición más abrazadora, especialmente en el estado uniseriado, que en *Pseudocyclamina* sp.

Rectocyclamina chouberti HOTTINGER

Esta especie ha sido citada en Marruecos por HOTTINGER (1967) en materiales de edad Kimmeridgense. En Portugal, RAMALHO (1971) la encuentra desde al Portlandense hasta el Cretácico inferior. En el bajo Aragón y Maestrazgo se cita en el Portlandense-Valanginiense inferior (CANEROT - 1974).

En la Sierra del Segura aparece esta especie representada en los niveles de edad Berriasense superior-Valanginiense inferior (Lám.XVI, Fot.1).

Trochamminidae sp.

Esta pequeña forma perteneciente a la familia *Trochamminidae* (Lám.XVI, Fot.4) y que aparece con frecuencia en el Berriasense superior-Valanginiense inferior de la Sierra del Segura, es equivalente al *Trochamminidae* nuevo de FOURCADE (1970) (pág.33, Fot.16) citado en el Berriasense-Valanginiense inferior y al *Trochamminidae* n.gen., n.sp. de CANE-ROT (1974) (Lám.VII, Fot.9), encontrado en el Valanginiense.

A continuación pasaré a hacer unas pequeñas consideraciones sobre la distribución estratigráfica de las algas Dasycladáceas más importantes.

Clypeina sp.

Se trata de una forma parecida a *Clypeina jurassica* FAVRE, pero de verticilos bastante más pequeños (Lám.XVI, Fot.9), que se presenta en los niveles del Berriasense superior-Valanginiense inferior.

Kopetdagardia? iailensis MALOV

Definida como *Goniolina minima* por JAFFREZO (1973), una reciente revisión ha puesto de manifiesto que en realidad corresponde con ciertas reservas al género *Kopetdagardia*. En Corbières esta alga ha sido citada por JAFFREZO (1973), BENEST y otros (1973) y PEYBERNES (1976) en el Berriasense superior-Valanginiense inferior y en Cerdeña (CHABRIER y otros 1975) en el Valanginiense inferior.

La distribución estratigráfica en la Sierra del Segura es equivalente a las citadas en las anteriores localidades, ya que se encuentra asociada con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Hoffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY y *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO. (ver Lám.XVI, Fot.5,6).

Likanella campanensis AZEMA y JAFFREZO

AZEMA y JAFFREZO (1972) definieron esta especie en el Prebético de Puig de Campana (provincia de Alicante). Ha sido citada tanto en la localidad tipo como en la sierra de la Muela (provincia de Murcia) (FOURCADE y otros-1972), en niveles del Portlandense - Berriasense. En Corbières esta alga se encuentra en el Valanginiense inferior (JAFFREZO-1974) y PEYBERNES (1976).

En la Sierra del Segura se ha erigido una biozona de *L. campanensis* dada la extraordinaria abundancia de esta especie en los niveles de facies poco profundas. La edad Berriasense sup.+Valanginiense inf. está confirmada por Ammonites y Calpionellas.

Macroporella embergeri BOURDULLEC y DELOFFRE

Descrita en Aquitania en materiales de edad Neocomiense (BOURDULLEC y DELOFFRE 1969) ha sido frecuentemente citada en materiales del Jurásico terminal-Neocomiense. Así FOURCADE (1970), cita *Zengatella suprajurensis* *Macroporella embergeri* en la sierra

de Mariola en niveles de edad Portlandense-Berriasense. En Corbières, se cita en el Valanginiense inferior (JAFFREZO-1974) en la zona de *Ch. pyrenaica* (PEYBERNES-1976). También en el Maestrazgo (CANEROT-1974) se sitúa en el Valanginiense inferior.

En la región estudiada, *Macroporella embergeri* es muy abundante en las biozonas paralelas que caracterizan el Berriasense superior-Valanginiense inferior.

Macroporella praturloni DRAGASTAN

Menos abundante que la anterior, aunque también frecuente en la Sierra del Segura (Lám. XVII, Fot. 1 y 2), esta Dasycladacea va asociada a los organismos del Berriasense superior-Valanginiense inferior. En el Sur de la Sierra Seca (Hoya de Ortiz-Hoja de Huescar) se sitúa en niveles calcareníticos con *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), que alternan con margocalizas con Ammonites del Valanginiense inferior.

En el Prebético de la sierra de la Muela (FOURCADE y otros 1972), ha sido citada en el Berriasense-Valanginiense inferior, así como en Corbières (JAFFREZO-1973) y (PEYBERNES-1976).

Para terminar con los organismos más representativos de las facies someras en el Berriasense superior-Valanginiense inferior, es necesario considerar brevemente dos fósiles distintos, pero importantes en estos niveles. Se trata del organismo de posición sistemática un tanto incierta, *Cladocropsis mirabilis* FELIX y el gasterópodo gigante *Ampullina* (ex *Natica*) *Leviathan* PIGT. y CAMP.

Cladocropsis mirabilis FELIX

Fue considerado como un alga, como un briozoo, y según CHAMPETIER y FOURCADE (1966) de acuerdo con HUDSON y LECOMPTE, podría tratarse de un estromatopórido. CHAMPETIER y FOURCADE (1966) recogen en un cuadro la posición estratigráfica de este organismo de acuerdo con diversos autores, la mayoría de los cuales coinciden con CHAMPETIER y FOURCADE (1966) en atribuirle una edad Kimmeridgense superior y un ambiente de carácter arrecifal.

En la Sierra del Segura, *Cladocropsis mirabilis* FELIX, se ha observado tan solo en los niveles arrecifales del Berriasense superior-Valanginiense inferior, asociado a *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) y a grandes *Trocholinas*. No se ha encontrado en niveles más antiguos que los aquí citados.

Ampullina (ex *Natica*) *Leviathan* PIGT. y CAMP.

Este organismo a pesar de haber sido considerado en otro tiempo como del Jurásico superior, es de edad Naocomiense. En efecto, en la sierra Mariola FOURCADE (1970) y FOUCAULT (1974) lo encuentran asociado a foraminíferos bentónicos y a Calpionellas del Berriasense-Valanginiense inferior. A su vez, estas capas son coronadas por niveles con Ammonites del Valanginiense superior.

En la sierra del Pozo esta forma es muy abundante, siendo su posición estratigráfica equivalente a la que ocupa en la sierra de Mariola. FOUCAULT (1971) en la región estudiada y FOUCAULT (1974) en el corte de los Arenales, le asigna una edad fundamentalmente Berriasense, aunque también puede pasar al Valanginiense inferior.

Mis observaciones personales en la sierra del Pozo confirman esta atribución de FOUCAULT, si bien en el corte Oeste de Cabañas *Ampullina leviathan* PICT. y CAMP. aparece ya en los últimos niveles con *Anchispirocyclamina lusitanica* (EGGER) y alcanza su máximo de abundancia inmediatamente por debajo de las margas con Ammonites del Valanginiense superior. Según estas observaciones, dicho gasterópodo gigante puede aparecer tímidamente en la base del Berriasense y alcanza su máximo de abundancia en el Valanginiense inferior, edad en la cual se extingue pues no pasa al Valanginiense superior.

V.4.2.3. Las facies de influencia pelágica y la biozonación mediante *Calpionellas*.

El tramo J'₃ de calizas margosas grises, que afloran en el borde NW de la sierra del Castril (corte de los Arenales) y en la sierra Seca (barranco de las Canalejas), se caracteriza por presentar junto con escasos Ammonites, frecuentes aunque no abundantes *Calpionellas*. Dichos organismos no solo se encuentran en estos materiales de influencia pelágica, sino que corresponden a los tramos J₃ y N₁₀, coexistiendo con foraminíferos bentónicos.

De la recopilación de todos los datos obtenidos en estos materiales, aunque especialmente en el tramo J'₃, se han reconocido de acuerdo con LE HEGARAT y REMANE (1968) las biozonas "D" y "E".

La biozona "D" de *Calpionellopsis* está caracterizada por la presencia de *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CAD.) hacia la parte superior, *Tintinnopsella carpathica* (MURG. y FIL.) muy frecuente a lo largo de toda la biozona, *Tintinnopsella longa* LORENZ, *Remaniella cadischiana* (COLOM) y formas asimilables a *R. cadischiana* paso a *Calpionellites dadayi* KNAUER o *Calpionellites* sp. (Lám. XVII, Fot. 11) en la parte superior. En la base de la biozona aparecen escasos Ammonites referibles al género *Jabronella*. La edad es esencialmente Berriasense, situándose en el límite superior de la misma el paso al Valanginiense inferior.

La biozona "E" o zona de *C. darderi* está caracterizada por la presencia del indicador zonal *Calpionellites darderi* (COLOM). A esta especie acompañan muchas de las formas anteriores tales como *Tintinnopsella carpathica* (MURG. y FIL.), *Tintinnopsella longa* (COLOM), y *Calpionellopsis oblonga* (CAD.). En el Sur de Sierra Seca (Hoya de Ortiz) aparece una interesante asociación, ya mencionada, de foraminíferos bentónicos, (*Calpionellas* y Ammonites. La presencia de *Thurmanniceras pertransiens* SAYNS, *Thurmanniceras thurmanni* (PICT. y CAMP.), *Thurmanniceras* sp. y *Sarasinella varians* URLIG, marcan la parte inferior de la zona de *noubaudi* (LE HEGARAT y REMANE-1968) que corresponde a la subzona de *pertransiens* de LE HEGARAT (1972) y de edad Valanginiense inferior.

V.4.3. Composición, Texturas y Estructuras

El estudio de estos aspectos se llevará a cabo de acuerdo con la división de las distintas unidades litoestratigráficas que componen el Berriasense superior-Valanginiense inferior.

V.4.3.1. Tramos N₁ y N₂.— Constituyen las facies más representativas de la región estudiada. Como se indicaba en la descripción de unidades litoestratigráficas, el tramo

N_{1a} se extiende por todo el sector septentrional de la Sierra del Segura y está constituido por dolomías con abundantes niveles de arenas y bancos de calcarenitas menos dolomitizadas. Los niveles de arenas no han sido objeto de un estudio especial. Los componentes más importantes son en primer lugar el cuarzo, siguen el feldespató potásico (en proporciones hasta de un 25% del total de la roca) y fragmentos de rocas con porcentajes inferiores al 10% del total de la roca (entre ellos destacan las menas y la turmalina). La fracción rudita es frecuente y está constituida por granos de cuarzo subangulosos a subredondeados y por cantos de cuarcita.

El tramo N_{1c} como se recordará, está formado por niveles organógenos que alternan con otros más terrígenos con frecuentes estructuras de ordenamiento interno. Los niveles de arenas y la dolomitización no están tan generalizados como en el tramo anterior, aunque esta última puede ser importante a escala puntual.

Para el estudio de las estructuras sedimentarias primarias se presenta el gráfico de la figura 74, donde se recogen varias columnas de detalle de la sucesión de estructuras. Todos los sectores indicados en el gráfico pertenecen a la sierra del Pozo.

En él se observan los hechos siguientes:

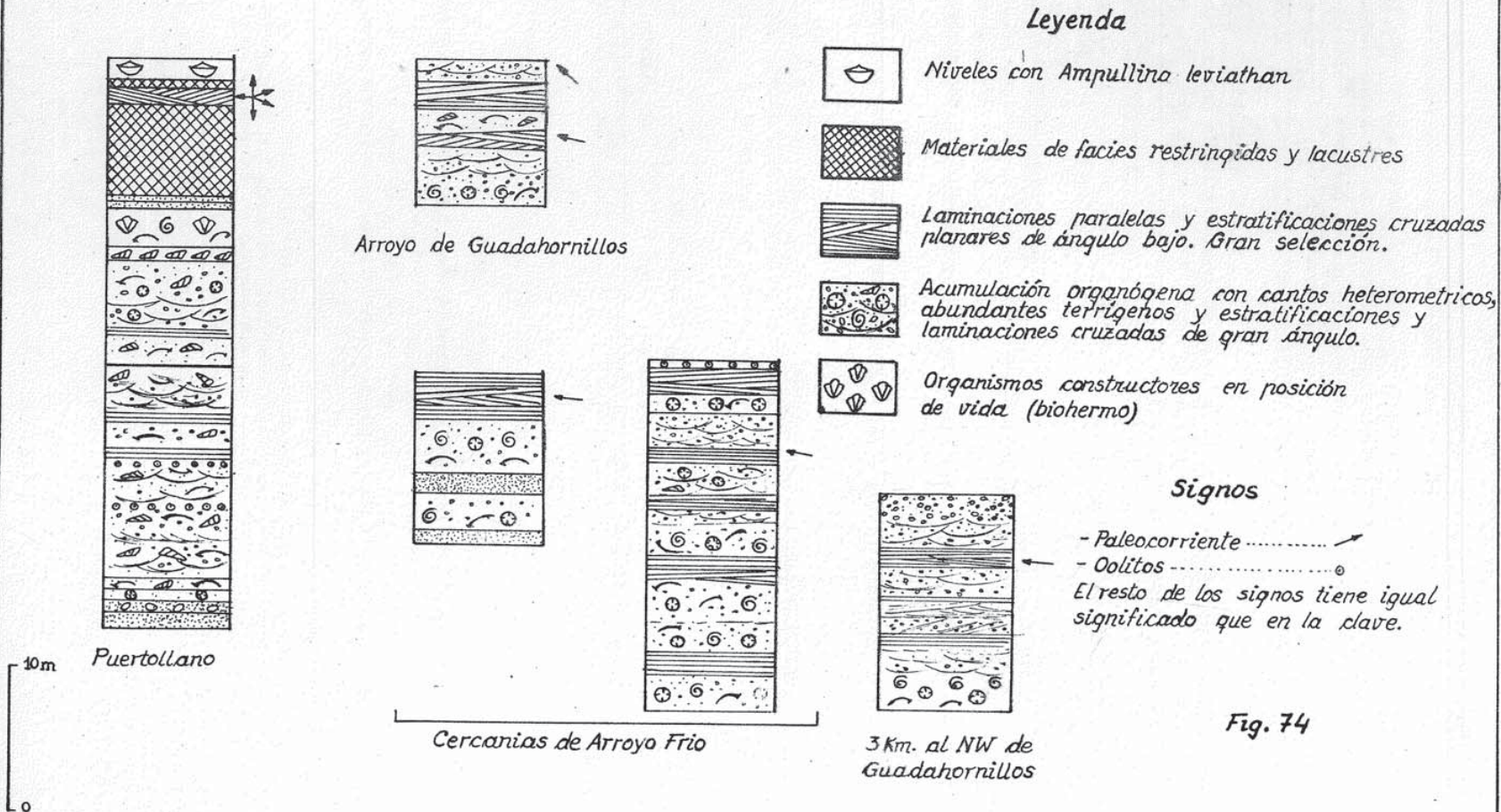
- a).- Los tramos J_3 y N_{1b} se intercalan dentro del N_{1c} .
- b).- Dentro de este último, los niveles organógenos presentan una estructura cáctica y rara vez se da en ellos estratificaciones cruzadas (*megaripple bedding*- Lám.XI, Fot.3, parte inferior) en las que la selección de tamaños no es buena.
- c).- Los estratos que no son esencialmente de naturaleza organógena, presentan dos grupos de estructuras de ordenamiento interno. Uno de ellos está constituido por laminaciones y estratificaciones cruzadas de ángulo superior a 20; el otro lo forman laminación paralela y estratificaciones cruzadas de muy bajo ángulo. En las primeras hay formas de tipo artesa (*trough*), *small ripple bedding* y ocasionalmente de tipo *herxingbone*. La selección de grano es bastante pobre. Las paleocorrientes muestran dispersión, indicando sentidos hacia el Este y hacia el Oeste.

En el segundo grupo la selección de tamaño es mejor; estos tipos cortan con frecuencia a las anteriores y la dispersión de las paleocorrientes es importante, siendo numerosas las que indican un sentido hacia el Oeste. En los niveles oolíticos se da también laminación paralela y cruzada (Lám.XI, Fot.4).

Desde el punto de vista textural, al margen de los abundantes niveles de Dolosparitas pardas del tramo N_{1a} , los bancos calcareníticos del mismo así como los niveles del tramo N_{1c} presentan tipos texturales equivalentes que pueden reagruparse del modo siguiente:

Intraesparritas bioclásticas (Lám.XIII, Fot. 1 y 2).-Están constituidas por fragmentos carbonatados de selección variable, con señales evidentes de rodamiento como son: recubrimiento de partículas carbonatadas; bien sea de naturaleza inorgánica o algal, redondeamiento de las partículas, señales de erosión etc. Las partículas pueden ser intraclastos, pero con más frecuencia son bioclastos tales como fragmentos de Lamelibranquios (con micritización parcial de la concha), fragmentos de Nerinéas, de Corales y foraminíferos

SECUENCIAS DE ESTRUCTURAS EN EL BERRIASENSE SUPERIOR - VALANGINTENSE INFERIOR DE
ALGUNAS SERIES DEL SECTOR SUR-OCCIDENTAL DE LA SIERRA DEL SEGURA.



grandes sometidos a erosión (grandes *Trocholinas* y *Pseudocyclanmina lituus*). Son también frecuentes los agregados de granos angulosos de cuarzo unidos por micrita. Con frecuencia los clastos están revestidos por el alga encostrante del tipo *Baccinella-Lithocodium* (Lám.XIII, Fot.2).

La esparita es a veces el producto de la recristalización, con frecuencia parcial, de una micrita original. Otras veces es la consecuencia de un relleno de los huecos existentes. Los granos de cuarzo forman proporciones del 5% al 7%. La dolomitización más o menos intensa es frecuente (Lám.XIII, Fot.1).

Calizas oolíticas (Lám.XIII, Fot.3).—Especialmente desarrolladas en el tramo N_{1c}, se intercalan entre las Intraesparruditas bioclásticas y a veces constituyen el paso lateral de estas.

El núcleo de los oolitos puede corresponder a un bioclásto (fragmentos redondeados de lamelibranchios) o a un intraclásto. Con frecuencia el núcleo está constituido por pequeños fósiles tales como *Nautiloculinas* y *Trocholinas* o incluso otro oolito. Son frecuentes los oolitos dobles.

Además existen granos de cuarzo débilmente recubiertos de material carbonatado en proporciones no superiores al 10% y agregados de micrita y pequeños granos de cuarzo.

Intramicrita con fósiles y pellets.— Se trata de niveles con intraclastos pequeños y angulosos, en un sedimento micrítico finamente recristalizado a microesparita y a veces dolomitizado. Suele haber pequeños fósiles tales como *Lenticulinas* y *Trocholinas* muy pequeñas, así como granos de cuarzo.

Areniscas.— En el tramo N_{1c}, pero especialmente en el N_{1a} son frecuentes los bancos en los que los elementos terrígenos sobrepasan el 50% del total de la roca. Están constituidos por cuarzo y feldespato (detectado mediante tinción con cobaltinitrito). Son muy frecuentes los elementos detríticos carbonatados (intraclastos, bioclastos y algunos oolitos). El cemento es de calcita espática, encontrándose a veces totalmente dolomitizado todo el material carbonatado.

V.4.3.2. Los tramos J₃ y N_{1b}

Ya quedaba indicado en el apartado de descripción litoestratigráfica que las diferencias litológicas entre estos tramos no están siempre bien marcadas. Respecto a la parte superior del tramo J₃ que aquí se considera, el hecho más importante a destacar es la ausencia de ritmicidad entre los distintos bancos, faltando los niveles laminados.

El tramo N_{1b} presenta niveles de calcarenitas de 1 metro de espesor, fuerte bioturbación y estratificaciones y laminaciones cruzadas de tipo barras en Puertollano (cor-te de Cabañas); donde estos niveles están bien representados, indican una gran dispersión de los sentidos de las mismas (GARCIA-HERNANDEZ-1973) (ver Fig. 46-Observaciones).

En el tramo N_{1b} se dan algunos niveles de brechas intraformacionales, así como bancos lenticulares de oncolitos (Lám.XII, Fot.3) cuyo espesor puede llegar hasta los 60 cm. e incluso hasta 1 metro.

Desde el punto de vista textural, cabe distinguir los siguientes tipos:

Intrabiomicritas.- Este tipo petrográfico, característico de la parte superior del tramo J_3 , presenta junto con pequeños intraclastos abundantes fósiles autóctonos integrados por foraminíferos (*Choffatellas* y *Pseudocyclamminas*) y a veces abundantes algas Dasycladáceas (*Likanella campanensis* especialmente, Lám. XIV, Fot.4).

En la parte superior del tramo J_3 , de influencia pelágica, también se dan las Intrabiomicritas con pellets (Lám. XIV, Fot.2), con fósiles tales como Calpionellas y pequeñas *Trocholinas*. Los aloquímicos están con frecuencia debilmente recubiertos de micrita. Los granos de cuarzo pequeños y angulosos son frecuentes.

Los tipos texturales característicos del tramo N_{1b} son los siguientes:

Micritas y/o micritas con fósiles.- Se caracterizan por la ausencia total o casi total de aloquímicos. Estos son fósiles en escasas proporciones (Lám. XIV, Fot.1). Raras veces aparecen texturas de tipo fenestral (*birdseyes*) que están rellenos parcialmente de un depósito geopetal.

Biomicritas con Caráceas.- Corresponde a un tipo de microfacies con abundantes tallos y oogonios de Caráceas así como masas de *Girvanella* (Lám. XIV, Fot.3). A veces estos organismos son el constituyente principal de la roca. (Lám. X, Fot.4).

Intramicrorruditas.- Representan el tipo textural de las brechas intraformacionales. Los intraclastos por lo general son muy grandes y angulosos y de naturaleza micrítica. La matriz corresponde a otro tipo de micrita en la que pueden existir restos de Caráceas. El origen de estas brechas puede estar ligado a fenómenos de desecación.

Calizas de Oncolitos.- Esta microfacies se da tanto en el tramo N_{1b} como en la parte superior del J_3 y en el paso lateral de uno al otro.

Los oncolitos, están constituidos por fibras de micrita, y en ellos se distingue con frecuencia la naturaleza algal de las mismas. Suelen presentar un núcleo constituido por fragmentos de lamelibranquios o por un foraminífero grande (*Pseudocyclamina lituus*). Existen además granos de cuarzo de tamaño limo que se disponen a lo largo de las fibras algales, fenómeno este que permite diferenciar de modo evidente los oncolitos de los pisolitos originados en la zona de aireación (*vadose pisolites*).

En la lámina XII, Fot.4, los oncolitos que se presentan es muy probable que estén removidos e incorporados a un sedimento rico en Caráceas.

Intraesparitas con bioclastos.- Corresponden a los bancos detríticos con estratificaciones cruzadas. Se trata de calizas esparíticas con numerosos fragmentos carbonatados, formados por intraclastos de fósiles no marinos (fragmentos de tallos de Caráceas). Las laminaciones cruzadas se observan a escala microscópica y están puestas de manifiesto por concentración de granos de cuarzo a lo largo de las mismas. Los restos de matriz micrítica y de algunos cantos presentan textura moteada.

V.4.4. Ambientes sedimentarios

V.4.4.1. Los tramos N₁ y N_{1a}

A pesar de existir diferencias litológicas entre ambos, que algunas veces descienden a escala del detalle, los ambientes sedimentarios de estos tramos presentan características en gran parte comunes, con diferencias derivadas del enclave paleogeográfico ocupado por los mismos.

La sedimentación terrígena.— Los episodios terrígenos tanto de arenas, pero sobre todo de areniscas debieron depositarse en un área marina, (como lo indican los microorganismos existentes), que correspondía a barras arenosas desarrolladas en el *shorface*. En efecto, los tipos de estratificaciones y laminaciones cruzadas de ángulo superior a 20 se originaron por migración *ripples* sobre material arenoso. La acción repetida de olas de fuerte energía, ocasionó el cepillamiento parcial de estas barras y la formación de laminación paralela y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (tipo barras de playa) que cortan a las estratificaciones cruzadas anteriores.

Los datos de las paleocorrientes también apoyan esta interpretación. Se caracterizan por una gran dispersión en los valores de las mismas, existiendo sentidos hacia el continente (sentido hacia el Oeste) y paralelos a la costa (sentidos próximos a la línea Norte-Sur), como consecuencia de corrientes laterales.

La sedimentación terrígena no era incompatible con el depósito de material carbonatado, como lo demuestra la presencia de toda una gama de texturas que varían desde areniscas a calizas con un cierto contenido en terrígenos.

La sedimentación arrecifal.— En las épocas, por otra parte frecuentes, en que los aportes terrígenos eran menores, se desarrollaron en los sectores más meridionales de la región (especialmente en las sierras del Pozo, Castril y Seca) crecimientos de organismos coloniales tales como Corales y Rudistas. Estos biohermos (en sentido de CUMMINGS-1932) encontrarían un substratum firme, sobre el cual pudieron desarrollarse, en algunas de las barras terrígenas anteriores, o en acumulaciones organógenas como bancos de Nerinéas (Lám.XI, Fot.2) o en bancos originados por destrucción de antiguos biohermos.

Los organismos constructores están formados por Corales y Rudistas como ya se ha indicado, aunque también desempeñan un papel importante los Gasterópodos, Foraminíferos y algas encostrantes (*Bacarella-Lithocodium*). La llegada de aportes terrígenos aunque puede ser tolerada por la colonia constructora (KUENEN-1947), podría acabar con la vida de la misma cuando se instauran los repetidos episodios terrígenos.

En torno a la construcción arrecifal se desarrollan una gran variedad de facies carbonatadas, como por ejemplo calizas oolíticas (Lám.XIII, Fot.3), niveles de calizas micríticas y material carbonatado procedente en gran parte de la destrucción de la colonia (Lám.XI, Fot.4 y Lám.XIII, Fot.2). Estos últimos, constituyen niveles muy frecuentes en la región; corresponden a los bancos de Corales y Rudistas con disposición cáctica y a los niveles de detritus arrecifal con estratificación cruzada (Lám.XI, Fot.3), los cuales pueden representar el sedimento acumulado en pequeñas laderas del edificio constructor.

Por el contrario los niveles de crecimiento "in situ" (Lám.XI. Fot.1) son mucho más escasos, probablemente porque la acción destructiva (detritus arrecifal y niveles organógenos caóticos) fuese más importante que la acción constructora.

Los foraminíferos tales como *Pseudocyclamina* y sobre todo las grandes *Trocholinas*, así como *Cladoconopsis* y las *Ampullinas*, se desarrollaron en estas facies, si bien *Pseudocyclamina* y *Ampullina* debieron preferir las partes menos agitadas dentro del medio.

La influencia de la sedimentación arrecifal, pierde importancia a medida que se avanza hacia el Norte. Una de las razones que puede explicarlo es la mayor intensidad de los aportes terrígenos en el sector septentrional.

V.4.4.2. La parte superior del tramo J₃ y el tramo N_{1b}.

Como se ha indicado con anterioridad, estos tramos se desarrollan preferentemente en la sierra del Pozo y de modo especial el tramo N_{1b} en las partes más externas de la misma. La posición paleogeográfica que ocupan dichos tramos, así como las relaciones de tipo lateral con los tramos N_{1a} y N_{1c}, apoyan la existencia de una plataforma carbonatada aislada de las influencias terrígenas y que se desarrolló en la parte externa del sector meridional.

La parte superior del tramo J₃, representa las áreas marinas menos expuestas a la acción de corrientes en la sedimentación arrecifal. En ellas se desarrollan una gran diversidad de organismos, como abundantes foraminíferos, algas Dasycladáceas, Nerínéas y *Ampullinas*.

Por el contrario el depósito del tramo N_{1b}, se llevó a cabo en áreas incomunicadas con el mar abierto y en las cuales el contenido de sales del agua era inferior al del agua del mar. A este respecto es muy interesante analizar el porcentaje de organismos indicadores de paleosalinidad presentes en las asociaciones de microfósiles, tales como Caráceas, Ostrácodos e incluso Foraminíferos.

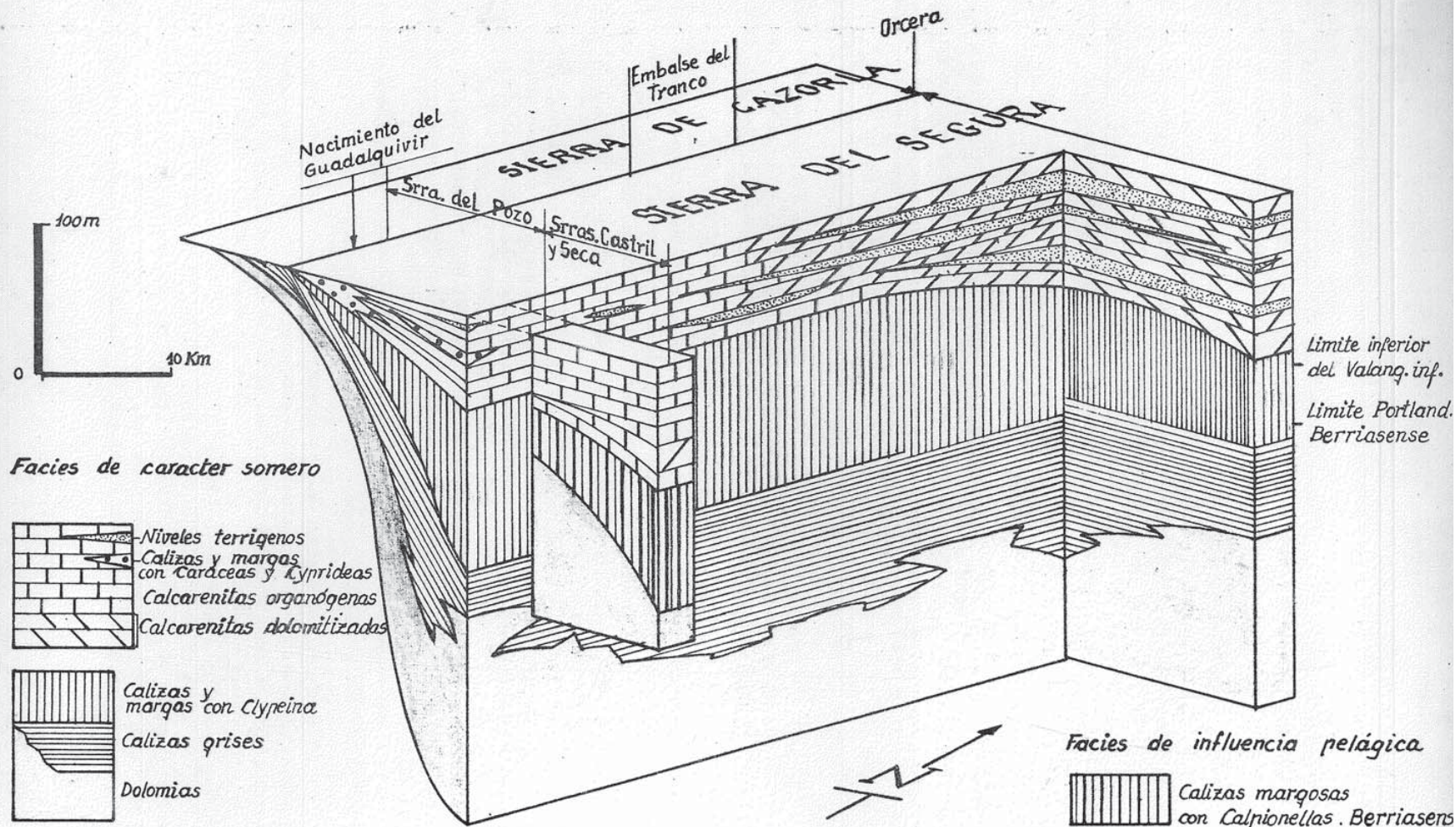
En Puertollano (corte de Cabañas), se ha realizado un muestreo detallado de los niveles margosos. Según se desprende del gráfico existente en la figura 47, hay niveles constituidos tan solo por Caráceas y Ostrácodos del género *Cypridea*. Estos episodios, corresponden a medias con salinidad entre el 0'5% y el 5% (DEATLI-1963), siendo la salinidad normal del 30% al 40%. Junto a estos niveles alternan otros con Ostrácodos, de salinidad algo superior (*Macrodentina* y *Eocytheropteron*), asociados a *Hoffatella pyrenaica* y a *Pseudocyclamina* nv, sp., mientras que las Caráceas y *Cyprideas* entran en proporciones menores.

El ambiente sedimentario sería de tipo *lagoon* y evolucionaría desde una parcial comunicación con el mar a un aislamiento casi total respecto al mismo. Este ambiente se desarrolló en las partes más marginales del medio marino protegido en el cual se depositó la parte superior del tramo J₃, ya que ambos tramos están estrechamente relacionados.

No obstante es necesario preguntarse cual sería el obstáculo o barrera que separaría el medio de *lagoon* e incluso de lago, de los ambientes marinos coetáneos, si es que dicha barrera llegó a existir como tal. A este respecto cabe pensar en algunas de las barras con estratificaciones cruzadas y laminación paralela del tramo N_{1c} o bien en

REPRESENTACION ESQUEMATICA TRIDIMENSIONAL DE LAS UNIDADES
LITOESTRATIGRAFICAS DEL PORTLANDENSE AL VALANGINIENSE INFERIOR

Fig. 75



los propios edificios arrecifales; pero también podría darse el caso de un cambio progresivo en la plataforma carbonatada de manera que se pasase, hacia el margen de la misma, (es decir hacia el Oeste) a unas condiciones de salinidad menor, sin existir barras que la separasen del mar abierto.

Los niveles detríticos existentes en el tramo N_{1b} (Lám.XII, Fot.2), que corresponden a pequeñas barras (dado el tipo de estratificaciones cruzadas y la existencia de paleocorrientes paralelas a la costa), debieron representar pequeños montículos o barras dentro de la plataforma restringida, más que barras en contacto con el medio marino, ya que los bioclásticos que existen están formados por fragmentos de *Caráceas* y de *Girvanella*.

V.4.5. Resumen y Conclusiones.

Como se indicaba al comienzo del apartado V.4.1., la implantación, por una parte, de episodios terrígenos y, por otra, de sedimentación de tipo arrecifal, unido a un cambio en el contenido fosilífero, son hechos que van a dar lugar a la diferenciación de un conjunto de unidades litoestratigráficas características del Berriasense superior-Valanginiense inferior.

Los tramos diferenciados, así como las relaciones entre los mismos se recogen en el gráfico tridimensional de la figura 75. A modo de resumen se enumeran las principales características de los mismos.

Tramo N_{1a}.- Formado por dolomías más o menos terrígenas, calcarenitas y niveles de arenas con cantos de cuarcita. Es representativo del sector septentrional, donde se ha calculado una potencia de 200 a 250 metros.

Tramo N_{1c}.- Está constituido por niveles organógenos (Corales, Rudistas Nerinéas etc) los cuales alternan con otros más terrígenos con estratificaciones cruzadas y laminaciones paralelas. Se trata de una facies parecida a la "urgoniana" y que PEYBERNES (1976) en el Pirineo denomina "urgonoide". La potencia máxima se ha medido en el barranco de las Canalejas (sierra Seca), donde alcanza un espesor de 100 metros. Hacia el Norte (Hoja de Santiago de la Espada), este tramo pierde sus características litológicas distintivas, para dar paso de modo progresivo al tramo N_{1a}.

El ambiente sedimentario de los mismos corresponde a un medio marino somero con aguas agitadas. Los episodios terrígenos, en virtud de sus características litológicas, texturales y de los tipos de estratificaciones y laminaciones cruzadas que presentan, se interpretan como barras arenosas sumergidas desarrolladas en el *shoeface*. Los niveles organógenos y demás materiales carbonatados (calizas oolíticas, bioclásticas etc) asociados, son el producto de una sedimentación arrecifal más desarrollada hacia el Sur, donde los episodios terrígenos eran menos frecuentes.

Tramos N_{1b} y parte superior del J₃.- Estos tramos, muy relacionados entre sí, vienen a ocupar las áreas más marginales de la Sierra del Segura en el sector meridional (sierra del Pozo).

La parte superior del tramo J₃ está formada por calizas micríticas con microorganismos marinos tales como abundantes foraminíferos, Dasycladáceas, además de Nerinéas

y *Ampullina*. Se trata de un sedimento marino originado en las partes con menor agitación de las aguas del edificio arrecifal.

Estas facies están estrechamente relacionadas con otras de características litológicas no muy diferentes (mayor abundancia de niveles margosos y presencia de calcarenitas con estratificaciones cruzadas), que corresponden a sedimentos originados en áreas desconectadas con el mar abierto y desarrolladas en las partes más marginales.

Resulta un tanto problemático interpretar si estas zonas estaban o no separadas del mar abierto por algún tipo de barrera física. Dichas barreras, de existir, pudieron estar representadas por barras de tipo terrígeno ó de tipo organógeno.

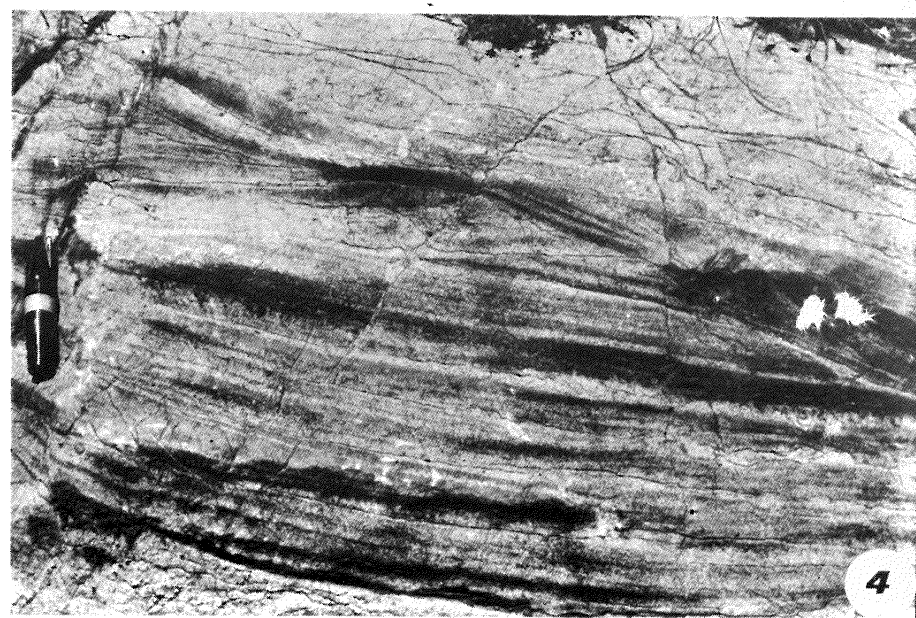
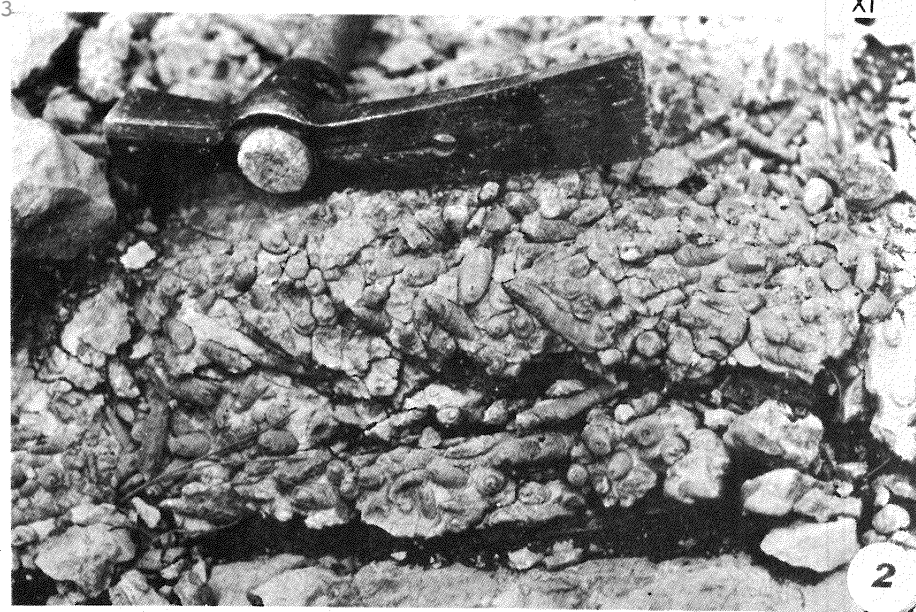
LAMINA XI

Facies arrecifales del Berriasense superior-Valanginiense inferior.

- 1.- Superficie de estratificación (techo) de un nivel arrecifal (biohermo) con Rudistas (*Diceratidae*), Corales y *Nerineas*. Tramo N_{1c}. Puertollano. (tamaño de la moneda 2 cm.).
- 2.- Banco de *Nerineas*. Estos niveles constituyen, a veces, la base sobre la que se levanta el edificio arrecifal; también se indentan con los materiales de facies restringidas. Tránsito entre el tramo N_{1c} y N_{1b}. 2Km al Norte de Puertollano.
- 3.- En la parte inferior, estratificación cruzada de gran escala con gran heterometría en el tamaño del material detrítico. La parte superior, mucho mejor seleccionada, presenta laminación horizontal y estratificación cruzada de muy bajo ángulo.

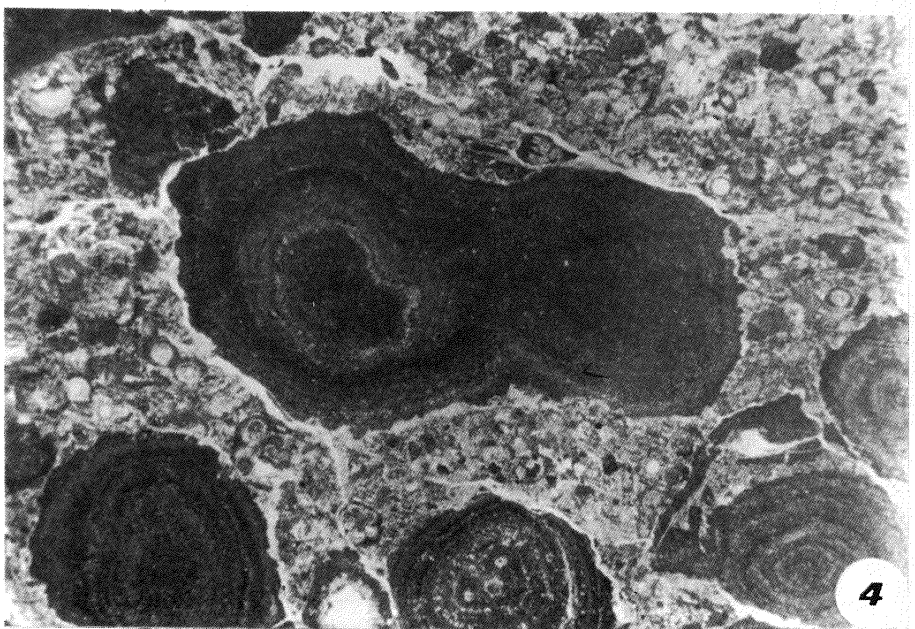
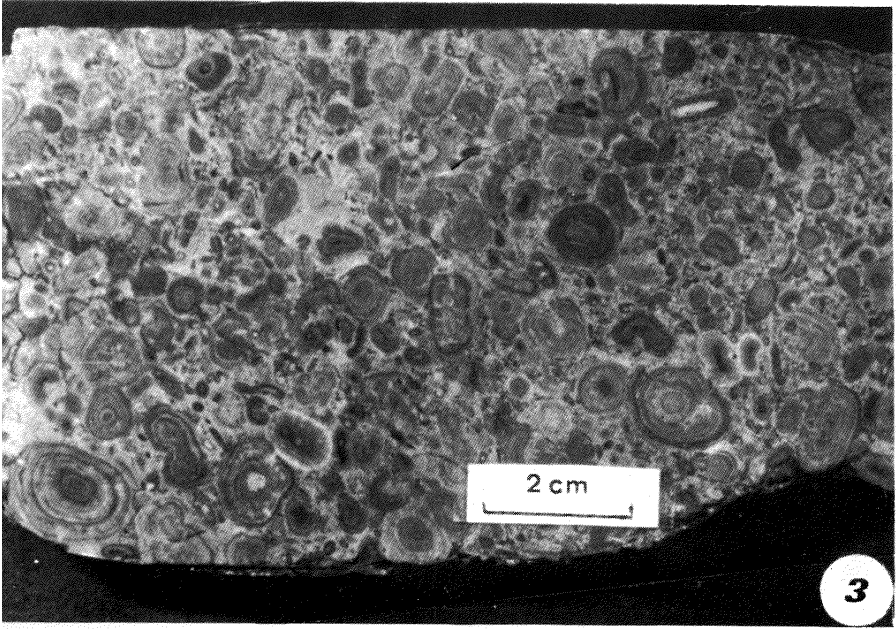
El primer tipo se origina en las laderas arrecifales y el segundo corresponde a materiales de barra arenosa. Tramo N_{1c}. Cercanías de la Nava de San Pedro.

- 4.- Caliza oolítica con laminación cruzada formada por alternancia de bandas ricas en oolitos (más claras) y otras carentes de ellos. Esta facies se desarrolla con frecuencia en la llanura arrecifal. Cabecera del barranco de la Canal (Hoja de Pozo Alcón).



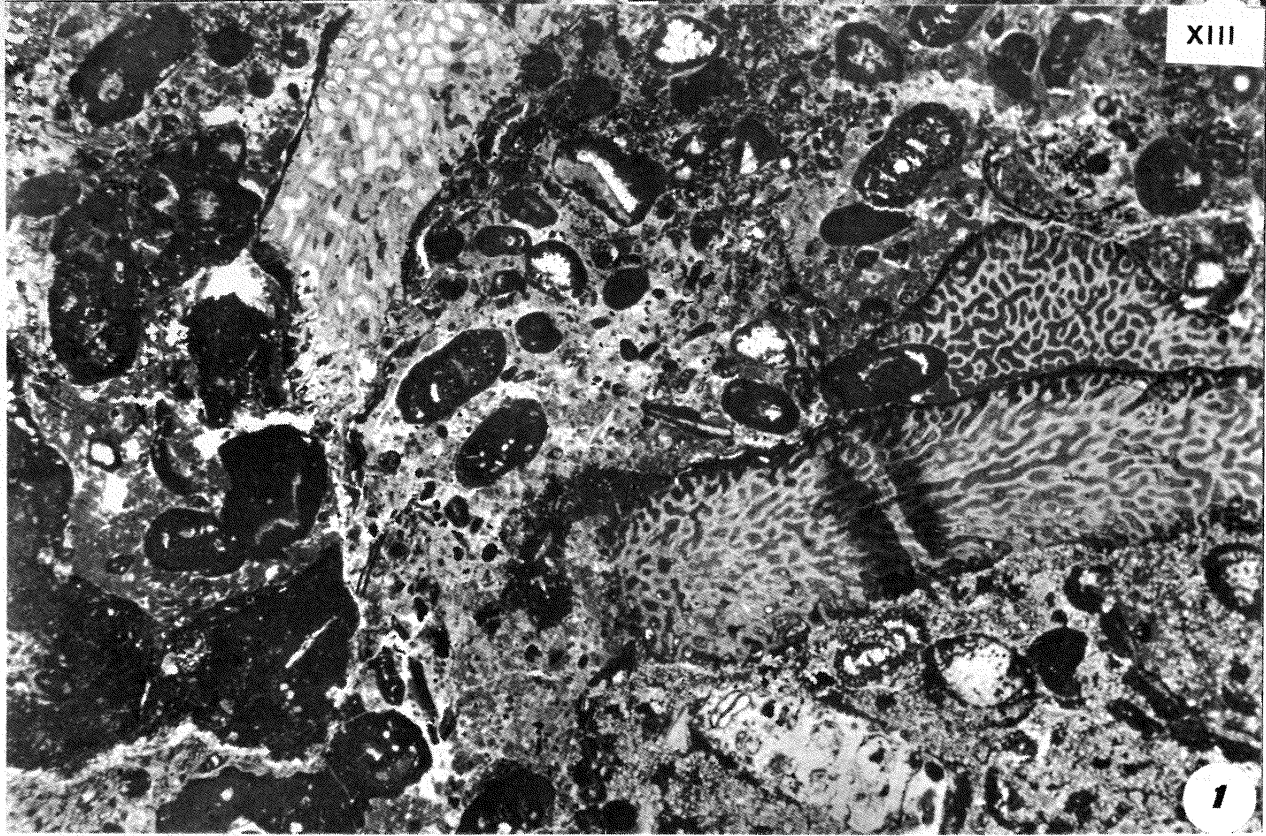
LAMINA XII

- 1 y 2.- Niveles calcareníticos muy bioturbados, con estratificaciones cruzadas del tipo "barras de playa". Dichas barras se situarían en las áreas protegidas e incluso aisladas del mar abierto, dada la biofacies de Caraceas que presentan. Tramo N_{1b}. Berriasense superior-Valanginiense inferior. Puertollano.
- 3.- Sección pulida de un nivel de oncolitos localizado en las facies restringidas. Paso del Tramo J₃ (parte superior) al N_{1b}. 3 Km al Oeste de la Calarilla. Berriasense superior-Valanginiense inferior.
- 4.- Microfacies correspondiente a un nivel de oncolitos. Al parecer están algo retrabajados e incorporados a una facies con oogonios y tallos de Caraceas. Tramo N_{1b}. Ambiente aislado del mar abierto. (X 8,5).

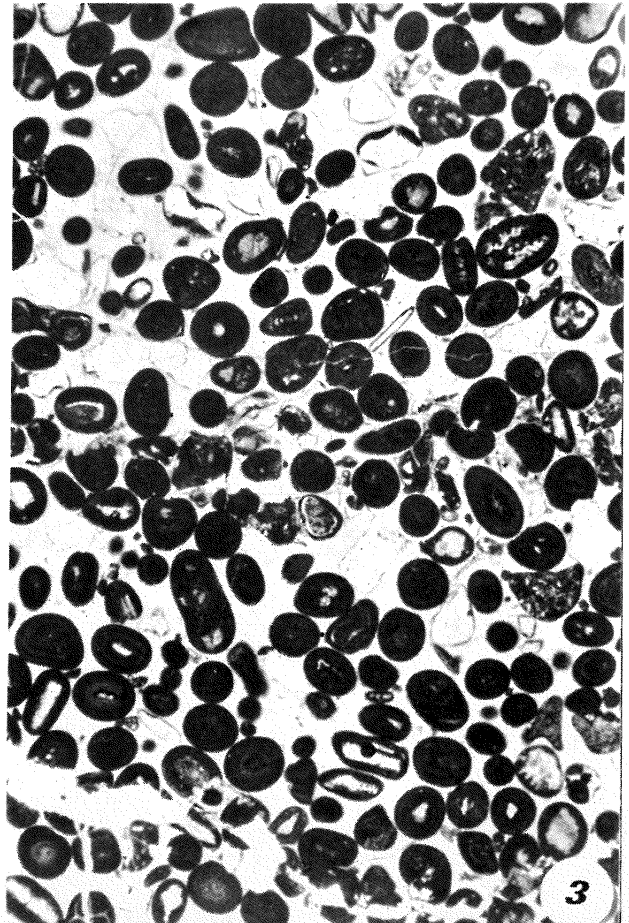
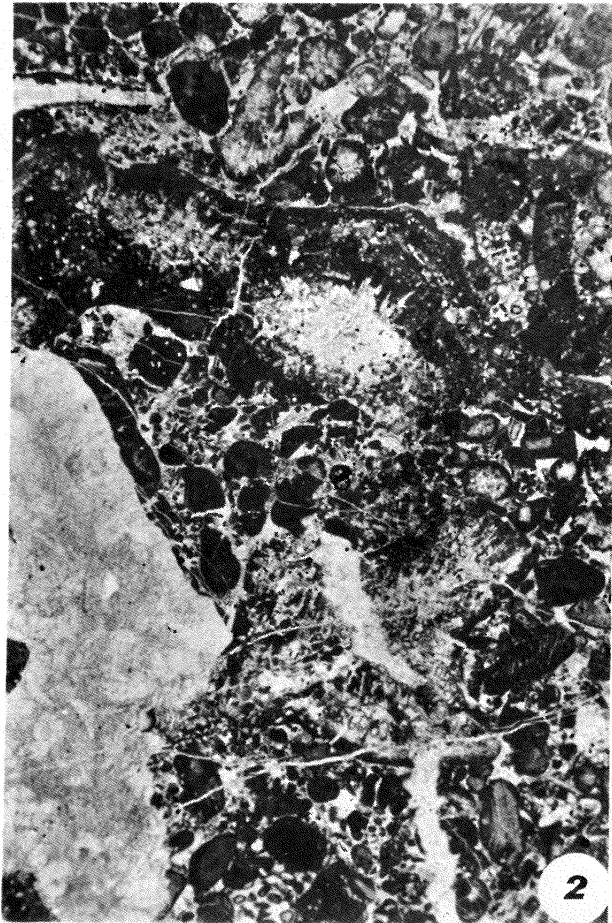


LAMINA XIII

- 1.- Intra biomicrita parcialmente dolomitizada. Están presentes: *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), *Trocholina* gr. *alpina* LEUPOLD, (*Cladocoropsis mirabilis* (FELIX), además de algas (grupo *Bacarella-Lithocodium* y *Nerineas*). Facies arrecifal protegida. (Tránsito entre parte superior de J₃ y N_{1c}). Série de los Goldones. (x 7).
- 2.- Calcarenita a calcirrudita (Intraesparita bioclástica). Los intraclastos y agregados son abundantes, así como los fósiles tanto rodados como fragmentados. *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA), fragmentos de Corales y algas del grupo *Bacarella Lithocodium*. Facies arrecifal propia de aguas agitadas (detritus arrecifal). Sierra de Quesada. (x 5).
- 3.- Ooesparita algo terrígena. Los oolitos se originan en torno a un grano de cuarzo o fósil (*Trocholina*); además, existen algunos agregados. Tramo N_{1c}. Cabecera del barranco de la Canal. (x 9).

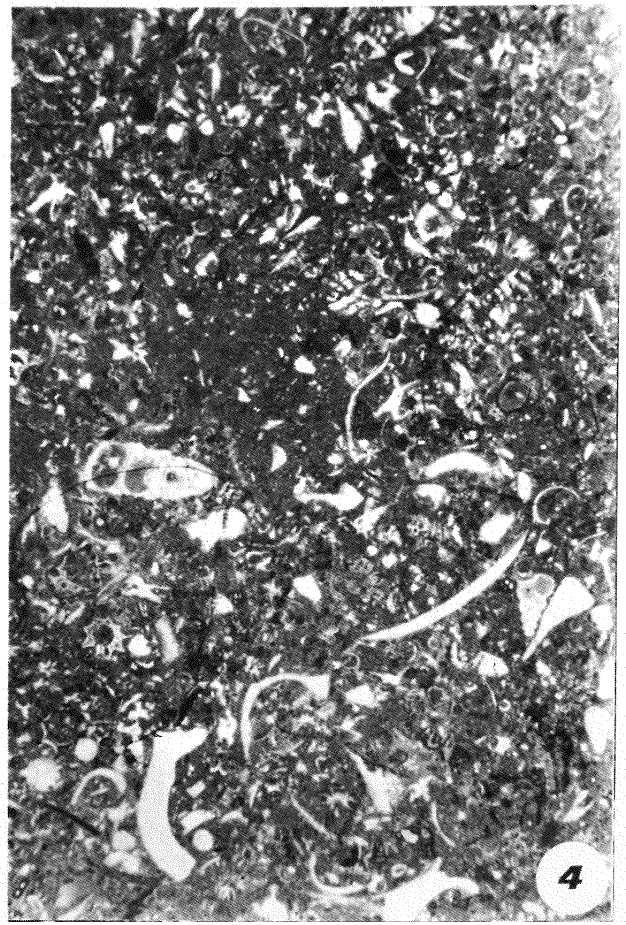
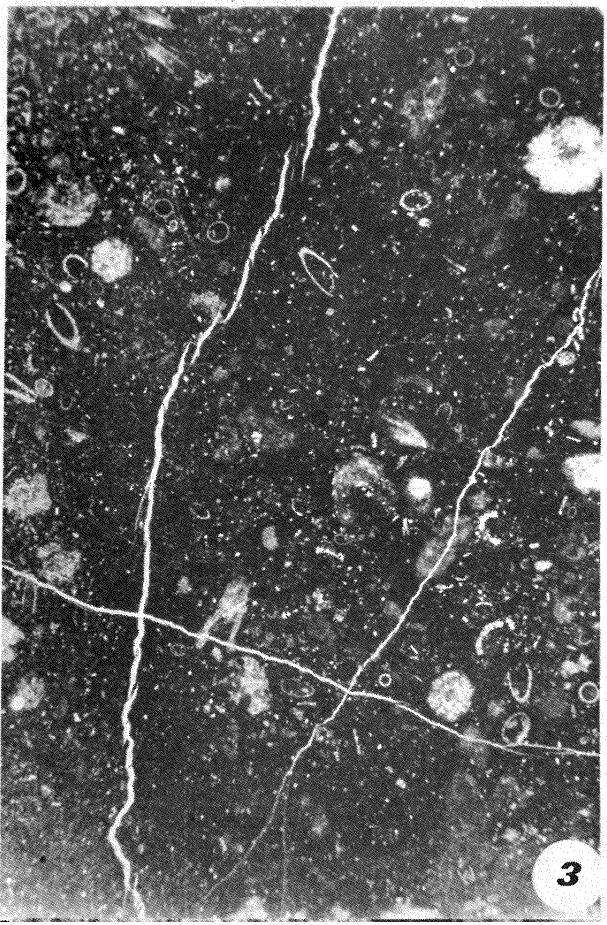
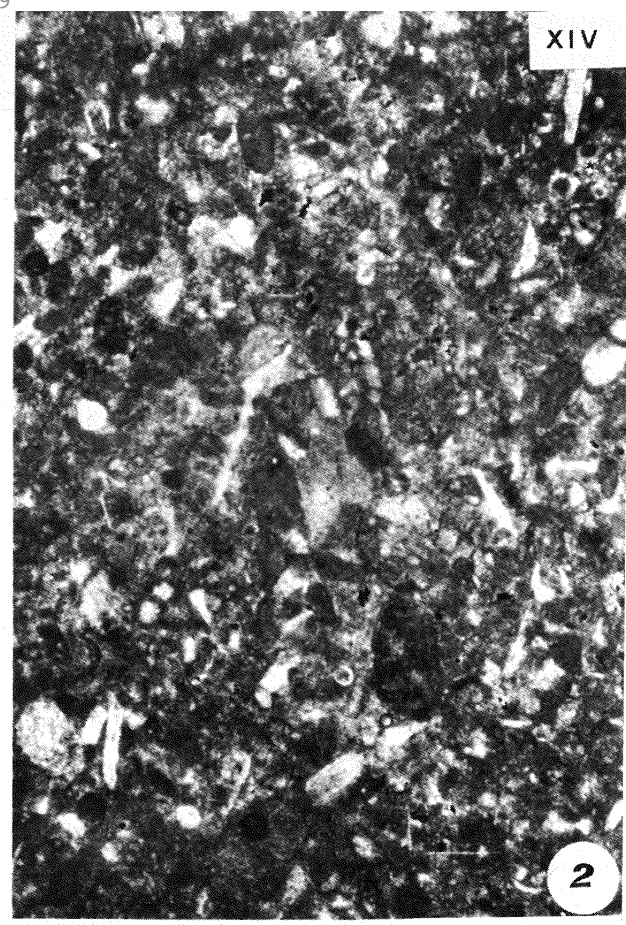
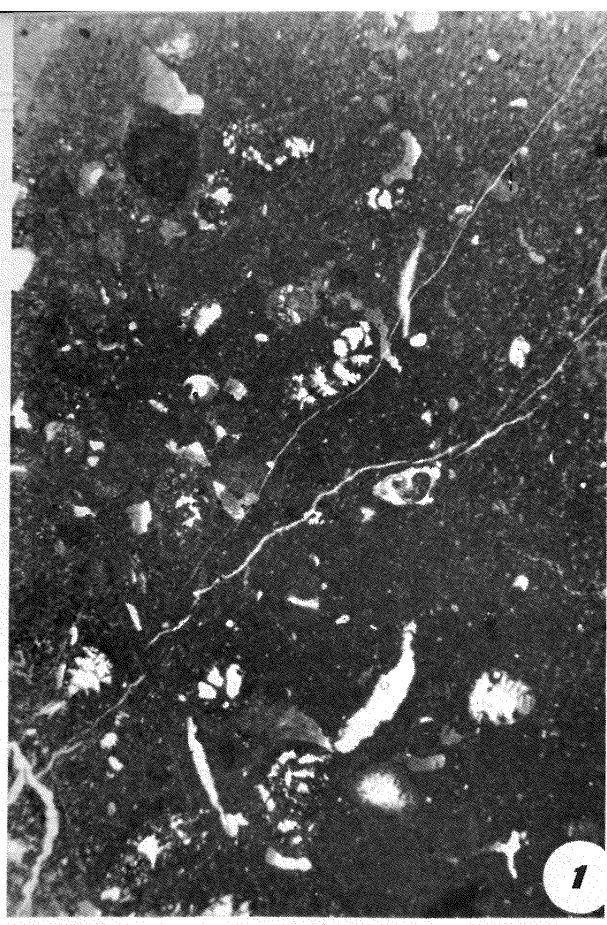


187



LAMINA XIV

- 1.- Micrita con fósiles con desarrollo incipiente de textura "fenestral".
Pseudocyclamina lituus (YOKOYAMA), *Trocholinagr. alpina* (LEUPOLD).
Facies restringida. Parte superior del tramo J₃. Sierra de Mirabueno (x 9).
- 2.- Biopelmicrita con algunos intraclastos y con matriz parcialmente recristalizada. (*alpienellopsis simplex* (COLOM); se asocian además *Entinnopsella carpathica* (MURG. y FIL.), *Remaniella cadischiana* (COLOM) y pequeñas *Trocholinagr.* Berriasense. Facies de influencia pelágica. Tramo J₃¹. (x 38).
- 3.- Biomicrita con tallos de Caraceas. Facies de tipo palustre. Tramo N_{1b}.
Corte del Arroyo Amarillo. (x 7,5).
- 4.- Biomicrita con Dasycladaceas (*Likanella campanensis*), secciones de Lamebranquios, Gasterópodos (*Nerineas*) y *Textularidae*. Parte superior del Tramo J₃. Corte del Ctjo. de la Fuente del Charco. (x 10).

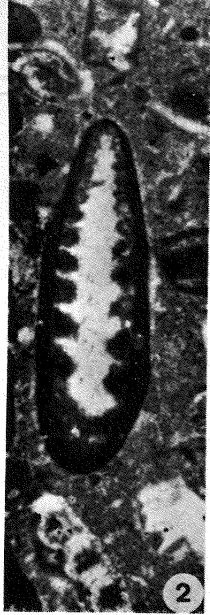


LAMINA XV

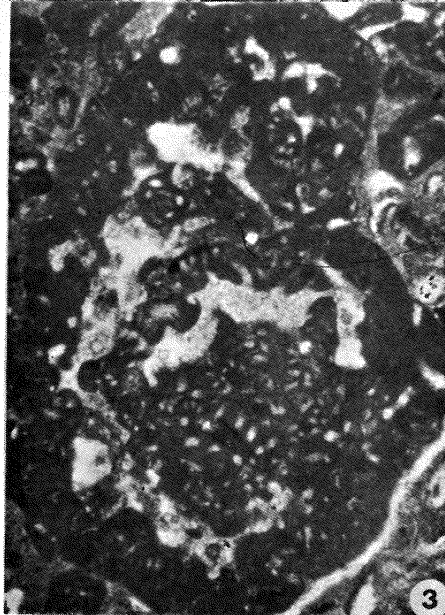
- 1.- Lituolido próximo a *Ammocycloloculina*. Berriasense superior-Vahanginiense inferior. Corte de Guadahornillos. (x 35).
- 2.- *Trocholina elongata*. Corte del Arroyo Amarillo. (x 38).
- 3 y 4.- *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA). 3).Corte ecuatorial. Arroyo Amarillo. 4).Corte axial. Rio Zumeta (arroyo de S. Sebastian). (x 30).
- 5.- *Ammocycloloculina erratica* (JOUKOW.y FAVRE). Cortijo de los Goldones. (x 23).
- 6 - 11.- *Pseudocyclammina* n.sp. 6 y 7. Cortes ecuatoriales, 8 y 10. Cortes subecuatoriales. 9 y 11. Cortes axiales. Ejemplares pertenecientes a las series de Cabañas, 3 Km al Norte de Cabañas y del rio Borosa. (x 38).
- 12 - 15.- *Hoffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY. 12). Corte tangencial mostrando el retículo subepidérmico. 13).Corte subecuatorial, 14).Corte ecuatorial, 15).Cortes axiales y subaxiales. Series de Cabañas, Casa de los Collados y rio Borosa.
- 16.- *Nautiloculina* sp. Casa de los Collados. (x 35).
- 17 y 18.- Cortes transversal y oblicuo de *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER). Casa de los Collados. (x 38).



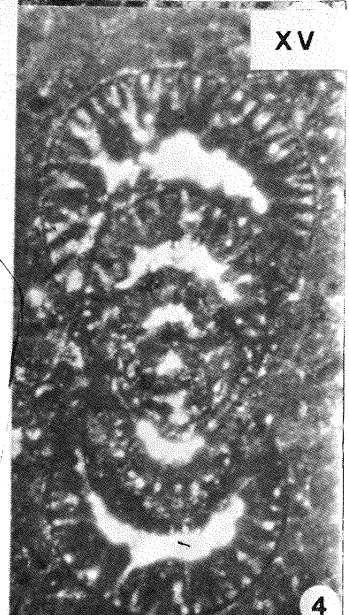
1



2



3



XV

4

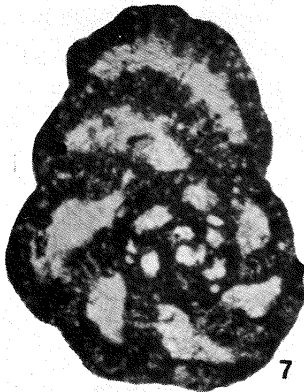
191



5



6



7



8



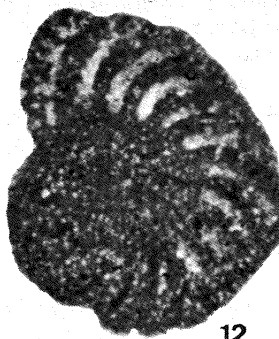
9



10



11



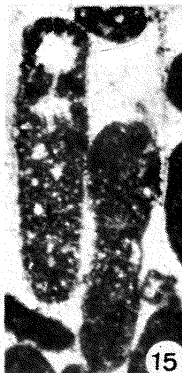
12



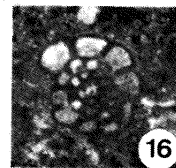
13



14



15



16



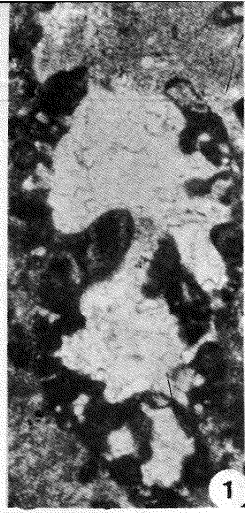
17



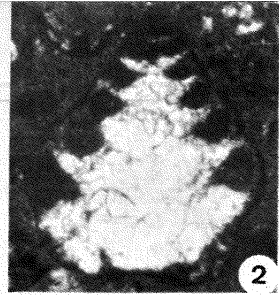
18

LAMINA XVI

- 1.- *Rectocyclamina chouberti* HOTTINGER. Corte longitudinal. Casa de los Collados. (x 38).
- 2.- *Trocholina alpina* LEUPOLD. Corte axial. Fuertollano. (x 38).
- 3.- *Lituoledo* indiferenciado. Cortijo de los Goldones. (x 38).
- 4.- *Trochaminidae* sp.. Esta forma es equivalente al *Trochaminidae* n. sp. de FOURCADE (pág.33, Foto 16) y al *Trochaminidae* n. gén. n. sp. de CANEROT (Lám.VII, Fot.9). Corte axial. Série de los Archites-Cerro Lobo. (x 38).
- 5 y 6.- *Kopetdagardia ? iailensis* MASLOV (= *Goniolina minima* JAFFREZO). 5).Corte transverso, 6).Corte tangencial. Série de los Collados. (x 38).
- 7.- *Kopetdagardia* sp?. Corte transversal. Cerro Lobo-Archites. (x 38).
- 8, 12 y 13.- *Macroporella embengeri* BOUROLLEC y DELOFFRE. 8).Corte oblicuo, 12 y 13. Corte transversal. Séries de Collados y Archites-Cerro Lobo. (x 38).
- 9.- *Clypeina* sp.. Corte longitudinal. Série de los Collados. (x 38).
- 10, 11, 14-16 y 18.- *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO. 10 y 11.Cortes longitudinales tangenciales de varios verticilos.(x 38). 14.Corte oblicuo pasando por dos verticilos. (x 30). 15 y 16. Cortes longitudinales axiales através de 3 y 1 verticilos respectivamente. (x 38). 18).Corte transversal de un verticilo. (x 30).
- 17.- *Triploponella neocomiensis* RADOICIC. Série de Arroyo Amarillo (x 38).
- 19.- *Heteroporella lemmensis* (BERNIER) (= *Heteroporella fourcadei* JAFFREZO y BENESEST). Corte transverso. Esta especie es más frecuente en los niveles del tránsito Jurásico-Cretácico, aunque también se encuentra en los del Berriense superior-Valanginiense inferior. Pista de Pozo Alcón-Cazorla (proximidades de la fuente de la Ponderosa). (x 38).



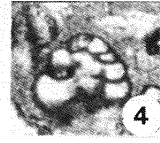
1



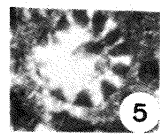
2



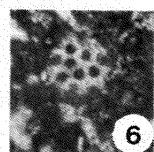
3



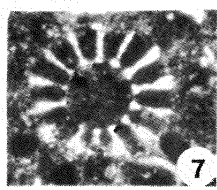
4



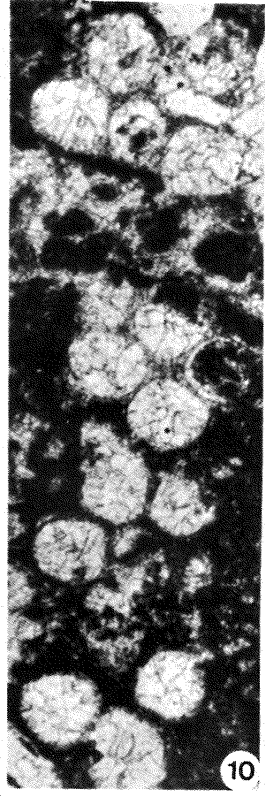
5



6



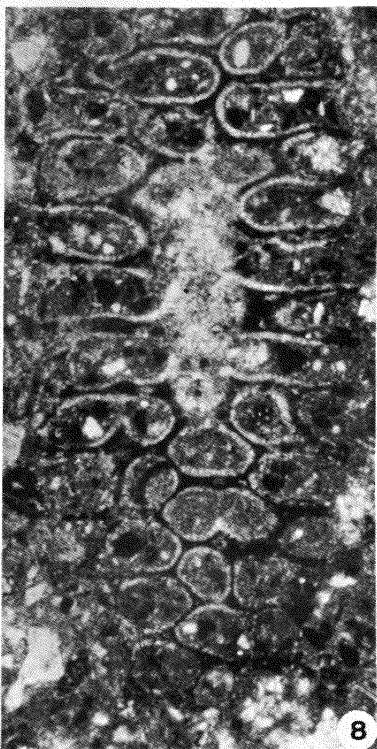
7



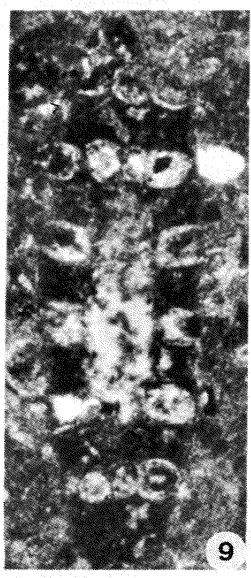
10



11



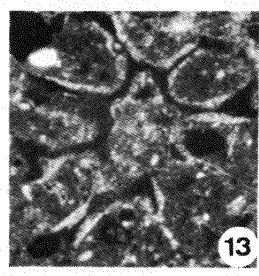
8



9



12



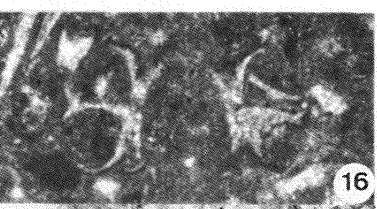
13



14



15



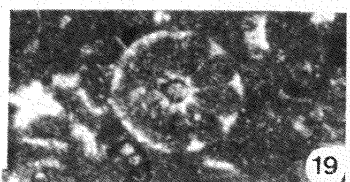
16



17



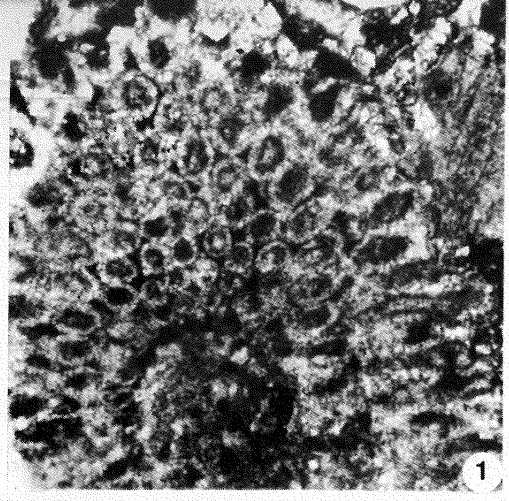
18



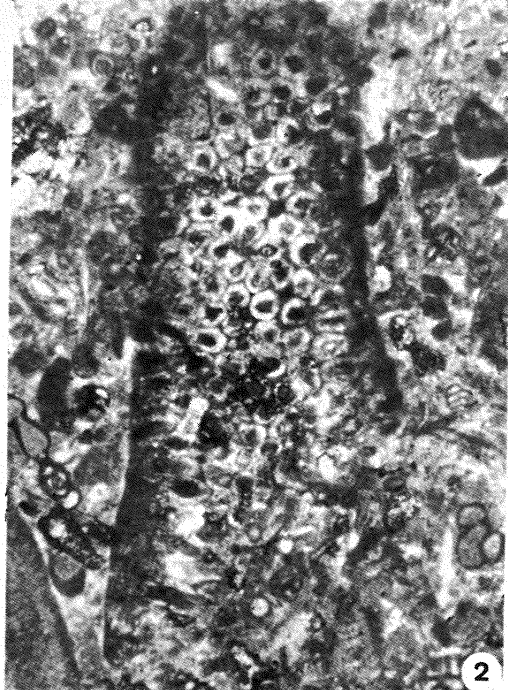
19

LAMINA XVII

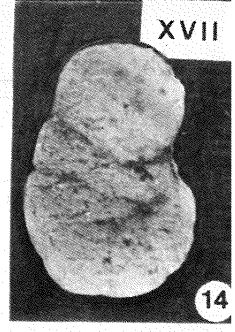
- 1 y 2.-*Macroporella praturloni* DRAGASTAN. 1).Corte transverso algo oblicuo. (x 31). Cortijo de la fuente del Charco. 2).Corte longitudinal. Cortijo de los Goldones. (x 30).
- 3.-(*alpionella alpina* LORENZ. Casa de los Collados. (x 160).
- 4 y 5.-*Intinopsella carpathica* (MURG. y FIL.). Biozona de *P. lituus*. Nava de Pablo y Arroyo de Guazalamanco respectivamente. (x 160).
- 6.-(*alpionellopsis simplex* (COLOM). Berriasense. Arenales-Nava de Pablo. (x160)
- 7.-(*alpionellopsis oblonga* ? (CAD.). Valanginiense inferior (Biozona de *T. pertransiens* y *P. lituus*). Hoya de Ortiz (Sur de sierra Seca). (x160).
- 8 y 9.-*Tirtinnopsella longa* (COLOM). Biozona de *P. lituus*. Barranco de las Canalejas (sierra Seca). (x162 y 160 respectivamente).
- 10.-*Remaniella cadischiana* (COLOM). Berriasense. Arenales-Nava de Pablo. (x160).
- 11.- Forma asimilable al paso entre *Remaniella cadischiana* (COLOM) y *Remaniella dacayi* (KNAUER). Berriasense superior. Barranco de las Canalejas. (x160).
- 12 y 13.-(*alpionellites darderi* (COLOM). Valanginiense inferior (biozona de *P. lituus*). Casa de los Collados. (x160).
- 14.- *Pseudocyclamina* n. sp.. Puertollano (x 24).
- 15.-(*hoffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY. Puertollano.
- 16.-*Macrodentina* (*Dictyocythere*) gr. *mediostriata* SILV. y BR. (x24).
- 17.-*Macrocypria horatiana* JONES y SHERB. (x24).
- 18 - 21.- *Globator* aff. *trochiliscoides* var. GRAMBAST. 18 y 19.Vista lateral, 19 y 21.Parte basal. (x24).
- 22, 27, 33 y 35.- Forma intermedia entre *Perimnester micranda* GRAMBAST y *P. ancora* GRAMBAST. 22).Vista lateral, 27 y 33.Parte apical, 35).Parte basal.(x24).
- 23 -25.- *Perimnester micranda* GRAMBAST. 23).Parte apical, 24).Vista lateral. 25).Parte basal. (x24).
- 26, 31, 32 y 34.- (*Cypridea paulsgrovensis* (ANDER.). 26 y 34.Valva izquierda, 32).Valva derecha, 31).Perfil. (x24).
- 28 - 30.-(*Cypridea* gr. *aculeata*. 28).Perfil, 29).Valva derecha, 30).Valva izquierda. (x24).



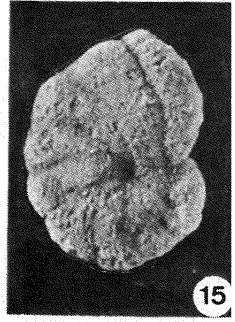
1



2



14



15



3



4



5



6



7



8



9



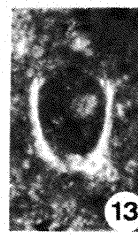
10



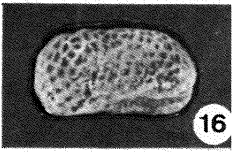
11



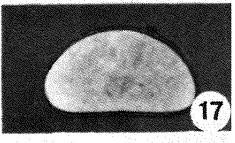
12



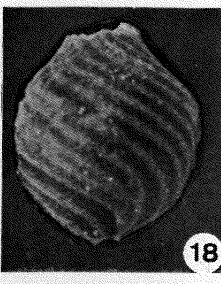
13



16



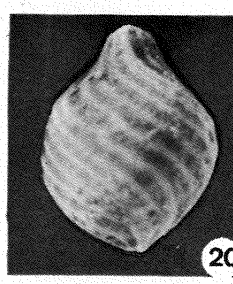
17



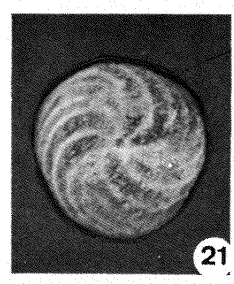
18



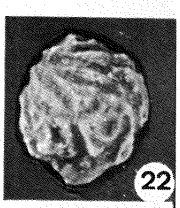
19



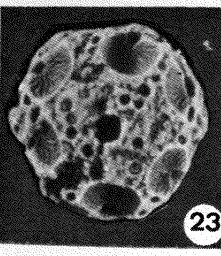
20



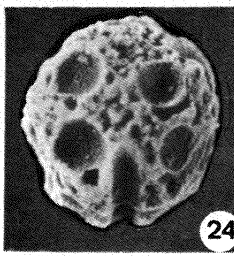
21



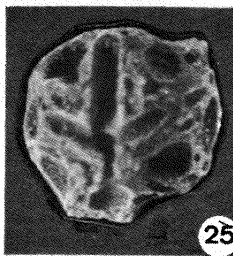
22



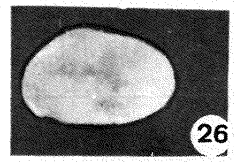
23



24



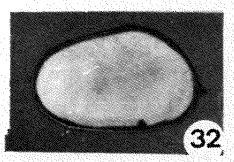
25



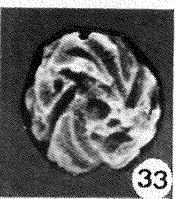
26



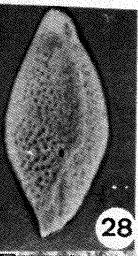
27



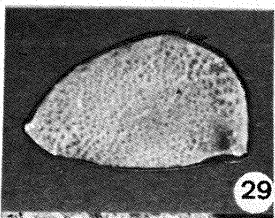
32



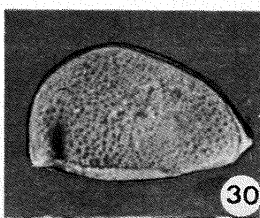
33



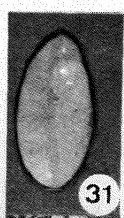
28



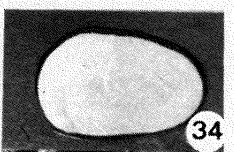
29



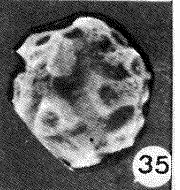
30



31



34



35

V.5. EL VALANGINIENSE SUPERIOR-HAUTERIVIENSE

Durante este periodo de tiempo se depositan un conjunto de unidades litoestratigráficas de naturaleza esencialmente lutítica y arenosa y que por consiguiente destacan en el terreno, ya que quedan encuadradas entre dos conjuntos, infra y suprayacente, de carácter carbonatado.

Desde el punto de vista faunístico, el hecho más significativo es la presencia de Ammonites de edad Valanginiense superior-Hauteriviense basal en dos de los tramos considerados, por lo cual el límite inferior está bastante bien caracterizado. Sin embargo el resto de las unidades litoestratigráficas no presentan organismos, o bien son de escaso valor estratigráfico, por lo que el límite superior se hace coincidir, de manera un tanto convencional, con un límite litoestratigráfico caracterizado por la aparición y desarrollo de las facies carbonatadas suprayacentes.

V.5.1. Descripción de unidades litoestratigráficas.

Las relaciones entre los distintos tramos considerados son variables, en unos se trata de relaciones laterales (tramos N_2 y N'_2), mientras que en otros son de tipo vertical.

Tramo N_2 .- Está constituido por margas amarillento-parduzcas en superficie y algo más grisáceas en corte fresco; en ellas se intercalan bancos de hasta 50 cm. a 60 cm. de espesor de calizas areniscosas pardas. Estos se presentan en proporciones variables, pudiendo existir una alternancia casi rítmica entre calizas y margas (cercañas del cortijo de las Chozuelas-Hoja de Pozo Alcón), aunque por lo general predominan con mucho los episodios margosos.

El carácter más significativo de este tramo es la presencia de abundantes organismos, de modo especial *Exogyras* (*Exogyra latissima* LMK) las cuales constituyen verdaderas lumaquelas. Son también frecuentes otros Lamelibranquios (*Arctostrea*, *Trigonia* etc), Braquiópodos, Equínidos (*Toxaster*), Ammonites y algunos Corales.

El contacto con los tramos infrayacentes del Valanginiense inferior es concordante brusco y viene marcado en ocasiones por una costra ferruginosa.

Estos materiales constituyen una unidad litoestratigráfica muy bien representada en la Sierra del Pozo (Hojas de Pozo Alcón y Cazorla), así como en sectores más septentrionales (Hoja de Santiago de la Espada). Más hacia el Norte se acucian, aproximadamente hacia el paralelo de Hornos (Hoja de Orcera), donde están representados por tan solo 3 metros (corte del cortijo de barranco Cano, Fig.20). La potencia del tramo presenta valores muy constantes de unos 30 metros, aunque en determinadas partes de la sierra del Pozo (corte del arroyo de Guazalamanco, Fig.59 Hoja de Pozo Alcón) superan los 60 metros.

Tramo N'_2 .- Aflora en las partes más internas del sector meridional (barranco de las Canalejas-Sierra Seca Fig.67) y está constituido por una alternancia rítmica de margocalizas y margas de color gris amarillento en superficie y gris en corte fresco. El espesor de los bancos es de 40 a 60 cm. Los estratos compactos son poco arcillosos en la base, pero rápidamente según se sube en la serie, se hacen más lutíticos con abundantes partículas de mica blanca.

El contacto inferior está jalonado por una superficie ferruginosa, tanto en el barranco de las Canalejas como en el Sur de Sierra Seca (Hoya de Ortiz), donde las margocalizas con Ammonites se sitúan sobre calcarenitas y margocalizas del Valanginiense inferior. La potencia en el barranco de las Canalejas es superior a los 200 metros.

En el corte de los Arenales Fig.63 (límite aproximado entre la sierra del Pozo y la Sierra del Castril), las margocalizas del Valanginiense superior (20 a 25 metros de espesor) presentan facies un tanto intermedias entre las de los tramos N_2 y N'_2 .

Los materiales terrígenos de facies "weald" (tramo W).—La línea que coincide aproximadamente con el paralelo de Hornos, viene a marcar la desaparición hacia el Norte de los materiales que constituyen el tramo N_2 . Este sector septentrional, corresponde a la Hoja de Orcera y extremo occidental de la Hoja de Yetas de Abajo.

Sobre las calcarenitas dolomitizadas del Valanginiense inferior, se levanta una sucesión constituida por arenas con cantos de cuarcitas, margas versicolores y niveles de areniscas dolomitizados. Estos materiales responden pues a unas características litológicas, de posición estratigráfica, y como se verá después, incluso de contenido fosilífero, equivalentes a los del Weald de Inglaterra; por ello y de acuerdo con el comentario desarrollado en el apartado III, 4.1., se puede aplicar dicha denominación a ellos, al menos como término de campo que, por otra parte, resulta muy práctico.

Los mejores cortes donde se observan estos materiales, corresponden al del cortijo Cano (Fig.20), donde sobre 3 metros de margas arenosas con *Exogyra* y Ammonites, existen más de 60 metros de margas grises con niveles de areniscas limolíticas dolomitizadas, que son progresivamente más gruesos hacia el techo. El corte de la ladera oriental del Yelmo (Fig.19), presenta una parte inicial (cabecera del Arroyo del Cerezo), de cerca de 100 metros de espesor, constituida por arenas con cantos de cuarcita, areniscas, margas versicolores y paulatinamente hacia el techo aparecen niveles de calizas de facies no marinas. En el flanco Oeste del anticlinal de la Fuente del Charco, se observan unos 40 metros de areniscas con cantos de cuarcita e intercalaciones areniscoso-dolomíticas hacia la base. Por el contrario en el arroyo de los Anchos, estos niveles están poco desarrollados.

El tramo N_3 y sus relaciones con los materiales carbonatados suprayacentes: El primer episodio urgoniano (U_1).— En el sector septentrional que acabamos de considerar, los materiales terrígenos de facies "weald" se localizan en su totalidad, entre dos conjuntos litológicos carbonatados. Estos dos son: el inferior, las dolomías y calcarenitas del Valanginiense inferior (tramo N_3) y el superior, de calizas intraclásticas grises en bancos gruesos. El paso entre las facies "weald" y los tramos que las enmarcan es progresivo de manera que, con respecto al límite inferior, desaparecen progresivamente los niveles carbonatados, al contrario de lo que ocurre con el límite superior.

Sin embargo en los sectores en los que están presentes las margas con *Exogyras*, estas son coronadas por materiales arcillosos y terrígenos de distinta naturaleza. En muchos casos se trata de margas pardo grisáceas con intercalaciones centimétricas de limolitas impregnadas de material ferruginoso (por ejemplo corte de casa de los Collados y cortes situados en la Hoja de Santiago de la Espada), cuyo espesor es de unos 50 metros. Otras veces se trata de arenas (cercanías del cortijo de las Chozuelas-Hoja de Pozo Alcón), las cuales pueden presentar niveles calcáreos con Corales removidos (corte del arroyo Amarillo Fig.50, Hoja de Cazorla).

Este conjunto de materiales, que se superpone en la serie estratigráfica a las margas arenosas con *Exogyras* y que presenta una composición litológica variable, pero por lo general constituida por margas y/o arenas en la base, seguidas de dolomías y/o areniscas dolomíticas, es denominado tramo N₃. La potencia total del conjunto, aun que muy variable, puede llegar a ser próxima a los 70 metros.

En otras ocasiones se puede observar que la barra que se sitúa sobre los tramos terrígenos, corresponde a un arrecife de Corales, a los cuales van asociados niveles de calcarenitas, calizas bioclásticas y areniscas calcáreas. Estos hechos se han observado de modo evidente en dos localidades, cortes del cortijo de la Fuente del Charco Fig. 23 y 24, (Sur de la Hoja de Orquera-Lám.XIX, Fot.1) y corte de los Archites-Cerro Lobo Fig.34 (Hoja de Santiago de la Espada), lugar este donde las facies arrecifales llegan a alcanzar un espesor próximo a los 100 metros, y donde existen bancos decamétricos masivos constituidos por Corales en general muy recristalizados, que alternan con otros de 60 a 70 cm., de espesor de carácter calcarenítico.

Por lo general en las Hojas de Cazorla y Santiago de la Espada, los tramos terrígenos terminan en una barra de unos 20 metros de espesor constituidos por dolomías pardas. En otros casos, en lugar de dolomías se trata de areniscas de tonos oscuros, de cemento dolomítico e impregnadas en material ferruginoso (Cortes de los Collados, Arenales etc.).

Como se verá más adelante, la edad de estos niveles arrecifales queda un tanto imprecisa. Puede tratarse del Hauteriviense superior, del tránsito al Barremense o incluso, no puede descartarse del todo que pertenezcan al Barremense inferior. Por otra parte y como indica FOUCAULT (1971) a propósito de la edad, las arenas con Corales envueltos, que siguen a las margas arenosas con *Exogyra* y *Ammonites*, parecen tener una afinidad más neocomiense que barremense.

No obstante en el corte de Archites-Cerro Lobo, el tramo arrecifal es de naturaleza esencialmente carbonatada, por lo cual, y como hipótesis de campo, parece estar más relacionado con las facies carbonatadas suprayacentes barremenses que con los propios materiales terrígenos deleznales.

De acuerdo con las ideas expuestas, considero que en algunos puntos (sobre todo en los antes mencionados) las barras carbonatadas que se superponen inmediatamente a los materiales poco compactos, presentan caracteres propios de las facies "urgonianas" (RAT-1959 y 1963), por todo lo cual se les puede asignar, al menos de forma local, la denominación de episodio urgoniano U₁ (ver comentario en apartado III.4.2.).

V.5.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía.

En el gráfico de la figura 76, se muestra la distribución vertical de los organismos existentes en los materiales considerados. Como se puede observar en dicho gráfico, el contenido fosilífero es muy diferente según se trate de los tramos basales (N₂ y N'₂) o bien de los suprayacentes.

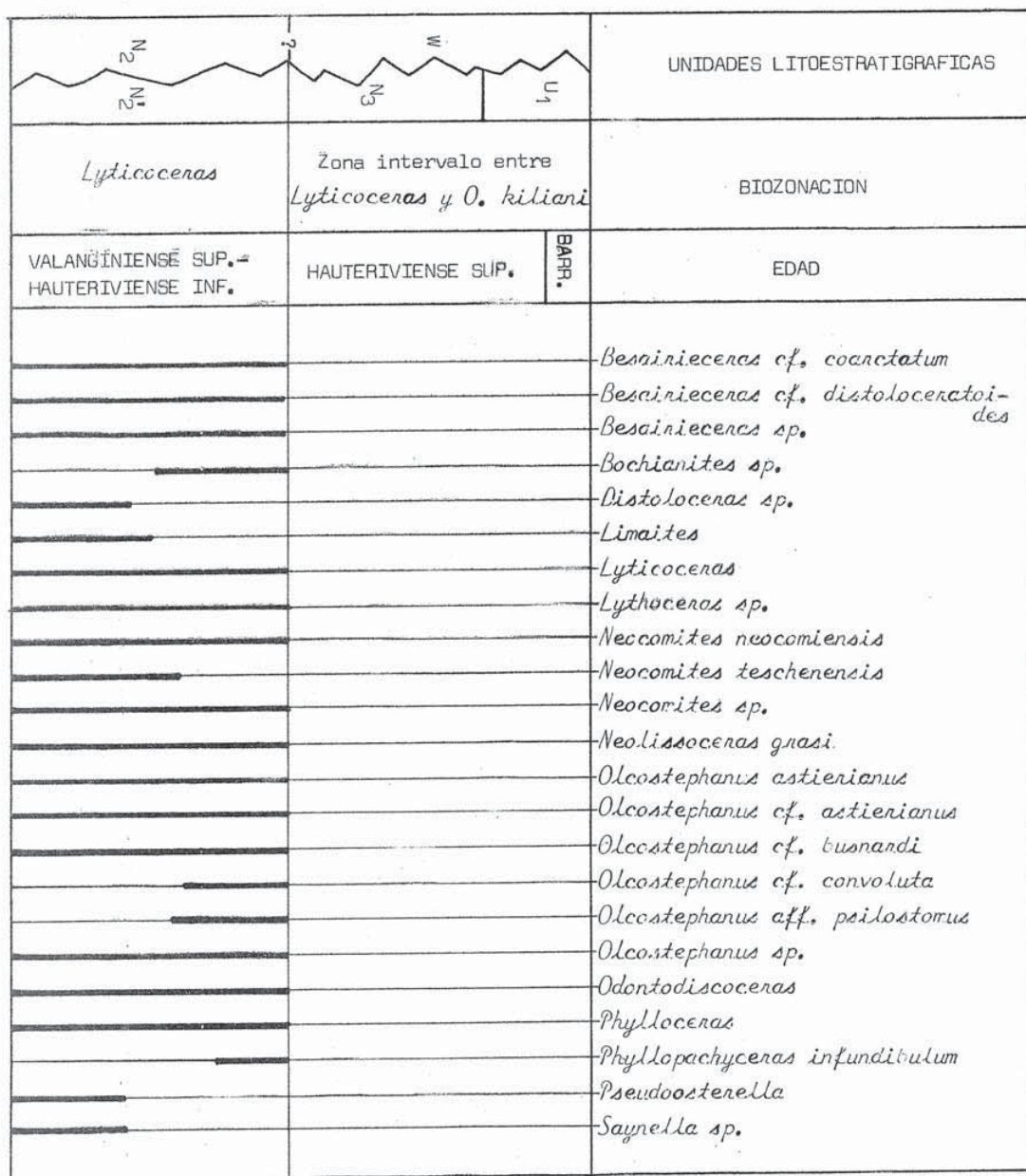


Fig 76.- Distribución de organismos en el Valanginiense superior-Hauteriviense.

V.5.2.1. La asociación de Ammonites de los tramos N_2 y N'_2 .

Los tramos N_2 y N'_2 se caracterizan por una asociación de Ammonites de entre que destaca por su abundancia el género *Lyticoceras*. En la localidad tipo del piso Hauteriviense, aparece en el límite basal del mismo una abundante población de dicho género (DEBELMAS y THIELOY - 1963). En la región estudiada, se ha erigido una biozona de *Lyticoceras* que viene a caracterizar la parte superior del Valanginiense y la extrema del Hauteriviense.

Las margas con *Lyticoceras* se asientan sobre calcarenitas del Valanginiense inferior, en las que se ha reconocido de modo local la parte inferior de la zona de *roubidi* (subzona de *pentransiens* - LE HEGART - 1972). Esta sucesión hace pensar en la existencia de una posible laguna estratigráfica que afecte parcialmente al Valanginiense, hecho que puede estar apoyado por la existencia de una costra ferruginosa visible con frecuencia entre las calcarenitas del Valanginiense inferior y las margas con Ammonites.

En el corte de los Collados parece existir una continuidad sedimentaria, ya que los primeros niveles margosos que se sitúan por encima de los de (*alpinellites darde* (COLÓN), presentan *Protocythere* cf. 507 DONZE, datado por DONZE como Valanginiense medio. Por encima de ellos aparecen los niveles con Ammonites del Valanginiense superior.

Los *Lyticoceras* existentes en la región se caracterizan por ser ejemplares de ombligo pequeño. Junto a ellos aparecen abundantes *Olcostephanus* y *Neocomites*, además de otras formas descritas por COLLIGNON en Madagascar, como el género *Besainieceras* (cf. *coarctatum* B., cf. *distoloceratoides*).

Además de Ammonites, como se ha indicado con anterioridad, se encuentran abundantes *Exogyras*, otros Lamelibranquios, Equinidos (*Toxaster* sp.) Braquiópodos y Corales. Como microfaua aparecen en niveles sueltos, *Lenticulina* sp. y Ostrácodos marinos tales como *Protocythere* cf. *triplicata* (ROEMER) y *Protocythere* cf. *pumila* GROSSIDIER.

Los niveles de margas y arenas (N_3) que se superponen a estos, se caracterizan por ser azoicos. Por otra parte los bancos carbonatados que constituyen el primer episodio urgoniano (U_1), presentan una asociación formada por Corales, algas encostrantes (*Lithocodium-Bacinella*), Lamelibranquios y Briozoos. Estos organismos tienen un valor ecológico pero no estratigráfico, por lo cual la edad hay que deducirla por la posición en la serie de tales materiales. El tramo U_1 se sitúa por encima del N_3 , el cual debe corresponder al Hauteriviense ya que bajo el mismo se localizan las margas con Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal (N_2). Además, los primeros niveles que se sitúan por encima del primer episodio urgoniano (U_1) y que proporcionan una fauna definitiva, son de edad Barremense, ya que en ellos se presenta *Orbitolinopsis capuen* (DE CASTRO). Por consiguiente los bancos carbonatados que constituyen el primer episodio urgoniano deben situarse hacia el límite Hauteriviense-Barremense.

Las arcillas versicolores, arenas con cantos de cuarcita y niveles arenoso dolomíticos de facies "weald" que caracterizan la mayor parte del sector septentrional presentan en su parte media y superior Oogonios de Caráceas (*Atopochara trivolvris* PECK especie que comienza en el Hauteriviense o en el Barremense (GRAMBAST-1966 y 1967). Por otra parte, este tramo (W) se sitúa sobre el conjunto calcáreo-dolomítico de edad Valanginiense inferior y bajo una unidad litoestratigráfica formada por calizas del Barremense-Aptense inferior. Por consiguiente la edad del tramo W debe corresponder en su mayor

parte al Hauteriviense.

V.5.3. Composición, Texturas y Estructuras.

V.5.3.1. Los tramos N₂ y N'₂

Estos tramos se caracterizan por presentar una gran monotonía en los que respecta a los puntas tratados en este apartado. No se han encontrado estructuras sedimentarias de interés a la hora de la interpretación ambiental.

Desde el punto de vista textural, los niveles compactos del tramo N₂ corresponden a Intramicritas con fósiles, en las que los porcentajes de elementos terrígenos varían entre el 5% y el 20% y cuyo tamaño está comprendido entre limo y arena fina. Los intraclastos suelen ser pequeños (0,5 mm.) y angulosos; la matriz micrítica se encuentra con frecuencia finamente recristalizada. Los microfósiles, muy escasos por lo general, están representados por pequeños *Valvulinidos* y *Lenticulinas*.

Los bancos compactos del tramo N'₂ presentan una textura de Pelmicritas con fósiles con la matriz finamente recristalizada. El tamaño de los granos de cuarzo, así como el tipo de microfósiles presentes, son muy similares a los del tramo N₂.

V.5.3.2. Los tramos N₃ y U₁

El tramo N₃ presenta una composición variada de acuerdo con los distintos niveles litológicos que lo componen. Los episodios de margas versicolores tienen un alto contenido en arcilla, estando casi ausente la fracción arena. Por el contrario los niveles de arenas presentan una proporción de granos que varía desde el 60% al 80%. El cuarzo es el principal componente, seguido del feldespato potásico.

Los bancos carbonatados que caracterizan la parte superior del tramo N₃ así como el primer episodio urgoniano U₁, presentan los siguientes tipos petrográficos:

Dolesparitas.— Es el tipo textural que caracteriza la barra dolomítica que con frecuencia se levanta sobre las margas y/o arenas del tramo N₃. Los granos de dolomita son de gran tamaño y van acompañados de otros de cuarzo en proporciones variables, pero inferiores al 25%.

Areniscas.— Se presentan aisladas sobre el tramo N₃ (corte de los Collados), o bien como un tipo más asociado a las facies arrecifales. En los dos casos, pero especialmente en este último, se pueden observar en ellas estratificaciones cruzadas de gran escala de tipo *megaripple bedding*. Los componentes terrígenos superan el 50% o el 60% del total de la roca y están constituidos por cuarzo y feldespato potásico en su mayoría, siendo los granos de tamaño arena gruesa e incluso tamaño rudita. El cemento suele ser de naturaleza dolomítica impregnada en óxidos de hierro, o bien, aunque esto es menos frecuente, de calcita espática.

Calizas bioclásticas.— Lo mismo que la anterior, esta microfacies se puede presentar en un corte como el único tipo de textura carbonatada (tal es el caso del corte de los Arenales) o bien estar asociada a las facies arrecifales.

El componente fundamental es detritus carbonatado, cuyo tamaño y selección son variables de acuerdo con la muestra tomada. Dicho detritus está constituido por fragmentos muy retrabajados de organismos tales como Corales, Lamelibranquios, Serpúlidos etc (Lám. XXIV, Fot.2). Con frecuencia los grandes fragmentos o incluso agregados, están envueltos por una costra de alga arrecifal (*Lithocodium-Bacinella*). En segundo plano, los componentes más importantes son oolitos e intraclastos; pudiendo existir elementos terrígenos en proporciones no superiores al 20%. El cemento es de esparita.

Calizas oolíticas.- (Lám. XXIV, Fot.1).- Este tipo petrográfico, suele situarse en el tránsito entre los bancos carbonatados y los terrígenos dentro del complejo arrecifal U₁.

La mayor parte de los oolitos se han formado en torno a un bioclasto. Existen partículas debilmente recubiertas por calcita micrítica. El cemento es de esparita.

Biolititos.- En los materiales que constituyen el tramo U₁, el armazón arrecifal propiamente dicho presenta una textura en la que se pueden observar las estructuras de los Pólipos, a pesar de que en muchos casos el material está muy recristalizado. A veces la microfacies está integrada por una textura de calcita en gruesos cristales que corresponde a un Coral. Otras veces se observan abundantes masas de algas encostrantes del grupo *Lithocodium-Bacinella*, las cuales no suelen encontrarse recristalizadas.

V.5.3.3. Los materiales de facies "weald" (tramo W).

Como ya se ha indicado en anteriores ocasiones, este tramo está constituido por arenas con cantos de cuarcita, niveles de areniscas y margas versicolores y ocupa el sector septentrional de la región estudiada. De manera progresiva hacia el techo, aparecen intercalaciones de calizas del conjunto carbonatado superior y cuyas características serán estudiadas en el capítulo siguiente.

Los niveles de arenas tienen una composición equivalente a los del tramo N₃, mientras que los de margas se caracterizan por un alto contenido en arcilla además de por presentar microfósiles. Los estratos compactos corresponden a areniscas con cemento dolomítico, cuyos elementos terrígenos son sobre todo cuarzo y feldespato y que constituyen entre el 40% y 60% del total de la roca.

V.5.4. Interpretación sedimentaria.

Los tramos N₂ y N'₂.- Las bases en las que se apoya la interpretación sedimentaria de estos tramos son, por una parte, las características litológicas y, por otra, el contenido faunístico. El tramo N₂ se depositó en una plataforma marina, poco profunda, no muy subsidente y en la que se lleva a cabo una sedimentación de tipo lutítico. Las condiciones son muy favorables para el desarrollo de la vida de muchos organismos, de entre los cuales destacan las *Exogyras* las cuales llegaron a formar bancos lumaquélidos constituidos por un gran acúmulo de ellas; otras veces se encontrarían inmersas en el lodo que se depositaba. Los Braquiópodos, Equínidos, otros Lamelibranquios, Ammonites y Corales vienen a completar la asociación existente en esta facies arcillo-limosa.

El tramo N'₂, corresponde a un área más alejada de costas, más subsidente que la anterior y menos influenciada por el continente. En efecto, las características litológi-

cas, la diferencia de espesor que existe entre ambos tramos (30 metros para el N_2 y unos 200 en el N'_2) y la posición paleogeográfica que ocupa este último, vienen a confirmar esta interpretación.

El tramo N_3 y el primer episodio urgoniano U_1 .

Sobrepasada la base del Hauteriviense, continúa la sedimentación arcillosa y terrígena que viene caracterizando los depósitos desde el Valanginiense superior. No obstante, hacia el Hauteriviense superior - tránsito al Barremense, se desarrolla de forma incipiente una sedimentación de tipo arrecifal.

En el sector central de la región y más en concreto en el corte de Cerro Lobo (Hoja de Santiago de la Espada) y cortes de la fuente del Charco (límite entre las Hojas de Orcera y Santiago de la Espada), se han reconocido facies arrecifales carbonatadas en las que tanto los biohermos como el resto de los materiales asociados a ellos pueden alcanzar un espesor próximo a los 100 metros (corte de Cerro Lobo).

De la observación de los afloramientos mencionados se pone en evidencia el rápido adelgazamiento lateral del propio armazón coralino, prueba evidente de que correspondía a un biohermo (CUMINGS-1932). Los Corales que componen el edificio, son de formas aplanadas y muchos de ellos se presentan "in situ" (Lám.XIX, Fot.1); suelen estar "empastados" por material calcarenítico o bien por algas encostrantes del tipo *Lithocodium-Baccinella*. Estos fenómenos no se observan a menudo ya que el armazón arrecifal suele estar muy recristalizado.

Otro hecho importante a considerar en el episodio U_1 , es el desarrollo de niveles terrígenos y calcareníticos. Estos últimos suelen intercalarse entre aquellos y están asociados también a calizasoolíticas (Lám.XXIV, Fot.1 y 2); todos constituyen el asiento de los crecimientos coralinos y se originan en ellos estratificaciones cruzadas de gran escala que vienen a confirmar un depósito ligado a las laderas del biohermo. Los niveles terrígenos, tanto de areniscas como sobre todo de arenas sueltas con cantos de cuarcitas, ponen fin a la vida del complejo arrecifal.

Sin embargo los fenómenos descritos corresponden tan solo a los dos cortes mencionados. En el resto del sector meridional (Hojas de Pozo Alcón y Cazorla especialmente), se tienen tan solo areniscas pardas con detritus de organismos coloniales (Briozos, Corales, Lamelibranquios etc.), o bien arenas y areniscas con Corales incluidos en ellas (tal es el caso del corte del arroyo Amarillo-Hoja de Cazorla). Pero en general, lo más frecuente es encontrar una barra de potencia no superior a los 30 metros, totalmente dolomitizada y con elementos terrígenos en proporciones variables.

Con la recopilación de todos estos datos se deduce que durante el Hauteriviense superior o tránsito al Barremense, en el sector central y meridional, la sedimentación lutítica y arenosa que viene caracterizando el Valanginiense superior y Hauteriviense, da paso a una sedimentación arrecifal, donde los biohermos o montículos de Corales "in situ" se instalaron de modo local a modo de parches arrecifales (*patch reefs*). Fuera de estos parches coralinos, los materiales carbonatados constituyen niveles estratificados o biostromas originados por la acumulación de detritus arrecifal (areniscas calcáreas y calcarenitas); la formación de estos niveles detríticos no es incompatible con apartes terrígenos del continente, los cuales pueden entrar en proporciones importantes.

En fin, por último la dolomitización secundaria puede borrar toda huella de elementos calcícticos, como ocurre con las Dolosparitas terrígenas que destacan en el terreno sobre las depresiones que originan los materiales del Valanginiense superior-Hauteriviense y de las que no se puede deducir gran cosa sobre el ambiente sedimentario, aunque de algún modo tuvieron que estar relacionadas con el conjunto arrecifal.

Las facies "weald" (tramo W)

Es difícil precisar si los materiales que se engloban bajo esta denominación, representan el paso lateral hacia el Norte de los tramos N_2 , N_3 y U_1 conjuntamente, o bien corresponde tan solo a alguno de ellos.

Las observaciones de campo parecen evidenciar que el tramo N_2 de margas arenosas con *Exogyras* y Ammonites se acuña hacia el Norte, ya que la altura del paralelo de Hornos (corte del cortijo de Cano), sobre las calcárenitas del Valanginiense inferior existen 3 metros de margas arenosas del Valanginiense superior-base del Hauteriviense a las que siguen las arenas y arcillas de facies "weald" con más de 60 metros de potencia. Por lo cual se deduce que el tramo N_2 no se indenta con el tramo W, sino que más bien se acuña, quedando este siempre estratigráficamente por encima de aquel.

Los datos más importantes acerca del ambiente sedimentario, los proporcionan los niveles margosos de la parte media y superior, en los cuales aparecen tallos y Oogonios de Caráceas. Se trataría de un medio muy influenciado por el continente (tramo de arenas con cantos de cuarcita) y donde con frecuencia se desarrollarían zonas pantanosas o lagos incluso, incomunicados con el mar abierto, en los que crecerían las Caráceas.

V.5.5. Resumen y Conclusiones.

Por lo general en muchos de los estudios realizados sobre el Cretácico en facies marinas someras, el Neocomiense superior (Hauteriviense sobre todo) es uno de los episodios que ofrecen menos datos para una bioestratigrafía e interpretación paleogeográfica. Es más, incluso algunos autores dan a entender que el Hauteriviense puede no estar bien representado en estas facies; por lo cual se pasa de modo rápido al estudio de las formaciones carbonatadas suprayacentes, que por lo general son de tipo urgoniano.

En la región estudiada se han diferenciado las siguientes unidades litoestratigráficas que se resumen a continuación.

a).- En el sector central y meridional, a excepción de la sierra del Castril y sierra Seca, la serie del Valanginiense superior-Hauteriviense comienza siempre con margas arenosas con *Exogyras* y Ammonites (tramo N_2) del Valanginiense superior-base del Hauteriviense (biozona *Lyticoceras*) cuya potencia varía desde 30 metros, como valor muy generalizado, a 60 metros en las partes más internas de la sierra del Pozo (corte del arroyo de Guazalamanco).

En la sierra Seca (barrianco de las Canalejas), la zona de *Lyticoceras* está representada por unos 200 metros de margas y margocalizas micáceas que alternan de modo rítmico (tramo N_2) y que corresponden a un área más alejada de costas y más subsidente que la del tramo N_2 . En el corte de Los Arenales-Nava de Pablo, se han reconocido las facies transicionales entre uno y otro dominio.

La sucesión en el sector central y meridional continúa con margas y/o arenas azóicas (tramo N_3), hacia el techo de las cuales aparecen niveles de calcarenitas con alto contenido en elementos terrígenos, por lo general, y con frecuencia dolomitizados. Dichos niveles, que constituyen en el terreno el primer resalte topográfico que se eleva sobre los materiales antes tratados, corresponden a un ambiente influenciado, de una parte, por los aportes terrígenos y de otras, por la llegada de elementos detríticos procedentes de un edificio arrecifal. Dicho armazón arrecifal o bioherme, se ha observado también en dos localidades (Cerro Lobo y Cortes de la fuente del Charco) (Lám. XIX. Fot. 1) y correspondería a construcciones coralinas originadas a modo de parches arrecifales (*patch reefs*), desarrollados sobre promontorios de calcareníticos. A ellas van asociados niveles de areniscas y areniscas calcáreas.

Este conjunto arrecifal, que con bastante seguridad se relaciona con los bancos totalmente dolomitizados que se observan con frecuencia, se ha denominado primer episodio urgoniano (U_1). Su edad queda un tanto incierta, ya que puede corresponder aún al Hauteriviense o quizás a la base del Barremense.

b).- En el sector septentrional (Hojas de Orcera y Yetas) los materiales arenosos y margosos (tramo W) que corresponden al Neocomiense superior, también quedan delimitados por dos conjuntos carbonatados. La edad de este tramo (W) resulta un tanto imprecisa, ya que en el Norte no está presente el tramo de Ammonites del Valanginiense superior-base del Hauteriviense. Las observaciones de campo confirman que dicho tramo fosilífero (N_2) se acuña bajo el tramo W, por lo cual es muy probable que este represente tan solo una parte del Hauteriviense.

Las características litológicas, así como la edad aproximada lo hacen asimilable al "Weald" inglés, por lo que se le ha designado como tramo de facies "weald". Del mismo modo, el ambiente sedimentario está muy influenciado por el continente y en él se desarrollan zonas pantanosas de baja salinidad donde florecieron las Caráceas. La potencia puede superar los 100 metros (cortes de cortijo Cano y pista río Madera-Yelmo).

V.6. EL BARREMENSE - BASE DEL GARGASIENSE

Esta división de tiempo comienza por encima del primer episodio urgoniano (U_1), es decir hacia el Barremense, y finaliza con los niveles de *Inaquia simplex* HENSON, marcadores del tránsito Beduliense - Gargasiense. Se identifica con una de las unidades litoestratigráficas más importantes dentro de la región estudiada. Está formada por materiales esencialmente carbonatados que, en las partes más externas del sector septentrional (Hoja de Orcera), se disponen directamente sobre las dolomías del Kimmeridgense medio (cortes de Peñalta, cercanías de Segura de la Sierra y Navalperal). Fenómenos similares a este han sido indicados por otros autores; así FOURCADE (1970 y 1975) entre Albacete y el macizo de Caroch, presenta series en las que los materiales de edad Kimmeridgense son coronados por otros de naturaleza terrígena y carbonatada, no marinos, de edad Barremense. JEREZ-MIR (1973) en el Prebético externo de la región de Elche de la Sierra, encuentra directamente sobre dolomías y calizas del Kimmeridgense medio, términos del Cretácico inferior bajo facies "weald y Utrillas".

En la región estudiada, esta formación barremense-aptense inferior, representa un ciclo sedimentario de naturaleza esencialmente caliza, que comienza con materiales no marinos desarrollados durante el Barremense, continua con otros que corresponden a la transgresión del Aptense inferior y finaliza hacia el límite Beduliense-Gargasiense, con una tendencia regresiva que alcanza su máxima en el Gargasiense inferior.

De acuerdo con estas ideas, se ha dividido la formación carbonatada del Barremense-Aptense inferior en dos tramos; uno inferior bastante bien desarrollado constituido por calizas de facies no marinas, y otro superior de calizas de diversa naturaleza (calizas de Miliolidos y Dasycladáceas, calizas de Rudistas y calizas y calcárenitas con Corales), las cuales presentan como rasgo común su carácter marino; estas son denominadas segundo episodio urgoniano (U_2). Con ellas finaliza el ciclo sedimentario carbonatado sobre el que se insta un nuevo ciclo, caracterizado en su base por la implantación de un paleosuelo y por la presencia de avalanchas terrígenas.

V.6.1. Descripción de unidades litoestratigráficas.

Tramo G_1 .- Está constituido por calizas en general bien estratificadas de color gris claro o gris oscuro en superficies, cuyos bancos son de espesor variable; puede tratarse de calizas tableadas de unos 60 cm. de grosor o bien de espesores casi decamétricos (corte de Navalperal), estando presentes todos los valores intermedios. Las características de la estratificación son también variables; esta puede ser rectilínea y bien marcada, sobre todo cuando el contacto es entre bancos calizos y estos son gruesos, pero puede ser irregular e incluso de aspecto arrifonado, cuando existen intercalaciones margosas y/o los bancos son de poco espesor.

Observadas en detalle estas calizas presentan una variedad en la naturaleza de las mismas, que se corresponden con toda una gama de tipos petrográficos. Así en el sector septentrional (Hoja de Orcera, ver gráfico fig.77), es muy frecuente el tipo de calizas intraclásticas muy conocido en la literatura francesa con el nombre de calizas de *cailloux noirs* (Lám.XVIII, Fot.1). Se trata de calizas grises oscuras en corte fresco y que suelen desprender un olor intenso a materia orgánica, de aquí su nombre menos usado de "calizas fétidas". Aunque los cantos destacan junto a la matriz con una coloración más

oscura, debido al contenido en materia orgánica de los mismos, pueden también ser más claros que esta. Relacionado con ellos aparece con frecuencia niveles de lignito (Lám.XVIII, Fot.2). Los cantos se presentan no solo en los bancos compactos, sino también en los niveles más deleznales y margosos lo que les hace adquirir un aspecto trufado muy característico.

Otro tipo también frecuente que aparece junto a las calizas intraclásticas, son las calizas laminadas (ver gráfico Fig 77 y Lám.XVIII, Fot.3 parte inferior y Lám.XIX, Fot. 3). Como se verá más adelante, la laminación es de naturaleza variada, siendo los bancos que la presentan de un espesor próximo al metro.

Estos se encuentran también en los sectores meridionales, sin embargo en ellos predominan con mucho las calizas claras, bastante blancas en corte fresco, tableadas, con espesores por estrato inferiores al metro, algunas de las cuales presentan *birdseyes*, aunque la mayoría no tienen ningún tipo de estructura especial. En algunas ocasiones aparecen bancos de 30 cm. a 50 cm. de espesor, formados por oncolitos de algas Cyanofíceas (corte del arroyo del Vidrio) (ver Fig. 77).

Si bien la mayor parte del tramo está constituido por calizas, que localmente pueden estar dolomitizadas, en el sector septentrional aparecen intercalaciones periódicas de margas pardas con lentejones de arenas y areniscas (por ejemplo corte de la ladera oriental del Yelmo o corte desde la bifurcación de las pistas de Segura de la Sierra-río Madera). Estas intercalaciones pueden alcanzar espesores comprendidos entre 10 metros y 30 metros de potencia. Sin embargo en el sector central, pero sobre todo en el meridional, las intercalaciones de arenas están prácticamente ausentes.

La potencia total del tramo considerado es extremadamente variable como queda reflejado en el gráfico de la Fig.77, además de en el mapa de isopacas correspondiente.

El segundo episodio urgoniano (U_2).— Bajo esta denominación se incluye todo un conjunto de calizas de carácter marino, en general situadas sobre las del tramo G_1 y que vienen a representar la transgresión originada durante el Beduliense y el comienzo de la regresión que tuvo lugar durante el límite Beduliense-Gargasiense.

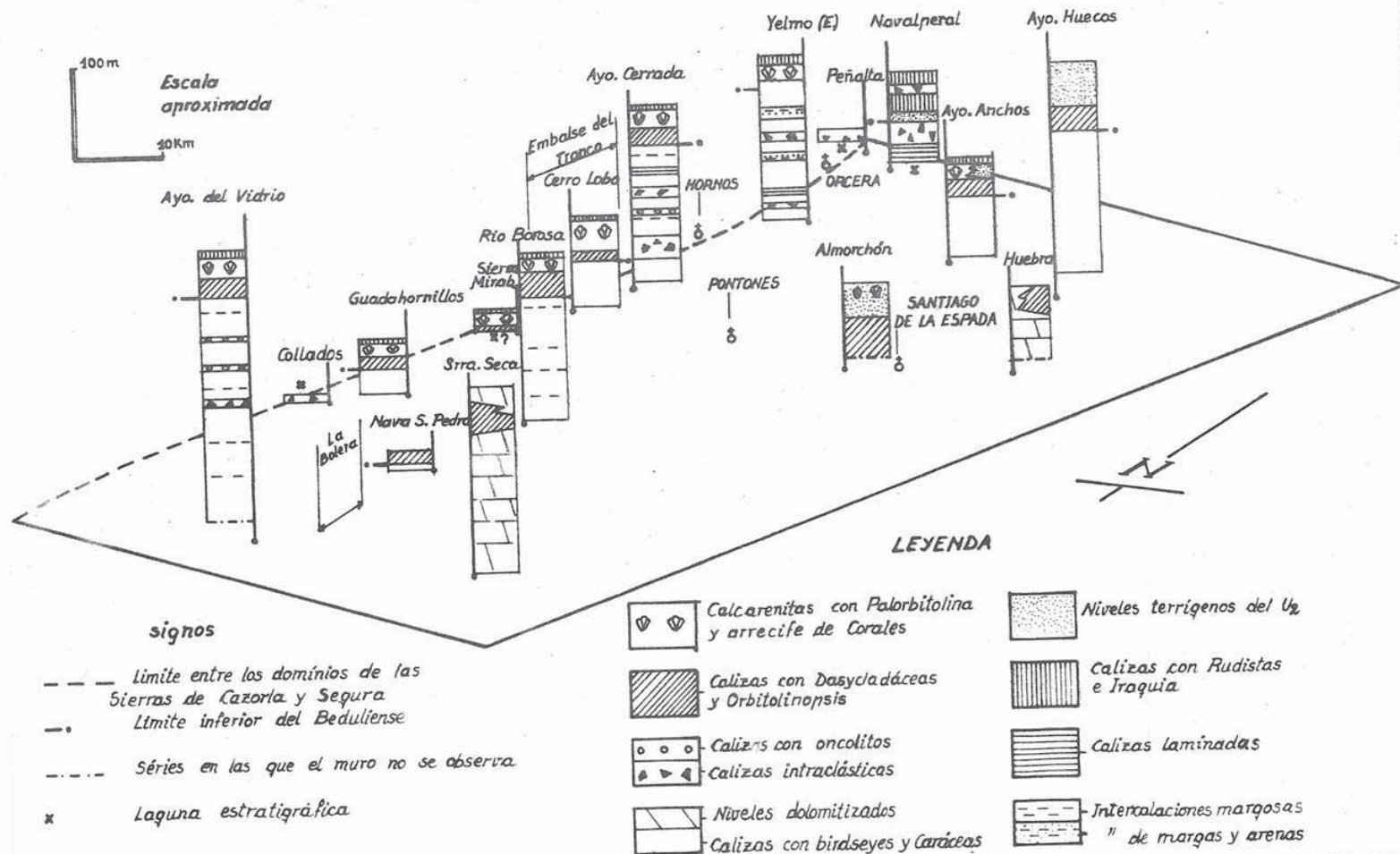
El tránsito con los materiales del tramo G_1 es gradual; es más, con frecuencia en las partes más externas de la Sierra del Segura es fácil encontrar recurrencias del tramo G_1 en el segundo episodio urgoniano (U_2).

La secuencia ideal observada en el tramo U_2 (ver fig.77), en la mayor parte de la región y de más antiguo a más moderno, es la siguiente:

- a).—Calizas no marinas del tramo G_1
- b).—Calizas con Miliólidos y Dasycladáceas.
- c).—Calizas con Rudistas y *Orbitolinopsis*
- d).—Calcarenitas con *Palorbitolina lenticularis*(BLUM.) y algas encostrantes.(Lám. XIX, Fot.2, parte inferior).
- e).—Arrecife de Corales (Lám.XIX, Fot.2, parte superior).

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LA DISTRIBUCION VERTICAL DE FACIES A LO LARGO DEL
BARREMENSE - BASE DEL GARGASIENSE

Fig. 77



f).-Calcarenitas y areniscas con detritus arrecifal y lentejones de arenas.

g).-Calizas con Rudistas e *Inaquia simplex* HENSON

h).-Nivel de margas con pisolitos ferruginosos y/o arenas.

Los puntos b,c,d,e,f y g corresponden al segundo episodio urgoniano U_2 . En los puntos b y c son frecuentes las intercalaciones de calizas intraclásticas y con Caráceas.

Los estratos de 60 cm. a 70 cm. de grosor de calcarenitas pardas con abundantes *Palorbitolina lenticularis* (BLUMEN.) presentan una potencia comprendida entre los 2 metros y 5 metros. A veces se trata de niveles margosos llenos de Orbitolinas sueltas y *Choffate-las* (cortes de Navalperal, Venta de Rempias y Arroyo de los Huecos).

Sobre ellos se levanta un arrecife de Corales de 5 a 15 metros de espesor de aspecto masivo y sin estratificación. A veces el edificio coralino presenta intercalaciones de areniscas y calcarenitas, las cuales siempre están presentes en el techo del mismo, y cuya potencia es variable, pudiendo alcanzar hasta los 30 metros de espesor como ocurre en el corte de Cerro Lobo-Archites. Otras veces, directamente sobre el arrecife o bien sobre las calcarenitas existen intercalaciones de arenas sueltas de 30 a 60 cm. de grosor.

El episodio urgoniano U_2 , termina con las calizas con Rudistas (*Toucasia*) e *Inaquia simplex* HENSON (Lám.XVIII, Fot.4), en bancos de 1 metro y de aspecto ligeramente arriñonado, con escasas intercalaciones margosas (de unos 20 cm de espesor) de tonos verdosos. Los Rudistas se encuentran inmersos en los estratos gruesos, llegando a constituir arrecifes; junto a estos niveles suelen intercalarse otros de calizas intraclásticas no marinas (corte de Navalperal) que vienen a adelantarse a la regresión que culminará después de la biozona de *Inaquia*. La potencia de estas calizas con *Inaquia* es muy variable. En el sector septentrional y en los cortes de Navalperal y de la ladera oriental del Yelmo, se han medido valores de 50 metros y 30 metros respectivamente; pero en la mayor parte de la región, presentan valores realmente mínimos (varios metros) debido posiblemente a que hayan podido ser erosionadas parcial e irregularmente antes del depósito de las margas con pisolitos ferruginosos. Sin embargo no siempre la secuencia marina que se acaba de exponer puede reconocerse, ya que en muchos sectores de la Hoja de Orcera (corte del Cortijo Cano, corte de la Sierra del Agua y observaciones en la pista de Segura de la Sierra a río Madera), las intercalaciones de calizas intraclásticas y con Caráceas son muy frecuentes en las facies marinas del Aptense inferior.

V.6.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía.

La formación carbonatada que se trata en estos apartados y de modo especial el tramo urgoniano U_2 , se caracteriza por la eclosión de Orbitolinas, cuya aparición, en la región estudiada, está estrechamente relacionada con el carácter marino que adquieren los sedimentos durante el Beduliense. Como es lógico, dicha fauna de Orbitolinidos no se va a presentar más que en contadas ocasiones en el tramo G_1 , dado el carácter no marino del mismo.

Por otra parte, y como ocurre en todas las áreas donde tiene lugar el desarrollo de facies urgonianas, a la altura del tránsito Beduliense Gargasiense se origina un relevo importante en la asociación de foraminíferos especialmente en la de Orbitolinidos. Por to-

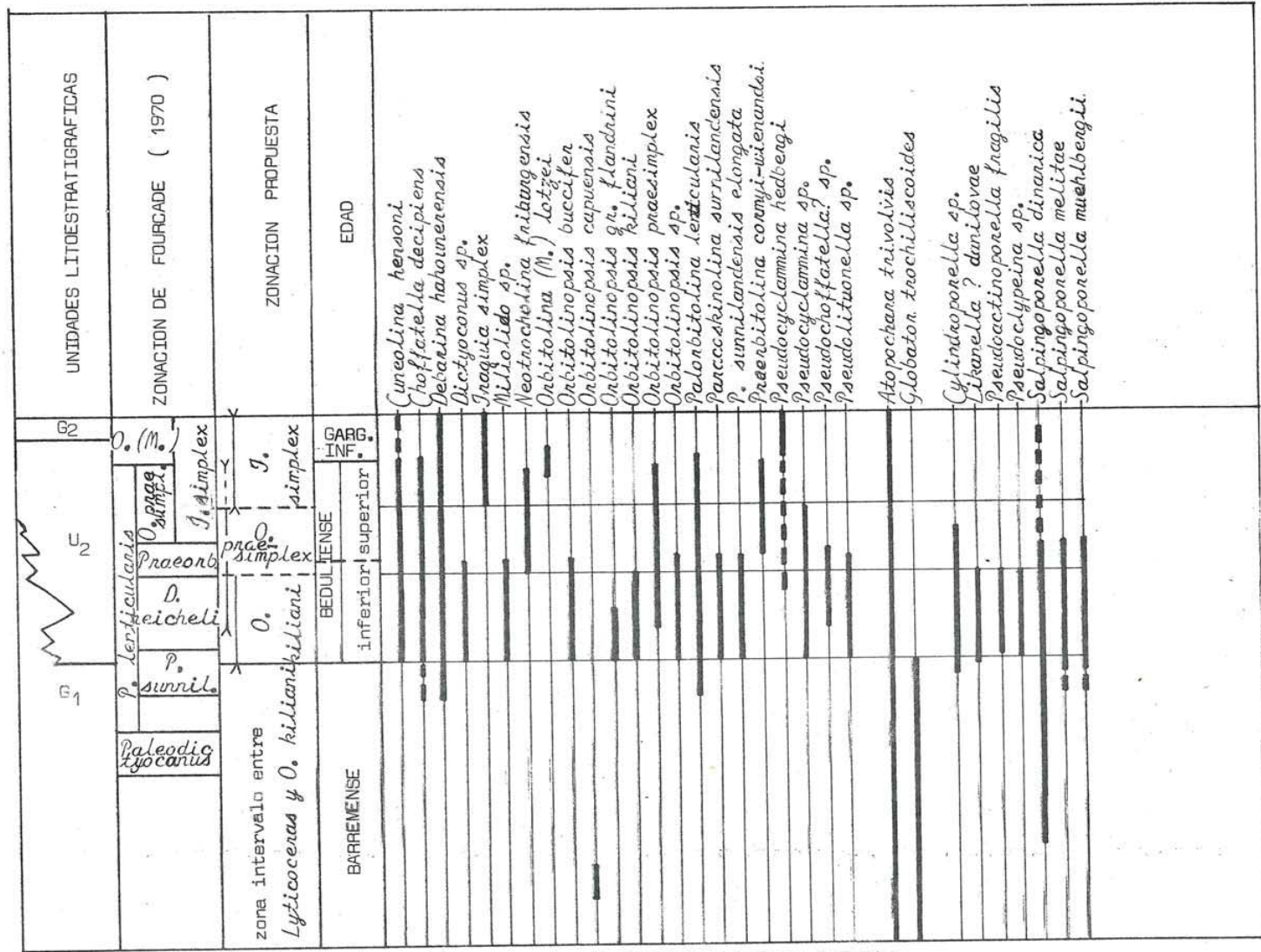


Fig 78.- Distribución de organismos durante el Barremense-Aptense inferior

do ello, la formación carbonatada del Barremense-Aptense inferior tiene su razón de ser diferenciada, no solo desde el punto de vista litológico y paleogeográfico, sino una vez más, desde el punto de vista paleontológico.

En el gráfico de la Figura 78 se muestra la distribución vertical de los organismos presentes en el Barremense-Aptense inferior. Se han diferenciado, de más antiguo a más moderno, las siguientes unidades bioestratigráficas:

-Biozona intervalo entre *Lyticoceras* y *O. kiliani*.

Con esta denominación se designa el conjunto de materiales, a veces de espesor considerable, que median entre la desaparición de *Lyticoceras* y la aparición de *Orbitolinopsis* (PREVER). En este intervalo no se da ningún fósil que cumpla en conjunto las condiciones de ser marino, abundante, ubicuista y fácilmente reconocible. En efecto, en el mencionado intervalo se tienen los organismos arrecifales propios del tramo U₁, tales como Corales, algas encostrantes y lamelibranquios, los cuales no tienen ningún valor estratigráfico, al margen de que el tramo U₁ no está generalizado en la región.

En el tramo G₁ los organismos que se encuentran están estrechamente relacionados con las facies, que por otra parte son de carácter no marino. Los fósiles son sobre todo Caráceas, de entre las que destaca por su abundancia la especie *Atopochara trivolvis* PECK y cuya distribución vertical es demasiado amplia (Hauteriviense-Albense). Tan solo cuando en el tramo G₁ se produce una leve recurrencia marina, aparece algún organismo de interés, tal es el caso de la especie *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO). La rareza con que dicha forma aparece, pues solo se ha encontrado en tres cortes (arroyo de Guazalamenco, NE del arroyo de la Cerrada y cercanías del cerro Montalvo), aconsejan no erigir una biozona de *O. capuensis*, que caracterizaría una parte posiblemente inferior del Barremense.

Sería importante analizar en futuras investigaciones si en la parte inferior del tramo G₁ existe de modo constante algún nivel marino, con lo que aparecería la especie citada y en cuyo caso se podría establecer una biozona de *O. capuensis*. No obstante dadas las características ambientales del tramo nunca se podría precisar cual es la extensión total del mencionado taxón, puesto que la existencia de una sola recurrencia marina deja planteada la imprecisión de los biohorizontes de aparición y extinción del organismo a escala general.

La edad de la presente zona intervalo entre *Lyticoceras* y *O. kiliani* corresponde al Barremense.

-Biozona de extensión total de *O. kiliani*.

Como indica esta denominación, los límites de la biozona vienen marcados por los horizontes de aparición y extinción del indicador zonal. Se sitúa en los materiales con los que comienza la transgresión del Aptense inferior y corresponde probablemente al Bedulienense inferior.

BUSNARDO y otros (1968) en la sierra Mariola, sitúan el límite Barremense-Bedulienense debajo del biohorizonte con *Rectodistyoconus giganteus* SCHROEDER al que se asocia *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER). FOURCADE (in FOURCADE y otros 1972) cita la presencia de *Pseudohaploceras motheironi* d'ORB. en los niveles con *R. giganteus* y *O. kiliani*, por lo que

estos Orbitolinidos corresponden al Beduliense inferior.

Para CANEROT (1974) los niveles con *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER) se localizan fundamentalmente en el Beduliense inferior. PEYBERNES (1976) en los Pirineos franco españoles, crea una subzona de *O. cuvillieri-kiliani* que situa en el tránsito Barremense-Beduliense, sobre la cual encuentra Ammonites del Beduliense inferior.

En la Sierra del Segura, a *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER) acompañan otros foraminíferos tales como *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROED., *O. buccifer* ARNAUD-VANEAU y TRIEULLOY, *O. gr. flandrini* DIENI, MASSARI y MOULLADE y *Paracoskinolinas unnilandensis* (MAYNIC) etc.

-Biozona intervalo de *O. praesimplex*.

En la mayor parte de los cortes estudiados *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER es una especie que coincide ampliamente con *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER); aparece por lo general algo más arriba que *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER) y su límite superior queda más alto que el de este. Por consiguiente esta biozona intervalo representa el conjunto de sedimentos que se localizan entre la desaparición de *Orbitolinopsis kiliani* (PREVER) y la de *O. praesimplex* SCHROEDER. Esta biozona correspondería con el Beduliense posiblemente superior.

En la sierra Mariola, BUSNARDO y otros (1968) y FOURCADE (1970) sitúan la posición de *Simplonbitolina* aff. *marasi* = (*Orbitolinopsis praesimplex*) en el Beduliense superior gracias al hallazgo en niveles superiores del Balcón del Llopis de Ammonites del tránsito Beduliense-Gargasiense. Para CHAMPETIER y MOULLADE (1970) y MOULLADE (1974) los niveles con *O. praesimplex* representan el Beduliense superior, mientras que SCHROEDER (1972) los situa en el Beduliense inferior, por debajo de *Deshayesites weissi*. PEYBERNES (1976) en los Pirineos establece una subzona de *Simplonbitolina praesimplex* = (*Orbitolinopsis praesimplex*) que representa el Beduliense superior aunque no terminal.

-Biozona de extensión total de *Inaquia simplex*.

Esta biozona corresponde al conjunto de sedimentos comprendidos entre la aparición y extinción del indicador zonal.

En el Sur de España, FOURCADE (1970) crea una biozona de *Inaquia simplex* HENSON que es esencialmente paralela a la de *O. praesimplex* y que representa el Beduliense superior más la base del Gargasiense. FOURCADE (in FOURCADE y otros 1972) considera que *Inaquia simplex* HENSON y *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER tienen una distribución vertical en gran parte coincidente, si bien no están presentes en el mismo biotopo; *Inaquia simplex* HENSON comienza después y pasa a la base del Gargasiense, mientras que *O. praesimplex* SCHRO. no supera el límite Aptense inferior-superior. Sin embargo SCHROEDER (1972) separa las dos zonas, considerando la de *O. praesimplex* por debajo de la de *I. simplex*.

La edad Beduliense superior-Gargasiense inferior de *Inaquia simplex* HENSON, ha sido confirmada con Ammonites por algunos autores. Así COMBES y otros (1966) en el Maestrazgo, han encontrado *Inaquia simplex* HENSON por encima de *Deshayesites* aff. *willstheri*, forma del Beduliense superior, PEYBERNES (1976), en Corbières meridional, encuentra Ammonites del Gargasiense superior en las margas de "Malabrac" que están encima, aunque no inmediata-

mente, de los niveles con *Inaquia simplex*.

En la Sierra del Segura, como norma general, los horizontes con *Inaquia simplex* HENSON no coinciden con los de *Orbitolinopsis praesimplex* SCHOEDER. La razón puede ser tan solo de tipo ecológico, ya que entre ambos biozonas se intercalan materiales calcareníticos y coralinos con *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.), cuya implantación debió presentar un obstáculo para el desarrollo de los biotipos de *Orbitolinopsis praesimplex* e *Inaquia simplex*. En dichos niveles calcareníticos se asocian a *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.), *Praeorbitolinas*, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* SCHOEDER, *Choffatella decipiens* SCLUMBERGER y *Neofröscholina friburgensis* GUILLAUME y REINECHEL. Esta asociación, de acuerdo con SCHOEDER (1973 y 1975), viene a marcar el Beduliense terminal; sobre ella se sitúan los niveles con *Inaquia simplex* HENSON, por lo que estos representan el límite Aptense inferior-superior.

Las especies creadas sobre el género *Inaquia*, tales como *I. rubiensis* (BASSOULLET y MOULLADE-1962) e *I. flandrini*, *I. hensoni*, *I. minima* etc. (BILLIARD y MOULLADE - 1963) deben identificarse con *Inaquia simplex* (SCHOEDER 1963), (FOURCADE, comunicación personal).

A continuación, como se ha hecho para edades anteriores, se pasará a un comentario somero sobre la distribución estratigráfica de los foraminíferos y algas más característicos.

Cuneolina hensoni DALBIEZ

En la localidad tipo situada en el SE de Francia (DABIEZ-1958), la distribución estratigráfica es bastante amplia, pues la especie se sitúa en materiales comprendidos entre el Portlandense y el Barremense, aunque para SCHOEDER (1968) dichos niveles corresponden tan solo al Barremense. En las facies urgonianas de Ginebra (CONRAD-1968), *Cuneolina hensoni* DALBIEZ se encuentra en el Barremense superior-Aptense inferior, así como en el Pirineo (PEYBERNES-1976). En el Sur de España (FOURCADE-1970) y (FOURCADE y otros 1972) está presente en el Barremense-Aptense inferior.

En la Sierra del Segura, *Cuneolina hensoni* DALBIEZ está asociada con los foraminíferos y algas que se desarrollan en la transgresión del Aptense inferior. Es muy escasa e incluso inexistente en el Aptense superior.

Choffatella decipiens SCLUMBERGER

Con frecuencia se ha citado *Ch. decipiens* en el Neocomiense. Sin embargo es muy probable que esta especie haya sido confundida con *Ch. pyrenaica* PEYBERNES y REY. Aunque el biohorizonte de aparición pueda ser algo incierto, sí está claro que esta especie desaparece hacia el límite Beduliense-Gargasiense (FOURCADE-1970, FOURCADE y otros 1972, GANEROT-1974, PEYBERNES-1976, por citar algunos).

En la Sierra del Segura, *Choffatella decipiens* SCLUMB, es frecuente en las calcarenitas arrecifales del Beduliense superior junto con *Palorbitolinas*, *Praeorbitolinas* y las primeras *Mesorbitolinas*; menos frecuente es en los niveles de calizas micríticas asociadas a *Orbitolinopsis* y Dasycladáceas. No obstante aparece en los primeros niveles que representan la transgresión del Beduliense y se extingue en la biozona de *I. simplex* (tránsito Beduliense-Gargasiense).

Dictyconus sp.

Se trata de una forma muy similar a la figurada por MAYNC (1955) y por FOURCADE (1970-pág.34.Fot.5 y 6). Como indica este autor se parece a *Paracoskinolina surriandensis* (MAYNC), con la diferencia de que *Dictyconus* sp. presenta séptulos horizontales.

No es una forma muy frecuente en la Sierra del Segura ya que se ha encontrado tan solo en el corte de Navaltornillo, en materiales del Beduliense inferior.

Inaquiasimplex HENSON

Ya se ha comentado con anterioridad la distribución vertical de esta especie que se considera indicador zonal. Tan solo recordar que aparece en el Beduliense superior, asociada a *Hoffatella decipiens* se extiende hacia la base del Gargasiense.

Miliolido sp.

Este Miliolido indicado por FOURCADE (comunicación personal) como característico del Aptense inferior (Lám.XXVI, Fot.9), corresponde a una forma equivalente o próxima a *Masilina* sp. que CONRAD (1969) encuentra en las facies urgonianas de Ginebra, asociado con Dasycladáceas en el Barremense medio y superior.

Neotrocholinafrburgensis GUILLAUME y REICHEL

En la Sierra del Segura esta especie va ligada a las calcarenitas arrecifales del Beduliense superior, no habiéndose encontrado nunca en las calizas micríticas con Rudistas. En la localidad tipo, región de Montsalvens, se presenta en facies de calizas pseudoolíticas del Barremense superior-Aptense inferior (GUILLAUME y REICHEL-1957), edades en las que también se ha citado en el Sur de España (FOURCADE-1970 y FOURCADE y otros-1972) y en Argelia (LEIKINE y VILA-1975).

Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei SCHROEDER

En la Sierra del Segura, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* aparece en el corte del arroyo de los Anchos (Lám.XXVI, Fot.8) en niveles calcareníticos junto a *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB) y *Hoffatella decipiens* SCHLUMB. Dichos niveles se localizan entre los de *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER e *Inaquia simplex* HENSON y corresponden al Beduliense superior.

Orbitolinopsis buccifer ARNAUD-VANEAU y TRIEULOY

Este Orbitolinido definido en las facies urgonianas de Vercoors (Francia) (ARNAUD-VANEAU y TRIEULOY-1972), en niveles correspondientes al Barremense y Beduliense, ha sido citado en muchas localidades. Por ejemplo en el Barremense inferior de los Pirineos (PEYBERNES-1976), en el Barremense superior de la sierra Mariola (FOURCADE-1970, dado como *Orbitolinopsis* sp. pág.34-Fot.4), en el Aptense inferior de la sierra de la Muela (FOURCADE y otros-1972).

En la Sierra del Segura es una especie muy frecuente que aparece en los primeros niveles de la transgresión beduliense. Ya asociado de modo especial a *Orbitolinopsis kilianii* (PREVER) y corresponde al Beduliense inferior.

Orbitolinopsis capuensis (DECASTRO)

Ha sido citado hasta ahora (SCHROEDER y otros 1974) en Argelia, Tunes, Sur de Italia y Yugoslavia.

MACOIN y otros (1970) hacen un estudio en Argelia sobre la especie *Campânellula capuensis* DE CASTRO, refiriéndola al representante más primitivo del género *Orbitolinopsis*; la edad asignada en dicho trabajo es Barremense. En la localidad de Kef Hahouner (Argelia), FOURCADE y RAULT (1973) llevan a cabo el estudio estratigráfico de dicho sector, localizando *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO) en niveles comprendidos entre el Valanginiense y el Barremense-Aptense inferior. SCHROEDER y otros (1974) crean en Argelia una biozona de *O. capuensis* que corresponde al Barremense inferior. Posteriormente, SCHROEDER y otros (1975) citan, en la localidad argelina de Djebel Teioualt, *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO) en el Barremense.

En la Sierra del Segura, *Orbitolinopsis capuensis* (Lám. XXV, Fot. 1, 3, 4 y 5) se encuentra hacia la base del tramo G₁ en niveles ligeramente marinos pero muy influenciados por la sedimentación carbonatada continental. Como es sabido, este tramo queda bien por encima de las margas con *Exogyra* y Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal (biozona de *Lyticoceras*), siendo a su vez coronada por las calizas marinas (segundo episodio urgoniano U₂) que comienzan con la transgresión del Beduliense inferior. Además, en el corte de la Ioma Norte del Arroyo de la Cerrada, Fig. 32, (Hoja de Santiago de la Espada) el nivel con *Orbitolinopsis capuensis* se encuentra a unos 15 metros por debajo de otro que contiene *Atopochara trivolvris* PECK y *Globator trochiloides* GRAMBAST, forma este que se considera Barremense (GRAMBAST-1966 a y b).

Por tanto, al igual que en Argelia, parece claro que los niveles con *Orbitolinopsis capuensis* son de edad Barremense.

Orbitolinopsis gr. *flandrini* DIENI, MASSARI y MOULLADE

En la biozona de *O. kiliani*, existen escasos representantes de formas atribuibles a la especie *flandrini* (Lám. XXV, Fot. 13 y 14).

Orbitolinopsis kiliani (PREVER)

La distribución estratigráfica de este organismo ha quedado ya comentada en puntos anteriores. Se ha erigido una biozona de *O. kiliani* dada la gran abundancia de este organismo en los primeros niveles marinos con los que se inicia la transgresión del Beduliense. La biozona caracteriza el Beduliense inferior.

Orbitolinopsis praesimplex SCHROEDER

Esta especie, definida por SCHROEDER (1972), es muy frecuente en la Sierra del Segura, lo que ha dado lugar a la distinción de una zona intervalo de *O. praesimplex*. Se identificó en un principio por algunos autores con *Inaquia simplex*, al considerar que la presencia o no de séptulos horizontales no es caracter suficiente para diferenciar dos géneros (SCHROEDER-1963 y RAMIREZ del POZO-1971). Sin embargo, además del caracter señalado, también existen diferencias que atañen a la zona radial y central en corte transversal (comparar Fot. 7 y 15 de la Lám. XXVII) y a la forma de las cámaras en corte longitudinal (Fot. 11 y 4 de la misma lámina). La especie *Orbitolinopsis praesimplex* ha sido también referida al género *Simplorbitolina*; así es frecuente encontrar las denominaciones de *Simplorbitolina* aff. *marasi* o *Simplorbitolina pseudomarsi* (según BUSNARDO y otros- 1968 y FOURCADE-1970) o *Simplorbitolina praesimplex* (según PEYBERNES-1976 y CANEROT-1974).

En páginas anteriores se han hecho los comentarios oportunos sobre la distribución vertical de esta especie. La biozona intervalo considerada corresponde al Beduliense superior.

Palorbitolina lenticularis(BLUMENBACH)

Numerosos trabajos referidos a esta especie, por citar algunos ARNAUD-VANNEAU 1969, RAMIREZ del POZO-1974, SCHROEDER-1964 y 1973, han puesto de manifiesto la no pertenencia de esta forma al género *Orbitolina*, ya que carece su aparato embrionario de zona subembrionaria. Por otra parte y en contra de la opinión de HOFKER jr.(1963), tampoco representa la forma más primitiva del género *Orbitolina*, puesto que de acuerdo con SCHROEDER (1973 y 1975) el embrión de *Palorbitolina* es notablemente más grande que el correspondiente a las primeras formas del género *Orbitolina* (la especie *lotzei*) con la que coexiste, estando marcada la evolución de este género por un aumento paulatino del tamaño del embrión.

Palorbitolina lenticularis(BLUMENBACH) tiene una distribución estratigráfica, clásicamente aceptada como Barremense superior-Aptense inferior. En la Sierra del Segura es muy abundante en los niveles calcareníticos del Beduliense superior; también está presente, aunque con menor frecuencia, en las calizas micríticas con Rudistas del Beduliense inferior.

Paracoskinolina sunnilandensis(MAYNC)

Esta especie definida por MAYNC (1955) en materiales urgo-albenses, se ha encontrado con frecuencia en el Barremense y Aptense. En el Sur de España se localiza sobre todo en el Barremense superior y Aptense inferior (FOURCADE-1970 y FOURCADE y otros 1972). En la Sierra del Segura se encuentra asociada junto a *P. sunnilandensis elongata* MOULLADE en los primeros niveles del Beduliense inferior.

No obstante, *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) se presenta también en el Aptense superior. Así por ejemplo FOURCADE y RAULT (1973) la citan en Kef Hahouner (Argelia) asociada a *Orbitolina* (M.) *texana* (ROEMER) y a *Ovalveolina reicheli* DE CASTRO; SCHROEDER y otros crean para las series nerfíticas de Argelia, una biozona de *P. sunnilandensis* que caracteriza el Gargasiense superior. Por fin, en Djebel Debar (Argelia) se cita en materiales del Albense (MACOIN y otros 1970). Sin embargo los ejemplares del Aptense superior presentan una forma más ancha en la base del cono que los del Aptense inferior de la Sierra del Segura, cuya forma es más cilíndrica.

Praeorbitolina cormyi-wienandsi

Como indica SCHROEDER (1973 y 1975); el género *Praeorbitolina* constituye el ancestral de *Orbitolina* (*Mesonorbitolina*) siendo *P. wienandsi* SCHROEDER, una forma más evolucionada que *P. cormyi* SCHROEDER, de la cual procede. Este autor, sitúa ambas especies en el Beduliense superior.

En la Sierra del Segura se tienen, en el Corte de Navalperal, formas del género *Praeorbitolina* en las que no se puede distinguir si corresponde en realidad a una u otra especie, ya que las diferencias entre ambas son muy sutiles. Los niveles con *Praeorbitolina* se sitúan en la Sierra del Segura en el Beduliense.

Las algas Dasycladáceas representan también un grupo importante de organismos frecuentes en los niveles que constituyen el tránsito vertical entre las facies carbonatadas no marinas y las urgonianas (lám. XXIII, Fot. 2). A pesar de que dichas algas son excelentes marcadoras de las condiciones ecológicas, el valor estratigráfico de muchas de ellas es escaso; prueba de ello es que una misma especie aparece a distintos niveles estratigráficos (por ejemplo en el Beduliense, Gargasiense e incluso en el Albense superior) si las condiciones ambientales son propicias para su desarrollo.

Las formas más importantes son las siguientes:

Cylindroporella sp.

En la Sierra del Segura es muy frecuente encontrar representantes de este género en las facies restringidas de aguas calmadas del Beduliense y también del Gargasiense. He preferido identificar esta alga tan solo con la denominación genérica, ya que la asignación específica me parecía bastante delicada. Es probable que esten representadas varias especies.

Likanella? danilovae RADOICIC

Con frecuencia esta alga ha sido citada en materiales del Barremense-Aptense inferior, por ejemplo en Corbières (JAFFREZO-1973, FEYBERNES-1976), en Provence (CONRAD y otros 1974). Raramente se encuentra en terrenos más antiguos como ocurre en el Valanginiense-Hauteriviense de Cerdeña (CHABRIER y otros-1975).

En la Sierra del Segura se ha observado tan solo en Sierra Seca en los niveles con Dasycladáceas de edad Beduliense.

Pseudoactinoporella fragilis CONRAD

Se localiza en la Sierra del Segura, tan solo en los términos del Barremense superior-Beduliense inferior. En otros puntos de la Zona Prebética (Sierra de la Muela) también ha sido señalada (FOURCADE y otros-1972) en los mismos niveles que en la Sierra del Segura y junto a la misma asociación. También se cita en materiales de edad Barremense (CONRAD y otros 1974), así como en el Barremense - Aptense inferior de Ginebra (CONRAD-1970).

Pseudoclypeina sp.

Esta alga encontrada con cierta frecuencia en los niveles de Dasycladáceas del tramo U de la Sierra Seca, es equivalente a la Dasycladácea sp. de FOURCADE y otros (1972-Lám. 2, Fig. 5, 6, 7 y 8) situada en niveles de edad Beduliense. La asignación al género *Clypeina* fue dada por JAFFREZO (comunicación personal).

Salpingoporella melitae RADOICIC y *S. muehlbergii* LORENZ

Se trata de dos representantes del género *Salpingoporella* muy frecuentes no solo en el Barremense superior-Aptense inferior de la Sierra del Segura, sino también en el Gargasiense, incluso también pueden llegar a encontrarse en las facies carbonatadas someras del Albense superior.

En la bibliografía paleontológica y regional estas dos algas han sido citadas muy a menudo, por ejemplo en el Aptense inferior de las facies urgonianas de Ginebra (CONRAD-1970). En la Sierra de la Muela (FOURCADE y otros 1972) las encuentran en el Barremense superior-Aptense inferior, así como en las inmediaciones de Peñarubia (FOURCADE y JEREZ MIRA-1973). En Corbières, *Salpingoporella muehlbergii* aparece en el Barremense superior y Beduliense inferior (JAFFREZO-1973 y FEYBERNES 1976). En un estudio sobre el género *Salpingoporella*, PRATURLON y RADOICIC (1967) las sitúan en el Barremense-Aptense inferior de las Dináridos. En Cerdeña (CHABRIER y otros 1975), las dos especies se localizan en el Barremense.

V.6.3.- Composición, Texturas y Estructuras.

En este apartado se analizará en primer lugar el tramo G₁ y posteriormente el

conjunto de materiales que constituyen el segundo episodio urgoniano U₂.

V.6.3.1. El tramo G₁

Como se ha indicado con anterioridad, este tramo está formado por calizas que tan solo en el sector septentrional presentan intercalaciones de margas, margas arenáceas y pequeños bancos de areniscas, estas por lo general recristalizadas y con un contenido en terrígenos nunca superior al 50%. La composición de las calizas es muy variable. En el sector septentrional existen niveles con un residuo insoluble de materia orgánica que puede llegar al 30%; dichos bancos son calizas grises e incluso oscuras. Los estratos de calizas claras presentan un contenido en carbonatos próximos al 100%.

La distribución, en vertical y horizontal, de la frecuencia de los distintos tipos petrográficos queda reflejada de forma esquemática en el gráfico de la fig.77. Se diferencian para el tramo G₁ los siguientes tipos:

Calizas intraclásticas.— Las características generales a escala de afloramiento se indican en el apartado V.6.1. El tamaño de los intraclastos es muy variable (ver Lám.XVIII, Fot.1), desde milimétrico hasta en algunos casos 5 cm. El color oscuro e incluso negro que presentan los mismos (de aquí la denominación de calizas de *cailloux noirs*) se debe a la concentración en materia orgánica. En efecto no es extraño ver como algunos lechos ricos en materia orgánica y más en concreto niveles de lignito (Lám.XVIII, Fot.2), evolucionan lateral y verticalmente a cantos individualizados. No obstante la coloración de los fragmentos puede ser variable e incluso más clara que la matriz.

Al microscopio se observan una serie de hechos que conviene exponer. Tanto los cantos como la matriz son, en general, de naturaleza micrítica, pudiendo existir granos de esparita o microesparita diseminados por ellos. La ausencia de terrígenos es casi total; a veces presentan granos de cuarzo tamaño limo y de modo excepcional de tamaño arena fina en contadas ocasiones, siendo siempre la proporción de terrígenos inferior al 5%. Estas calizas se caracterizan por la ausencia de fósiles marinos, mientras que los tallos y oogonios de Caráceas así como las algas Cyanofíceas y los Gasterópodos lacustres, están presentes con cierta frecuencia.

En muchas ocasiones los cantos son angulosos a subangulosos, bien diferenciados de la matriz y de distinta naturaleza que esta; esto se observa tanto a escala macroscópica (Lám.XVIII, Fot.1) como a la microscópica (Lám.XVII, Fot.2, cantos más oscuros). Otras veces son de forma más redondeada y pueden presentar límites difusos respecto a la matriz (Lám.XXII, Fot.3). Otra posibilidad es la de cantos de naturaleza equivalente o idéntica que la matriz, pero diferenciados de esta por líneas más oscuras o alineaciones rellenas de esparita (tal es el caso del sedimento gris oscuro que ocupa el centro de la foto 2 - lám.XXII). Se puede dar el caso de la presencia de masas micríticas a veces grandes y sin forma concreta que coexisten con otra micrita de distinta tonalidad (micrita gris oscura y gris clara de la Lám.XXII, Fot.2). Por último, los cantos micríticos pueden estar como "flotando" en un cemento de relleno esparítico (Lám.XXIII, Fot.1).

No cabe duda de que toda esta variedad tanto de los intraclastos en sí, como de las relaciones de estos con respecto a la matriz, plantea la posibilidad de un origen poligénico y con desarrollo de varias fases, en muchos casos. La interpretación más gene-

ral está ligada a fenómenos de litificación precoz, por desecación del material carbonatado al quedar expuesto a la interperie. Este material, desecado y fragmentado (intraclástico), puede ser transportado a otras áreas en las que tiene lugar un depósito carbonatado, o bien puede quedar fosilizado "in situ" cuando las áreas expuestas son de nuevo cubiertas por un nivel de agua y tiene lugar el depósito de micrita que une los cantos. La Lámina XXII. Fot.1, puede presentar el primer estadio en el que se formarían fenómenos de desecación por contracción del material micrítico al quedar expuesto (*prism cracks*, ver también CARBONE y otros 1971, pág.160, fig.28). AINARDI y CHAMPETIER (1976) dan a conocer un ejemplo similar en el "Purbeckiense" del Jura, donde llegan a diferenciar los siguientes pasos en la formación de los intraclastos: a) depósito de una micrita rica en pellets o Caráceas, b) aparición de una red de grietas poligonales en el sedimento (*prism cracks*) originadas por desecación, c) agrandamiento de la red de grietas por cristalización en ellas de sales. Posterior disolución de las sales al quedar el material inmerso de nuevo, d) depósito de una micrita que llena huecos y fracturas, e) bioturbación del sedimento aún blando.

La formación de calizas intraclásticas por fenómenos de desecación es un hecho dado a conocer por diversos autores, si bien en todos los casos existen otros procesos que acompañan a la desecación. Por ejemplo MATTER (1967) explica la génesis de calizas intraclásticas (*lumpy limestone*) por rotura, desecación y bioturbación de sedimentos originados en zonas palustres (*marsh*).

La desecación de sedimentos carbonatados, junto a la acción de tormentas en ambientes de llanuras de mareas (*tidal flats*), da lugar a la formación de intraclastos (ROEHL-1967 y MURHERII-1969). Un tipo específico de los mismos son los cantos planos originados por rotura de niveles laminados, con frecuencia por acción de las algas (*flat pebble breccias*) (BOSELINI-1967 y ZAMARREÑO-1972). Desplomes de material carbonatado más o menos endurecido y perteneciente a las paredes de canales mareales, dan lugar a las brechas y conglomerados (COLACICCHI y otros 1975 y FARINACCI-1965).

La formación de brechas ha sido citada, con frecuencia, como fenómeno complejo ligado a procesos de calichificación y en general a procesos que tienen lugar en la zona de aireación (*vadose zone*), por percolación de agua meteórica (COLACICCHI-1967, WALLS y otros 1975, JAMES-1972 etc). En el estudio del ciclotema triásico de "Capo Rama" (Monte de Palermo), GATALANO y otros (1974) diferencian una unidad de brechas loferíticas, cuyo origen está relacionado con estructuras de desecación antiformes (*tepes*) que aparecen en sedimentos de llanuras de mareas. El proceso de formación de esta brecha es realmente complicado y en él intervienen además de la desecación procesos de calichificación y colapso.

Muy similares a ciertos tipos de calizas intraclásticas existentes en la Sierra del Segura, son las que presenta FREYET (1973) en las calizas lacustres del Cretácico superior y del Eoceno de Languedoc. Este autor propone que los cantos son originados por un proceso de "modulización". Tales nódulos carbonatados se originan en la actualidad en la zona de oscilación del nivel freático; con probabilidad, la aspiración de agua meteórica por las raíces influiría en la formación del nódulo. Posteriormente este nódulo se fisura a consecuencia de las etapas repetidas de humedecimiento y desecación a que se ve sometida dicha zona. Las fisuras son rellenas de un sedimento micrítico (véase in FREYET-1973 lámina VII, Fotos 1,2,3 y 4 y comparense con Lám.XXII, Fot.3 del presente trabajo); en esta última foto se observa de modo evidente la distinta naturaleza del nódulo (micrita con Caráceas) y de la matriz (micrita azoica con desarrollo de textu-

ra fenestral y caracter fluidal-FARINACCI 1965). Otros ejemplos presentes en la Sierra del Segura y no figurados en las láminas fotográficas, revelan de modo evidente que el nódulo corresponde al molde interno de un Gasterópodo leucostre cuya concha es parcial o totalmente disuelta, contrastando de este modo la micrita de relleno del fósil con la de la matriz.

Es probable, en algunos casos, que el material que compone el canto está tan solo parcialmente consolidado cuando se deposita la segunda micrita y que esta venga a rellenar huecos originados en la primera por bioturbación (Lám.XXII. Fot.2, observese la relación entre la micrita gris oscura y la clara).

Por último, queda por considerar un tipo de calizas intraclásticas que corresponde a Intraesperruditas, en las que los intraclastos aparecen debilmente corectados entre sí y rodeados de una esparita de relleno (Lám.XXIII. Fot.1). Este tipo se identifica con los *keystone vugs*, término propuesto por DUNHAM (1970) para designar la textura originada en partículas carbonatadas sueltas existentes en las playas de clima cálido y entre las cuales se escapan grandes burbujas de aire. A causa de una litificación temprana, motivada por acción del clima y de los procesos de humedecimiento y desecación repetidos, las partículas presentan una cierta cohesión entre ellas.

Las calizas laminadas.-Con el fin de simplificar en lo posible los tipos petrográficos diferenciados en el tramo G₁, se engloban en este apartado las calizas que presentan laminación, independientemente de la naturaleza y desarrollo de la misma.

Se diferencian los tipos siguientes:

A) Laminaciones de micrita de carácter inorgánico.- Se trata del tipo más frecuente de calizas laminadas (Lám.XVIII, Fot.3, la parte inferior corresponde a caliza laminada y la superior a caliza intraclástica). La laminación está marcada por finos niveles de micrita que alternan con otros de intraclastos y pellets. Los primeros pueden repetirse con frecuencia, quedando de este modo muy marcada la laminación, o bien ser escasos con lo que esta aparece más difusa (Lám.XXI. Fot.1). Los niveles de pellets e intraclastos desarrollan textura de *keystone vugs* (Lám.XXI,3 y Lám.XX,3). Al igual que DUNHAM(1970), BASSOULET y BENEST (1975) consideran que la litificación precoz en zonas mareales es la causa de la conservación de esta textura.

En los sedimentos laminados es frecuente encontrar estructuras de desecación, tales como *sheet cracks* (Lám.XXI. Fot.1 y Lám.XX, Fot.3, en la parte superior de ambas) y *shrinkage pores*. A veces la laminación puede quedar interrumpida por desplomes de fracturas sinsedimentarias, a favor de las cuales las partículas carbonatadas tienden a caer. De este modo se interpreta la parte inferior de la Foto 1 de la lámina XXI, donde existe un desorden de partículas y la laminación adyacente adquiere una convexidad hacia abajo.

B) Laminaciones debidas a algas.- Otro tipo de estructura laminada, que también está presente, es la originada por acción de las algas Cyanofíceas. Los niveles de algas alternan con otros de naturaleza peletoidal con desarrollo de *birdseyes*. La rotura de los niveles laminados, por acción de la desecación y de las tormentas, da lugar a las brechas aplanadas (*flat pebble breccias*). Observese este fenómeno en la Lám.XXI, Fot.2, donde los niveles inferiores laminados y los superiores brechificados, están separados por un contacto erosivo).

Entre las laminaciones de carácter inorgánico, pueden intercalarse otras de origen algal (Lám.XX, Fot.3) lo que da a entender que el medio sedimentario de ambos tipos debía ser similar o equivalente.

Las laminaciones de algas de formas redondeadas constituyen los oncolitos, cuyos bancos alcanzan espesores de unos 50 cm. En ellos se reconocen las fibras de naturaleza algal (Lám.XX, Fot.1). La facies de oncolitos está muy relacionada con la de biomicritas con Caráceas; no es raro encontrar tallos y oogonios de Caráceas en la matriz micrítica que rodea a los oncolitos. O bien masas y/o fragmentos de estos en las microfacies con abundantes Caráceas (Lám.XX, Fot.2).

Las biomicritas con Caráceas.— Corresponden a Biomicritas con abundantes Oogonios de Caráceas (Lám.XXI, Fot.3) de *Atopochara trivolvris* PECK, a la que pueden asociarse también *Murieria bacónica* DEECKE. Puede ocurrir que los organismos presentes en la microfacies estén constituidos tan solo por tallos de Caráceas (Lám.XX, Fot.2). La matriz es siempre de naturaleza micrítica. Las calizas de Caráceas constituyen a veces el material a partir del cual se forman los cantos carbonatados de las calizas intraclásticas; otras veces ocurre el fenómeno contrario, los intraclastos son azóicos y la matriz que los une es rica en este tipo de flora.

Las microfacies peletoidales.— Bajo este nombre se designan los tipos texturales, escasos por lo general, en el tramo G₁, que vienen a representar las recurrencias marinas instaladas esporádicamente en el ambiente supramareal que va caracterizar el depósito de dicho tramo.

Uno de estos fugaces episodios se instaura hacia la base del tramo G₁. Corresponde a Biopelmicritas con *Orbitolinopsis capuensis* (DECASTRO), Textularidos, Miliolidos y Caráceas. Hacia la parte final del tramo G₁, se encuentran Pelmicritas a Pelesparitas con Miliolidos y granos de cuarzo tamaño limo y arena fina; presentan desarrollo de textura fenestral, en la que los *birdseyes* son la mayor parte de las veces estrechos y alargados según la estratificación, hecho que le confiere a la roca un cierto aspecto laminado (Lám.XIX, Fot.3 y 4). Este tipo de facies tiene una extraordinaria similitud con el material que en la actualidad se deposita en la zona intermareal de la plataforma carbonatada de las Bahamas (comparar la microfacies anterior con la de la Fig.10 C, pág.1.209 in SHINN y otros-1969).

Pruebas de fenómenos diagenéticos subaéreos en el tramo G₁.— En los últimos años han sido numerosos los trabajos en los que se estudian los fenómenos originados en sedimentos actuales o antiguos, cuando sufren un proceso de diagénesis temprana en medio que se sitúa en la zona de aireación (*vadose zone* o zona que queda por encima del nivel freático). Entre las estructuras diagenéticas originadas, hay que citar las laminaciones y las estructuras pisolíticas (*vadose pisolites*), las cuales han sido con frecuencia confundidas con los estromatolitos originados por acción de las algas Cyanofíceas. Los trabajos de MULLER y HOFFMEISTER (1968), DUNHAM (1969) y PURSER y LOREAU (1973), describen los criterios por los que se distingue un tipo de otro.

El trabajo de DUNHAM (1969) sobre los pisolitos del arrecife Capitan, señala las diferencias en la génesis de los oncolitos (o estructuras redondeadas debidas a algas) y de los pisolitos formados en la zona de aireación. Estos corresponden a estructuras diagenéticas originadas por consiguiente "in situ"; se caracterizan porque en sus láminas están ausentes las fibras o moldes de algas, carecen de fósiles, presentan elongaciones

gravitacionales y contornos poligonales algunas veces, en ellos es frecuente encontrar gradación inversa (*reverse graded-bedding*) así como acreciones verticales en la parte superior con coalescencia de otras partículas y transición gradual a las bandas laminadas.

Además de las estructuras pisolíticas, una serie de depósitos vienen a caracterizar los fenómenos diagenéticos precoces en medios subaéreos. Por ejemplo el sedimento de tipo geopetal (silt vadose de DUNHAM 1969a) y el cemento carbonatado de textura radial que se origina de modo especial debajo de las partículas (cemento microestalactítico-PURSER 1975) o también llamado cemento de goteo (*dripstone cement*-BERNOULLI y WAGNER-1971),

Aparte de las citas ya mencionadas, en los trabajos de LUCIA (1968), JAMES (1972) EVAMY (1973), CATALANO y otros (1974), SCHOLLE y KINSMAN (1974), WALKDEN (1974), COLACICCHI y otros (1975) etc, se recogen datos de interés referentes a los fenómenos más arriba señalados. Para la mayor parte de estos autores, tales procesos vienen a caracterizar los depósitos de caliches.

ESTEBAN (1972 y 1974) señala que estos criterios aislados, no son suficientes para identificar un caliche, ya que también están presentes en la zona de aireación (*vadose zone*) como consecuencia de procesos diagenéticos. Para este autor la calichificación es una alteración "in situ" de una roca que se produce como consecuencia de procesos complejos de tipo edafológico, entre los que intervienen la removilización del CO_2 Ca y la acción de colonias de bacterias. ESTEBAN (1972 y 1974) señala que en una etapa inicial se originan fenómenos de reemplazamiento por calcita según una red de canales, lo que da lugar a la textura moteada o de aspecto peletoidal (*clotted micrite*) la cual no es exclusiva del caliche. La presencia de pisolitos (*vadose pisolites*), laminaciones y desarrollo de textura alveolar, tienen lugar en caliches maduros.

En los tipos petrográficos del tramo G₁, sobre todo en las micritas laminadas y micritas intraclásticas, se han encontrado fenómenos de reemplazamiento de la textura original por calcita, según una red de canales (ver Lám.XXII, Fot.4) y sobre todo, desarrollo de sedimento geopetal y de cemento de goteo (*dripstone cement*).

El depósito geopetal (*vadose silt*) corresponde a material micrítico y/o peletoidal que se acumula en la parte de los poros primarios o huecos fenestrales, por caída mecánica de partículas. Según PURSER y LOBBEAU, 1972 (in BASSOULET y BENEST-1975), la granclasificación inversa observada con frecuencia en el sedimento geopetal está motivada por la bioturbación que sufre el sedimento, ya parcialmente consolidado, la cual da lugar al paso de las partículas finas a través de las más gruesas. El reemplazamiento total del hueco, se lleva a cabo mediante cementación de calcita con textura granular (calcita en mosaico y no fibrosa). Según BERNOULLI y WARNER (1971), no tiene nada de extraño que esta calcita se suministrara a través de las fracturas de la roca (Lám.XXI, Fot.2), ya que se trata de un cemento más tardío.

El cemento de goteo, de textura radial, es el resultado de la precipitación del CO_2 Ca contenido en el agua que gotea entre los poros, de aquí que alcance su máximo espesor en la parte inferior de los granos y superficies aplanadas, disminuyendo rápidamente de grosor en las partes laterales. También puede originarse en las caras basales de los huecos a modo de estalagmitas (PURSER-1975) (ver estos fenómenos en Lám.XXII, Fot.4 parte superior, Lám.XX, Fot.3 y Lám.XXII, Fot.4). En estas dos últimas, los *sheet cracks* existentes en la parte superior tienen gran desarrollo de cemento de goteo (observar tam-

bien el sedimento geopetal que rellena gran número de "fenestras").

Como indican BERNOULLI y WAGNER (1971) y PUNSER (1975), no cabe duda de que el cemento de goteo se origina en una fase temprana de la diagénesis. Por ejemplo en la Lám. XXI, Fot. 1 en la estructura de desecación situada en la base del tercio superior izquierda de la microfacies, se puede observar como una película de cemento de goteo queda fosilizada por la micrita geopetal. Otro ejemplo se tiene en la Lám. XXII, Fot. 1, donde existiendo tipos de material geopetal, uno más claro o superior y otro más oscuro o inferior, entre los cuales queda una película de cemento de goteo (centro de la Foto y ángulo inferior izquierdo).

El cemento de goteo puede también aglutinar gran número de partículas pelotoidales (Lám. XXI, Fot. 1, mitad inferior). Según BASSOULET y BENEST (1975), las pequeñas partículas carbonatadas pueden flotar en un agua residual, fijándose unos granos junto a otros por fenómenos de tensión superficial, a la vez que se produce la cementación.

V.6.3.2. Las calizas del segundo episodio urgoniano (U₂).

Los materiales que componen el segundo episodio urgoniano, presentan un conjunto de tipos petrográficos cuya distribución vertical e incluso horizontal en parte, es el reflejo de la progresiva transgresión que va a implantarse durante el Beduliense. El contenido en carbonatos es muy elevado, aunque en los niveles margosos y areniscosos desciende (60%).

De más antiguo a más moderno, los distintos tipos petrográficos que se han diferenciado se indican a continuación. La distribución de los mismos, al igual que pasa el tramo G₁, se refleja en el gráfico de la Fig. 77.

Pelesparitas con Miliolidos.— Esta microfacies, tratada también en el apartado anterior, viene a representar el nexo de unión entre el tramo G₁ de carácter continental y el segundo episodio urgoniano. Sus características texturales ya han sido expuestas al considerar los tipos petrográficos del tramo G₁.

Biomicroritas con Dasycladáceas.— La característica fundamental es la presencia de una asociación de Dasycladáceas (Lám. XXIII, Fot. 2) con una escasa variedad de especies y entre las que el género *Salpingoporella* se encuentra muy bien representado. Cuando las algas son muy abundantes, los restantes organismos están muy mal representados ya que tan solo se asocian Miliolidos y Textularidae. Otros aloquímicos son poco frecuentes, existiendo en todo caso algunos pellets. El sedimento es de naturaleza micrítica.

Al igual que el tipo anterior, esta facies se localiza de forma repetida en el tránsito entre los dos tramos. Con frecuencia la abundancia de Dasycladáceas se hace mayor, hasta llegar a un nivel donde son extremadamente abundantes, para luego descender de nuevo el porcentaje de las mismas en niveles más modernos.

Biopelmicroritas con Orbitolinopsis y Rudistas.— Este tipo textural, caracteriza los bancos de coloración clara, con pequeños Rudistas. Sobre dichos bancos, tan solo en los sectores septentrionales aparecen intercalaciones periódicas del tramo G₁.

Los aloquímicos predominantes son los fósiles y pelotoides. Existe por lo general una amplia variedad de organismos, entre los que se encuentran diversas especies del

género *Orbitolinopsis*, Miliólidos, Textularidos, algas Dasycladáceas y raras *Palorbitolinas* y *Hoffatellas*, así como Rudistas. Los pellets y peletoides, en general, suelen agruparse constituyendo pequeños agregados; los intraclastos están casi ausentes.

Los granos de cuarzo entran en proporciones inferiores al 5%.

Calcarenitas bioclásticas y areniscas calcáreas.— Corresponden a bancos biostromales, bien estratificados, de potencia variable aunque escasa. En la base se intercalan a veces margas amarillentas con *Orbitolinas*.

Se puede por lo general distinguir toda una gama de calcarenitas desde abajo hacia arriba. En la parte inferior predominan las *Bioesparuditas* bioclásticas, constituidas por un gran acúmulo de *Palorbitolinas* con señales, a veces manifiestas, de rodamiento (como lo demuestran las estratificaciones cruzadas de gran escala que existen en los bancos; el recubrimiento de las *Orbitolinas* de una película carbonatada, o las señales de erosión en dichos organismos). Sobre todo si se trata de las partes más basales, son escasos el resto de los aloquímicos; tan solo existen algunos agregados de gran tamaño e intraclastos y agregados (Lám. XXIV, Fot. 3).

A medida que se sube en la serie hay un enriquecimiento en la variedad de organismos ya que, junto a *Orbitolinas*, se asocian lamelibranquios, fragmentos pequeños de Corales y agregados envueltos por algas encostrantes del tipo *Lithocodium-Bacinella* cuya abundancia puede ser importante (Lám. XXVII, Fot. 17). El contenido en cuarzo puede llegar al 15%.

De este modo se pasa a la facies calcarenítica de la construcción coralina propiamente dicha (Lám. XIX, Fot. 2). Las *Orbitolinas* son aquí escasas o incluso no están presentes; además, se trata de un sedimento rico en detritus coralina (Lám. XXIV, Fot. 4), en donde junto a los fragmentos de corales se encuentran lamelibranquios y tubos de Anélidos. El contenido en terrígenos es muy variable.

El techo de la colonia de Corales también está ramatado por un depósito de tipo bioclástico, con un contenido en terrígenos que puede llegar a formar areniscas. Con frecuencia vuelven a aparecer las *Orbitolinas*, aunque siempre en menor cantidad que en la parte basal; los fragmentos de lamelibranquios, de algas encostrantes y de tubos de Anélidos, son los bioclásticos más comunes.

Biolitito.— Es el tipo textural que corresponde a la construcción coralina s.str.. No suele revelar muchos datos de interés, ya que se presenta muy recristalizado, observándose al microscopio grandes cristales de calcita que difuminan por completo la estructura de los Pólipos. Con menos frecuencia la construcción se encuentra poco recristalizada, en cuyo caso es fácil observar como los Pólipos están "empastados" por un fino material detrítico de naturaleza bioclástica y por algas encostrantes. De todos modos es problemático diferenciar ciertos niveles calcareníticos ricos en Corales, de la construcción coralina propiamente dicha.

Biomicritas con *Toucasia* e *Iraquia*.— Se trata de una Biomicrita o Biopelmicrita con matriz parcialmente recristalizada, con *Iraquia*, Miliólidos, raras *Hoffatellas*, Rudistas y Gasterópodos. Paulatinamente hacia el techo se presenta un empobrecimiento de la fauna, quedando esta restringida a Rudistas, Miliólidos y raras *Iraquias*. La roca llega a ser entonces una Micrita con fósiles, en la que pueden aparecer *birdseyes* con desarrollo

de cemento de goteo.

En algunos cortes, como en Navalperal, entre las calizas con *Inaquia* se intercalan bancos de calizas intraclásticas y calizas con Caráceas. En el sector septentrional, estas intercalaciones son muy frecuentes a lo largo del Aptens inferior, siendo los tipos petrográficos de tales facies no marinas, en todo semejantes a los del tramo G₁.

En la mayor parte del sector central y en el meridional, la facies de calizas con *Inaquia* está muy poco desarrollada y su microfacies corresponde a niveles muy empobrecidos en fauna marina.

V.6.4. Ambientes sedimentarios

Con los datos expuestos en apartados anteriores, se pueden llevar a cabo la interpretación ambiental de los tramos estudiados. La distribución de los diversos medios queda reflejada en el gráfico esquemático de la figura 79.

V.6.4.1. Tramo G₁

La recopilación de los datos referentes a texturas y estructuras apuntan de forma evidente a una amplia llanura situada en la zona supramareal, dentro de la cual se desarrollaron distintos subambientes que dan lugar a los distintos tipos petrográficos.

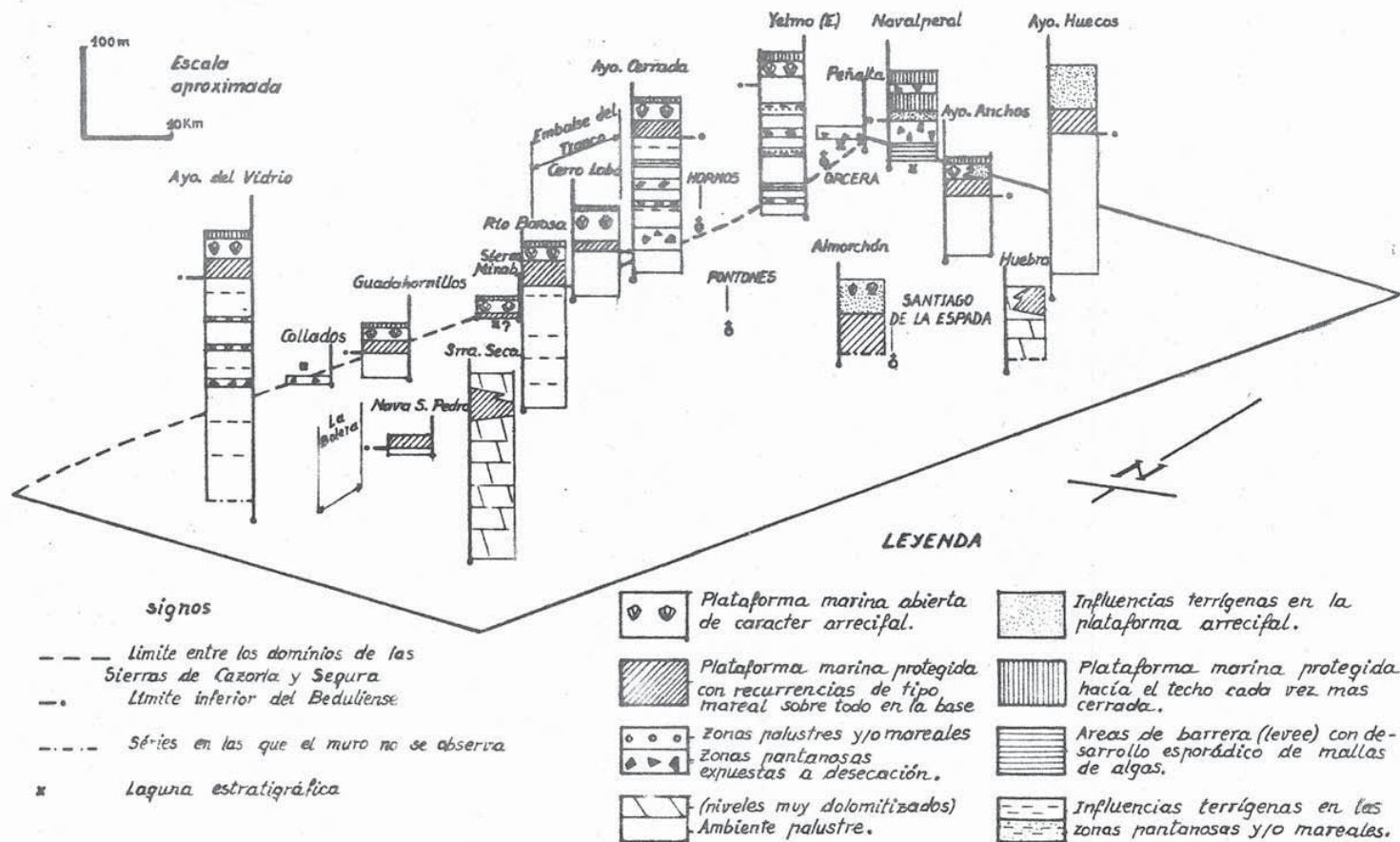
Las calizas con tallos y oogonios de Caráceas se formaron en zonas palustres (*marsh*) muy desarrolladas en la llanura supramareal y totalmente aisladas del mar ahierro. En ellas se producía, en determinadas épocas de lluvia, importantes concentraciones de agua dulce (similar a lo que ocurre en los *marsh* de las Bahamas, SHINN y otros 1969), que favorecería el desarrollo de las Caráceas y de los Gasterópodos lacustres. En otras ocasiones, el medio no sería apto para la vida de estos organismos originándose entonces un sedimento micrítico carente de fósiles y enriquecido muchas veces en materia orgánica. Este último se vería motivado por la acumulación de restos vegetales que crecerían en los alrededores.

En repetidas ocasiones, estas zonas pantanosas, poco profundas, debieron quedar desecadas, con lo que el sedimento permanecería expuesto a la interperie. Los niveles más superficiales del mismo, por acción de un clima cálido, se litificarían de forma precoz, desarrollando en principio estructuras de desecación por contracción del material expuesto (*prism cracks* y *sheet cracks*). En estados sucesivos, el sedimento consolidado llegaría a fracturarse, dando lugar a fragmentos carbonatados sueltos (intraclastos). Dichos intraclastos pueden permanecer "in situ" y quedar unidos por un tarro micrítico cuando de nuevo se vuelvan a instalar las zonas pantanosas. En ocasiones, el material aparece tan solo parcialmente endurecido y el nuevo sedimento micrítico viene a rellenar los huecos dejados en el anterior por actividad de los organismos perforantes y por las raíces. La acción de las raíces, junto a los procesos de desecación y humedecimiento repetidos, debieron ejercer una gran influencia en la formación de nódulos carbonatados (FREYET-1973).

Algunos niveles de calizas intraclásticas podrían haberse formado en los cana-

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LA DISTRIBUCION VERTICAL DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS
A LO LARGO DEL BARREMENSE - BASE DEL GARGASIENSE

Fig. 79



les mareales, por desplomes en las paredes de los mismos.

Los cantos carbonatados han podido en parte ser transportados, con la consiguiente erosión de los mismos y ser incorporados a un sedimento micrítico que se depositase en otras áreas, o bien quedar simplemente acumulado como detritus suelto. Dicho sedimento puede llegar a adquirir características similares a los depósitos de *beach-rocks*, que tienen lugar en ciertas playas actuales de clima cálido y en los que se desarrollan texturas del tipo *Keystone vugs* (DUNHAM-1970), como consecuencia de etapas de desecación y humedecimiento. En la Sierra del Segura, las áreas en las que tendrían lugar estos depósitos no estaban influenciadas por la costa, ya que los fragmentos no contienen organismos marinos; por el contrario, los cantos presentan restos de Caráceas y algas Cyanofíceas (ver Lám.XXIII, Fot.1).

En la zona supramareal también se depositaron los sedimentos laminados que componen otro tipo petrográfico característico del tramo G₁. La laminación puede estar originada por acción de las algas (mallas de algas) o bien corresponder a láminas micríticas que alternan con material detrítico carbonatado. Estas últimas están relacionadas con las eventuales llegadas del nivel del mar, que depositaría por decantación todas las partículas que se encuentran en suspensión en el agua (RCEHL 1967 y PASSERI y PIALLI-1973). La acción esporádica de tormentas, junto con la desecación, darían lugar a la formación de brechas carbonatadas planas erosionadas de los niveles infrayacentes (*flat pebble breccias*) ver Lám.XXI, Fot.2).

Los fenómenos que con frecuencia afectan a los sedimentos aquí tratados, tales como presencia de cemento de goteo (*dripstone cement*) y sedimento de tipo geopetal (*va-dose silt*), son pruebas a favor de una etapa diagenética temprana en medio subaéreo. Es probable que sobre tales sedimentos llegaran a formarse niveles de caliches bien desarrollados. Sin embargo nunca se han visto, probablemente por haber sido erosionados. Las características que aquí se encuentran pueden ser el resultado de la influencia del verdadero caliche sobre los niveles infrayacentes (BERNOLLI y WAGNER-1971), o bien corresponder a una etapa inmadura en el proceso de calichificaciones (ESTEBAN-1972 y 1974).

V.6.4.2. El segundo episodio urgoniano U₂

Como ya se ha dicho en repetidas ocasiones, el segundo episodio urgoniano va a depositarse como consecuencia de la transgresión que ocupa el Beduliense y cuyos inicios comienzan a materializarse en las facies intermareales con pellets y Miliolidos. No obstante, en gran parte del sector septentrional (Hoja de Orcera), la transgresión del Aptense inferior va a ser a menudo sofocada, a lo largo del desarrollo de la misma, por la implantación del régimen inter y supramareal, lo que se manifiesta en intercalaciones de calizas intraclásticas y con Caráceas entre las calizas marinas.

En el sector central y especialmente en el meridional la transgresión no va a ser interrumpida más que debilmente en los comienzos y postrimerías de la misma. Por ello, toda una gama de ambientes sedimentarios carbonatados se van a suceder hasta originarse lo que, a mi parecer, representa el máximo de la transgresión, es decir las facies de arrecifes coralinos.

La ocupación de la región por el mar se inicia con la implantación de una pla-

taforma de carácter restringido, aislada de la influencia terrígena, poco profunda, tranquila y donde la vida marina comienza a estar representada por Miliolidos, pequeños *Textularidae* y algas Dasycladáceas entre las que predominan el género *Salpingoponella*. Insisto una vez más en que a consecuencia de pequeñas fluctuaciones del nivel del mar, este ambiente puede desaparecer repetidas veces en cortos periodos de tiempo, a favor de otros no marinos y ya dados a conocer. Recuperado de nuevo el medio de plataforma, está comienza a ser muy propicia para la vida de las Dasycladáceas, llegando estas a alcanzar un máximo cuando las condiciones de tranquilidad del medio, luminosidad, temperatura etc, son óptimas.

La siguiente etapa viene representada por la conquista del medio por los pequeños Rudistas, abundantes *Orbitolinopsis* y raras *Palorbitolinas* y (*Choffatellas*) (la sedimentación tranquila sin influencias terrígenas no es propia para el desarrollo de estas dos formas). Los Rudistas (Requienidos en general) lejos de constituir verdaderos arrecifes (como ocurre con el ejemplo citado por GRIFFITH y otros 1969, en el Cretácico inferior del Sur de Tejas), se presentan inmersos en el barro carbonatado en el que se limitan a vivir, pero sin dar lugar a construcciones arrecifales (PASCAL-1974). En tales condiciones están presentes en amplias llanuras protegidas (WILSON-1975), en donde se despliega una gran variedad de representantes del género *Orbitolinopsis* y otros Orbitolinidos de pequeño ángulo apical.

El paso siguiente en la transgresión viene marcado por la implantación de un medio propicio para la eclosión de Orbitolinas más grandes y más aplanadas (*Palorbitolina* y *Praeorbitolina*) además de *Choffatellas*. En este momento la plataforma ha dejado de ser abrigada para pasar a ser una amplia zona abierta al mar y agitada en donde la sedimentación carbonatada y la terrígena se mezclan, dando lugar a margas arenosas e incluso arenas donde proliferan (sobre todo en aquellas) las mencionadas Orbitolinas y *Choffatellas* (ARNAUD-VANNEAU, 1975). Los niveles de margas arenosas se intercalan con otros de calcarenitas bioclásticas, que en la mayor parte de los sectores predominan con mucho sobre los primeros.

Estas arenas bioclásticas, cuyo material ha sido retrabajado, constituye la base sobre la que se asentará el edificio arrecifal de Corales. Hasta tal punto son importantes estas calcarenitas, que sin ellas no se desarrolla la colonia coralina; en efecto en los cortes en los que existe tan solo margas arenosas con Orbitolinas o bien los bancos calcareníticos están poco desarrollados, (corte de Navalperal, Arroyo de los Huecos) el arrecife no se encuentra.

La barra calcarenítica (biostromal) está formada no solo por Orbitolinas y *Choffatellas*, sino también por algas encostrantes (*Lithocodium aggregatum*) que constituyen casi la totalidad de los primeros niveles en los que aparecen los Corales y cuyo papel es el de recubrir y reforzar el armazón colonial.

Hacia el Beduliense superior, la Sierra del Segura constituía una vasta plataforma sometida a la sedimentación de los arrecifes de Corales. Estas condiciones, tan desarrolladas en el espacio, no lo estuvieron tanto en el tiempo ya que los arrecifes de Corales y las calcarenitas asociadas no suelen superar los 30 a 40 metros de potencia. Se han reconocido numerosos crecimientos "in situ", por lo general muy recristalizados, aunque también es frecuente encontrar los Corales algo removidos (Lám. XIX, Fot.2). El detritus arrecifal, junto con apartes terrígenos, se reparte de forma irregular en muchos episodios de la sedimentación arrecifal, pero siempre está presente

al final de la misma. En este momento la sedimentación terrígena se hace sentir, dando lugar a biocalcarenitas muy terrígenas, areniscas y niveles de arenas muy cuersosas. Es probable que estas últimas pusieran fin a la vida de la colonia.

A partir de aquí, se da paso al depósito de un barro carbonatado originado en una plataforma tranquila en la que se desarrolla el biotopo de *Inaquia*. Los dos cortes que me han permitido hacer un mejor estudio de estos materiales son, el de Navalperal y el del Este del Yelmo. En los dos, los primeros bancos se presentan con abundantes Rudistas (*Toucasia*) decreciendo la abundancia de los mismos hacia niveles superiores los cuales llegan a estar constituidos, casi de modo exclusivo, por Miliolidos. Pero además, en el corte de Navalperal aparecen numerosas intercalaciones de calizas intraclásticas y micritas similares a los tipos del tramo G₁. Es frecuente encontrar niveles de calizas fenestrales hacia el techo, además de pequeñas intercalaciones terrígenas. En estos bancos las *Inaquias* son menos frecuentes; a pesar de todo, debieron tener una gran capacidad de adaptación a los medios restringidos, pues se han llegado a encontrar, aunque escasas, en los estratos con textura fenestral.

En los sectores centrales y meridionales llama la atención el pequeño e incluso nulo desarrollo de la facies con *Inaquia*. La explicación puede estar en que el ciclo sedimentario que se presenta en estos apartados y que queda fosilizado por los depósitos con pisolitos ferruginosos del Gargasiense inferior, termine o casi termine en muchos sectores antes de la implantación de las calizas con *Inaquia*. Otra interpretación es que dichas calizas se erosionen parcialmente; dicha erosión tendría lugar antes del depósito de los materiales ferruginosos que representan el paleosuelo desarrollado en el Gargasiense inferior.

V.6.5. Resumen y Conclusiones.

El Barremense-Aptense inferior corresponde en la Sierra del Segura a una formación de carácter esencialmente carbonatado, que en las partes más externas del sector septentrional (cortes de Peñalta, cercanías de Segura de la Sierra y Navalperal), se dispone directamente sobre dolomías del Kimmeridgense medio.

Durante este tiempo, la sedimentación debió extenderse hacia áreas más occidentales de las que hoy aparecen rocas, aunque tales materiales fueron barridos de dichas áreas a causa de una etapa de erosión que, de acuerdo con la hipótesis que propongo, se localizaría en el Gargasiense inferior, inmediatamente por encima de la biozona de *I. simplex*.

La formación considerada para el Barremense-Aptense inferior, corresponde a un ciclo sedimentario que comienza siendo de carácter continental en el Barremense y continúa durante la transgresión del Beduliense con el depósito de materiales en general marinos, pero con ciertas excepciones. Ello ha dado pie a dividir la formación en dos tramos; uno inferior G₁ y otro superior U₂ o segundo episodio urgoniano.

El tramo G₁..- Corresponde al conjunto de materiales de edad Barremense de carácter no marino. Toda una variedad de tipos petrográficos asociados (calizas intraclásticas, calizas laminadas, biomicritas con Ceráceas y niveles con Oncolitos), ponen en evidencia que el depósito de tales materiales se llevó a cabo en distintos subambientes de la zona supramareal, con frecuentes y repetidas exposiciones del sedimento a la interperie. En contadas ocasiones (niveles con *Orbitolinopsis capuensis* y tránsito a las facies del segundo episo-

dio urgoniano), el ambiente presenta una débil relación con la plataforma marina.

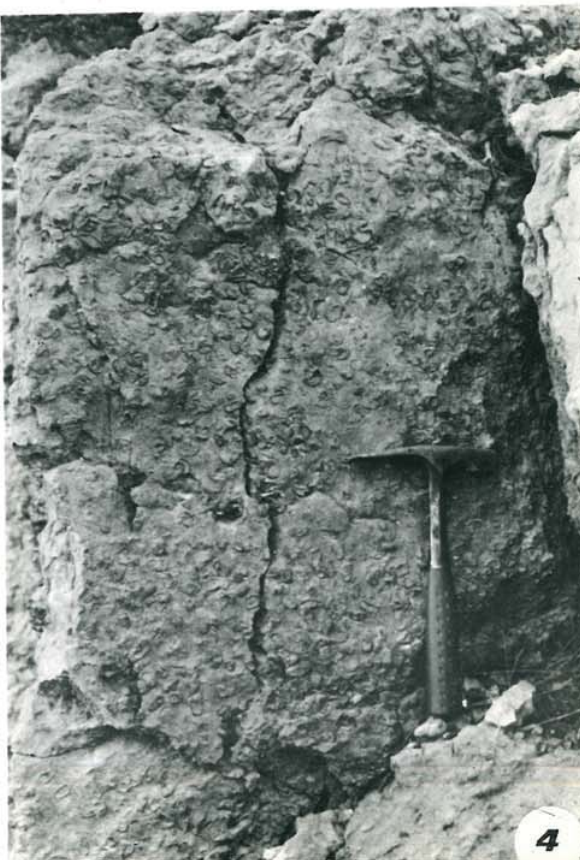
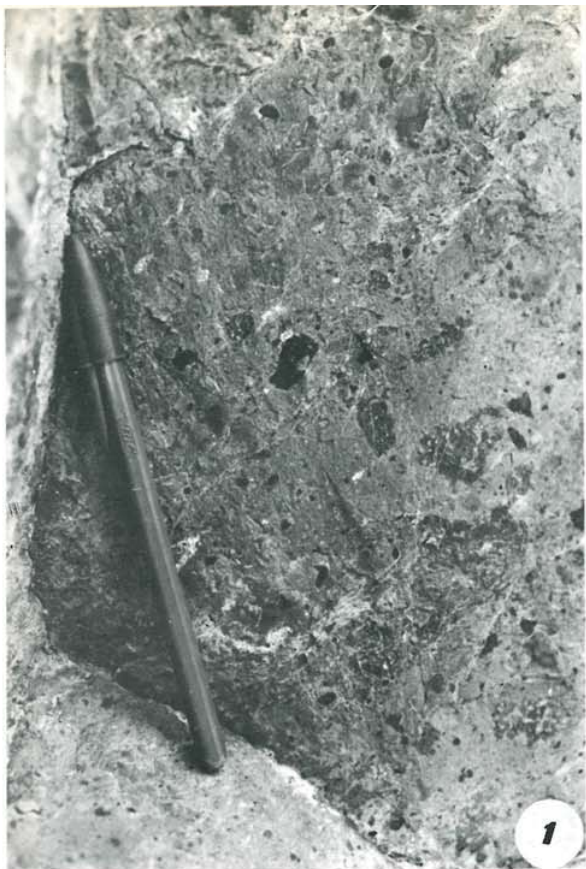
La potencia de tales sedimentos, muy variable, alcanza sus máximos valores en la Hoja de Orcera, partes noroccidentales de la de Santiago de la Espada y en el SE de la sierra del Pozo (de 250 a 350 metros).

El segundo episodio urgoniano.— Los materiales que componen el segundo episodio urgoniano (U_2) están constituidos por calizas en las que, en muchos casos, se puede seguir de modo ideal toda una evolución de facies que vienen a confirmar la progresiva instalación del régimen marino. Dichas facies corresponden de abajo a arriba a: calizas con Miliolidos y Dasycladáceas, calizas con Rudistas y Orbitolínidos puntiagudos, calcarenitas con Orbitolinas anchas, arrecife de Corales y areniscas calcáreas y por último, como inicio de la regresión, calizas con Rudistas e *Inaquia*.

Este ciclo sedimentario marino ideal queda con frecuencia interrumpido por recurrencias de Calizas de Caráceas intraclásticas, en los extremos del mismo. Los cortes y observaciones llevados a cabo en sectores de la Hoja de Orcera, tales como el corte de la sierra del Agua, corte de cortijo Cano, observaciones en la pista Segura de la Sierra-río Madera, etc) ponen de manifiesto que dichas recurrencias no marinas durante el Aptense inferior son tan frecuentes, que la secuencia marina ideal no puede establecerse. Las numerosas intercalaciones de calizas intraclásticas y calizas con Caráceas entre las de *Orbitolopsis praesimplex* e *Inaquia simplex*, vienen a estar de acuerdo con los hechos observados por FOURCADE y JEREZ-MIR (1973) más al Este en el sector de Peñarrubia.

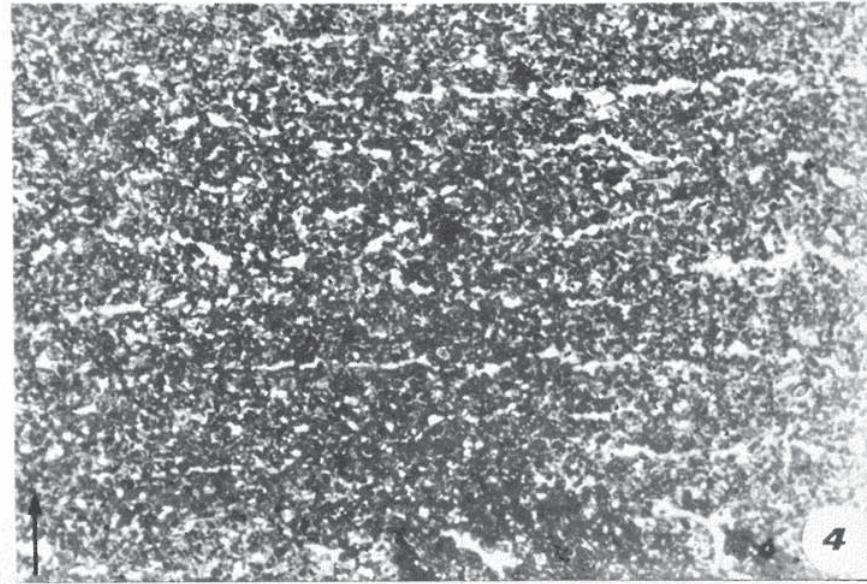
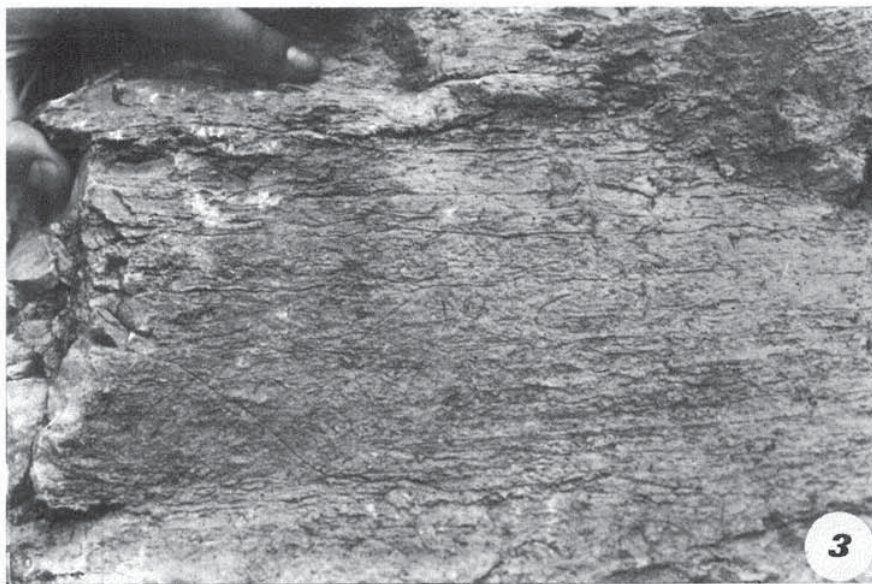
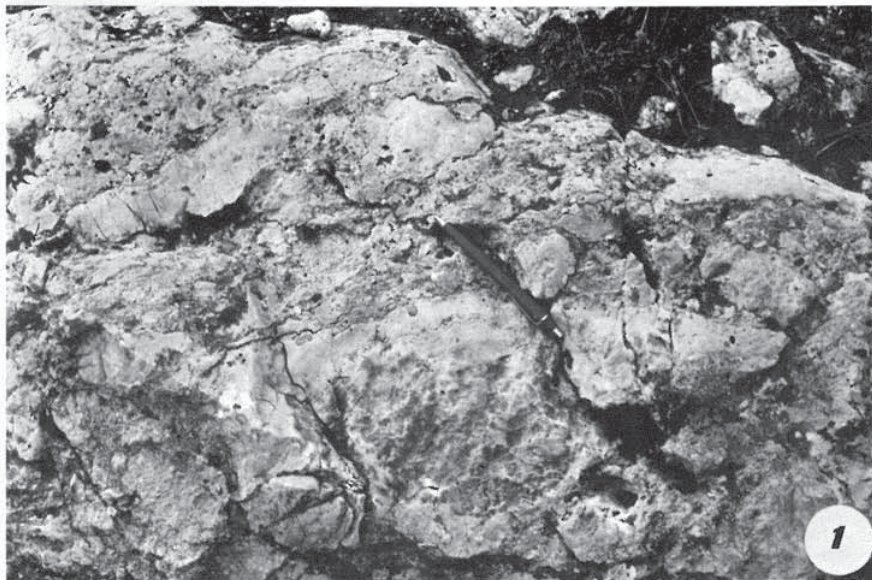
LAMINA XVIII

- 1 y 2.- Niveles de calizas intraclásticas (facies de "cailloux noirs"). Los intraclastos oscuros e incluso negros, deben su coloración al contenido en materia orgánica. Van asociados lechos de lignito (Foto nº2). Tramo G₁. Ambiente de tipo palustre. Barremense. Corte de Navalperal.
- 3.- Nivel de calizas del Tramo G₁ constituido por una parte inferior con laminación de naturaleza inorgánica y otra superior de carácter intraclástico. La lupa se sitúa en el contacto entre ambas que es ligeramente erosivo. Barremense. Corte de Navalperal.
- 4.- Detalle de un estrato de calizas con Rudistas (*Toucasia*). Lo habitual es que estos organismos no lleguen a formar verdaderas construcciones arrecifales, sino que más bien se limiten a vivir inmersos en el barro carbonatado. Tránsito Beduliense-Gargasiense (biozona de *I. simplex*). Tramo U₂, parte terminal. Navalperal.



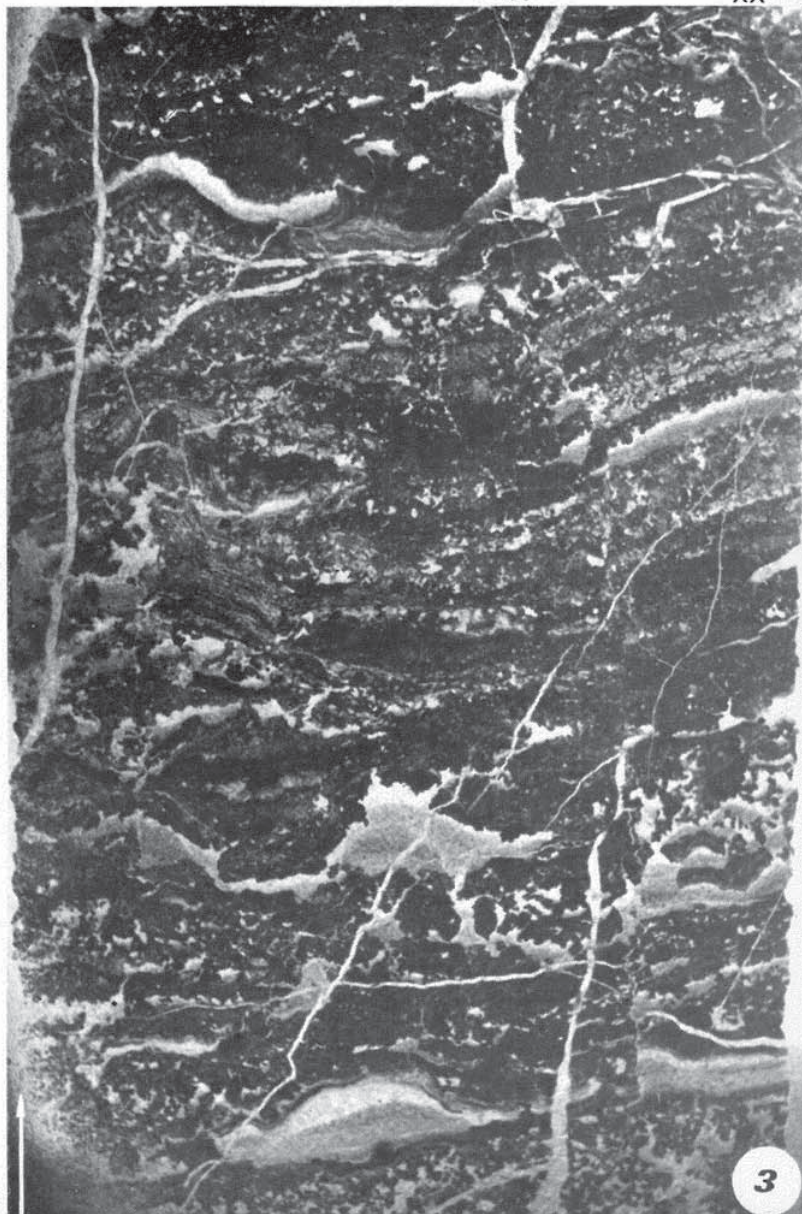
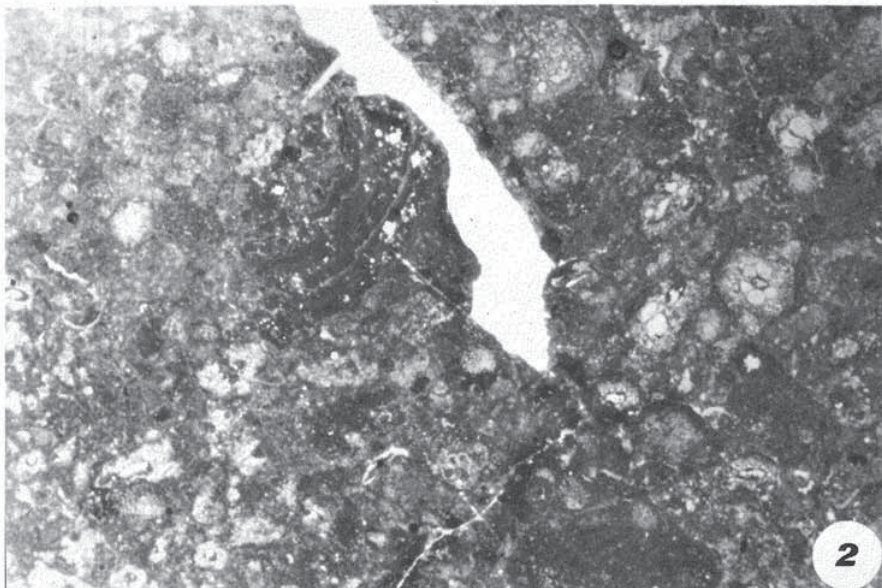
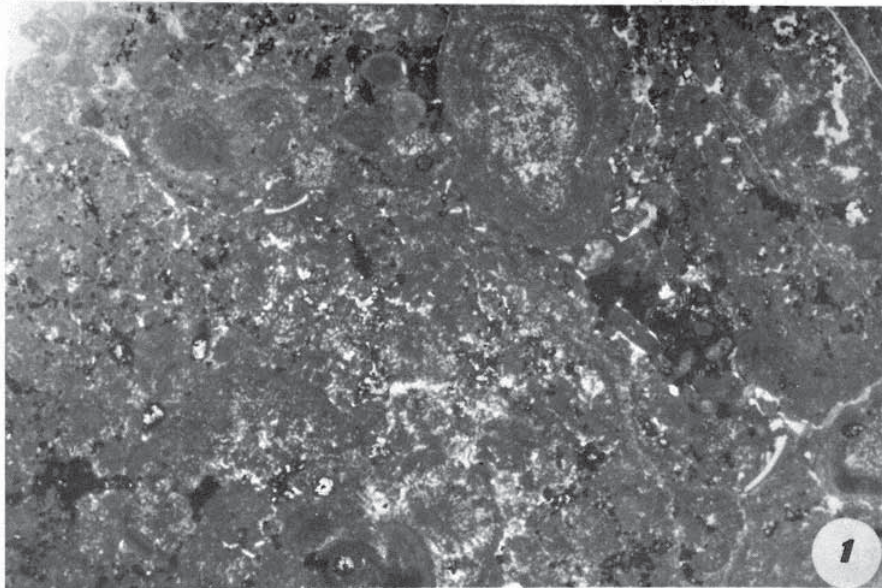
LAMINA XIX

- 1.- Detalle de un nivel arrecifal con *Coccales* en posición de vida. Tramo U₁. Hauteriviense superior-Barremense basal. Cortijo de la Fuente del Charco.
- 2.- Vista de conjunto de las facies arrecifales del Beduliense superior (Tramo U₂). La parte inferior corresponde a un banco de calcarenitas bioclásticas con *Palorbitolina*² *lenticularis* que constituyen el asiento de la construcción coralina (parte superior) y que en este caso se presenta algo removilizada. Ladera oriental del Yelmo (pista forestal río Madera - Hornos).
- 3.- Nivel de calizas laminadas por *birdseyes* aplanados, paralelos a la estratificación. Barremense-Aptense inferior. Tramo G₁. Pista de Pontones-Hornos. Ambiente intermareal.
- 4.- Microfacies correspondiente al nivel anterior formada por *Pelmicrita* con fósiles (Miliolidos y pequeños *Textularidae*) con desarrollo de textura "fenestral" (*birdseyes*) paralela a la estratificación. (X 8).



LAMINA XX

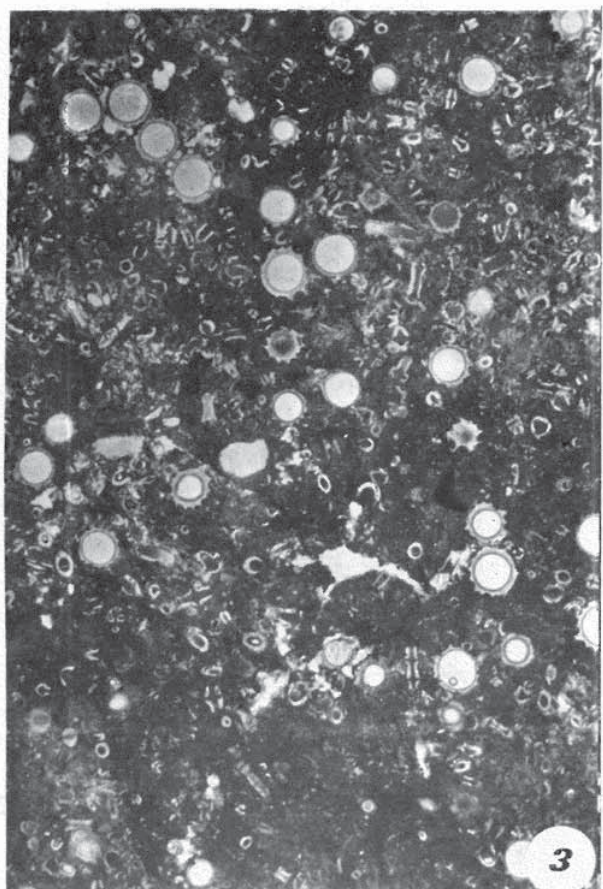
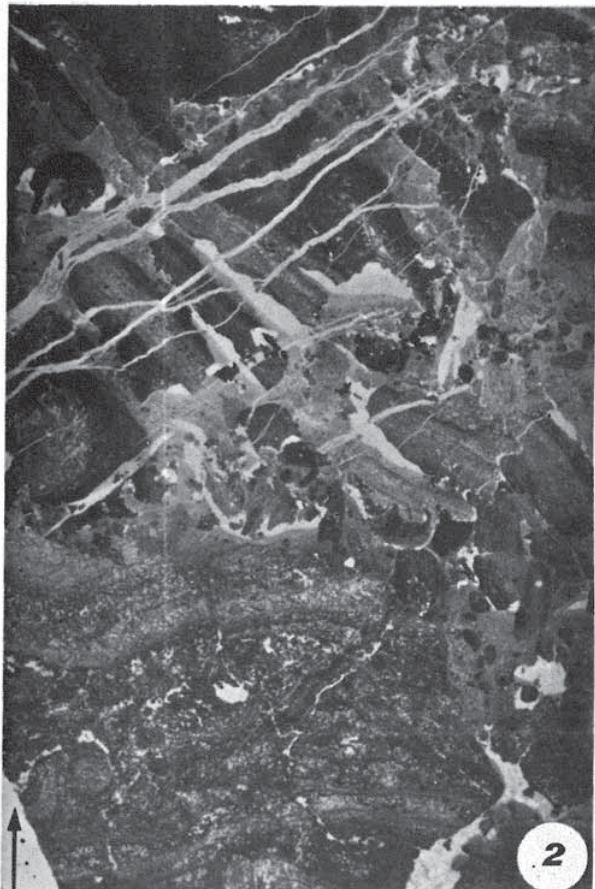
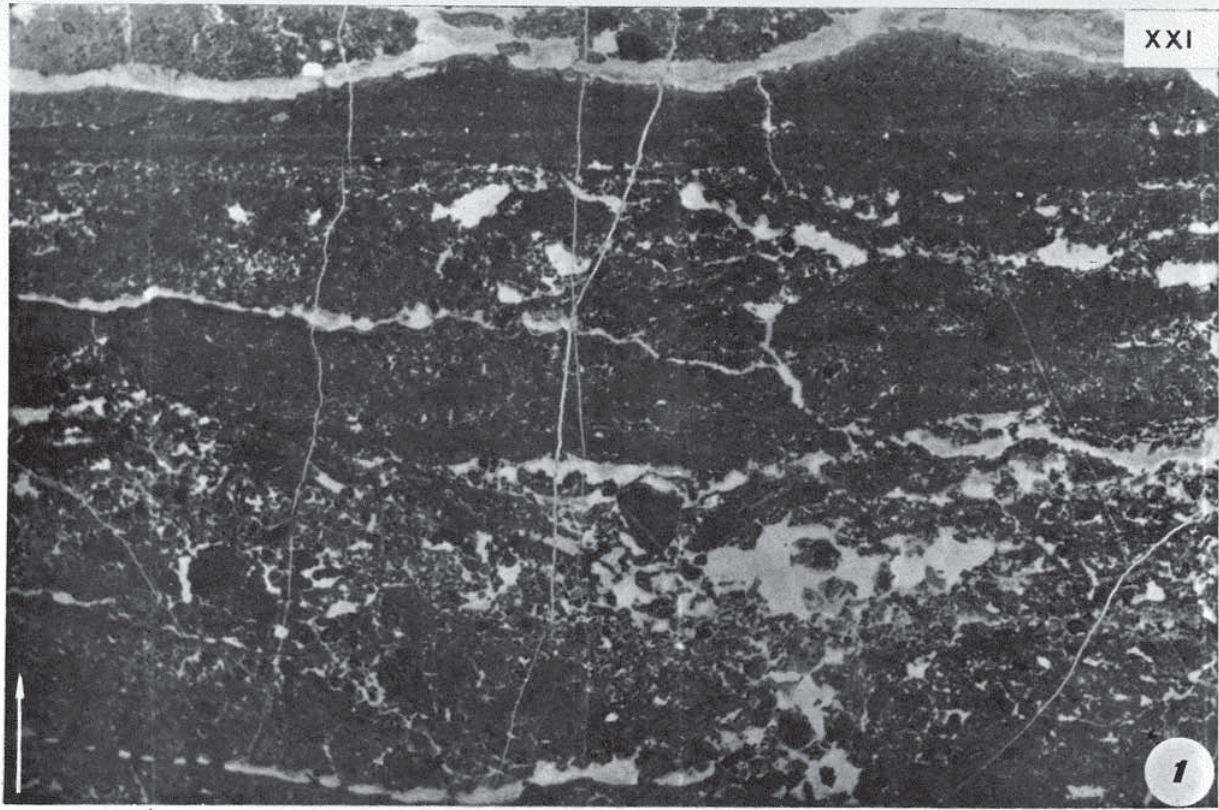
- 1.- Caliza con oncolitos. Se reconocen con frecuencia las fibras e tubos de las algas Cyanofíceas. Nivel de 35 cm. de espesor intercalado entre las calizas con Caraceas. Tramo G. Barremense. Arroyo del Vidrio (ladera SE de la sierra del Pozo). (X 6).
- 2.- Biomicrita con abundantes tallos de Caraceas y fragmentos de oncolitos. Sierra del Agua (NE de la Hoja de Orcera). Facies palustre. Barremense-Aptense inferior. (X 7,5).
- 3.- Microfacies correspondiente a un nivel laminado. Las láminas, de naturaleza peletoidal, alternan esporádicamente (parte central) con otras originadas por acción de las algas Cyanofíceas. Existencia de fenómenos de desecación (*sheet cracks*) y gran desarrollo de textura "fenestral". Presencia de cemento de goteo (*dripstone cement*), especialmente desarrollado en las partes superiores de los huecos, y relleno "geopetal" (*vadose silt*). Barremense. Pista de Pontones-Hornos. (X 5).



LAMINA XXI

- 1.- Microfacies perteneciente a un nivel de calizas laminadas. Alternan lechos de naturaleza micrítica con otros constituídos por peletoides e intraclas-
tos. En estos se desarrolla una porosidad primaria de tipo *keystone vugs*.
Existencia de estructuras de desecación (*sheet cracks*) y de fenómenos de
diagénesis temprana (cemento de goteo-*Dripstone cements*), así como des-
plomes sin-dimentárics (parte inferior central). Ambiente supramareal.
Preparación tallada en el nivel de la Lám.XVIII, Fot.3. Navalperal. (x5).
- 2.- Parte inferior de la preparación, laminada por acción de las algas Cyano-
fíceas. En la parte superior se presentan fenómenos similares a las estruc-
turas de tipo antifórme; por colapso de las mismas, se originan brechas
intraformacionales (*flat pebble breccias*).

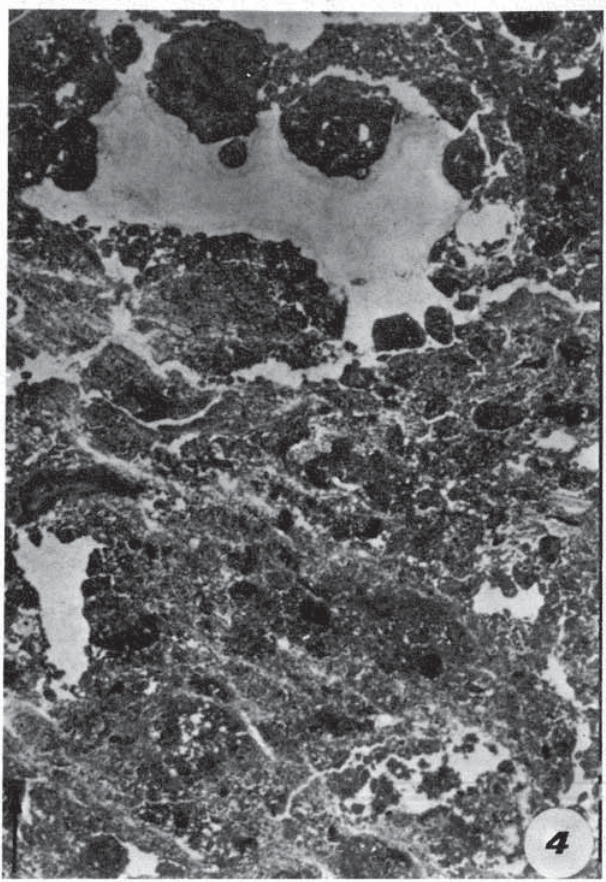
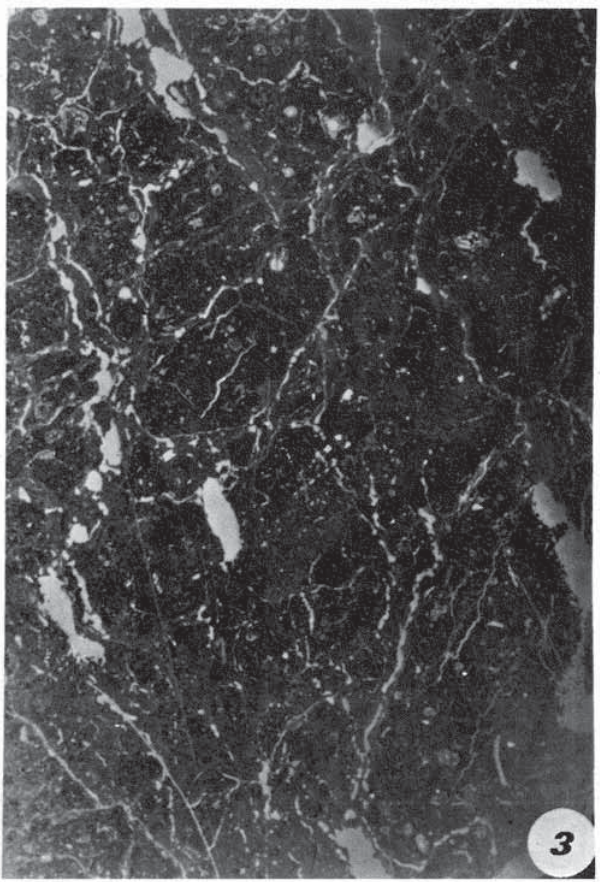
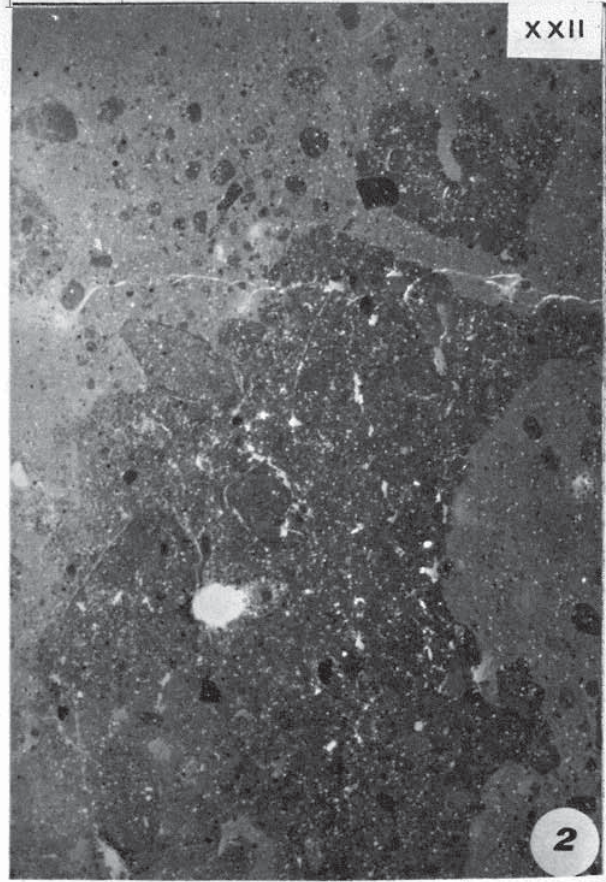
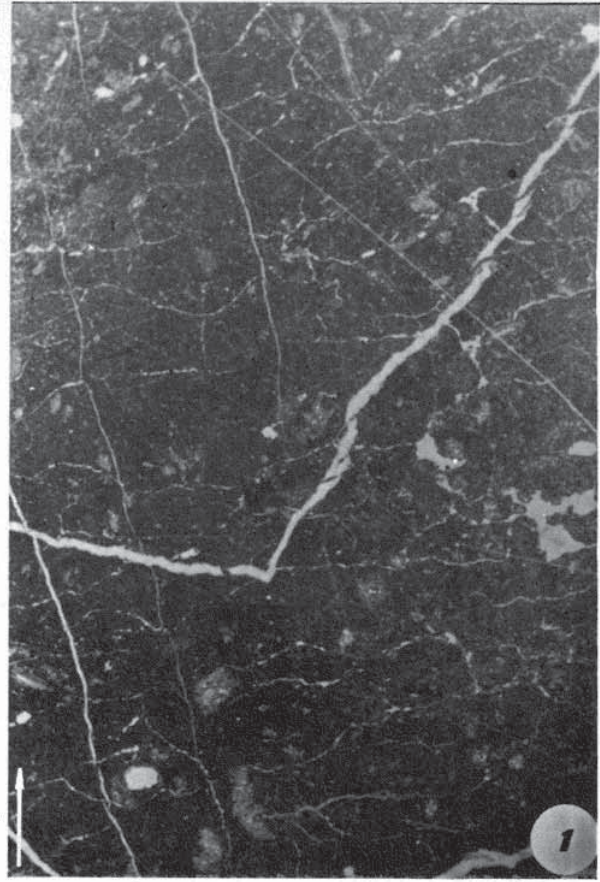
Observe la existencia de un depósito geopetal anterior, en parte, a
la etapa de deformación y colapso, y en parte sin-genético con la primera.
Ambiente supramareal. Pista de Segura de la Sierra a río Madera. Aptense.
(x3,5).
- 3.- Biomicrita con abundantes Oogonios de Caraceas (*Atopochana trivolvris*) y
Murienia baconica DEECK. Peñalta. Ambiente palustre. Barremense-Aptense.
(x9).



LAMINA XXII

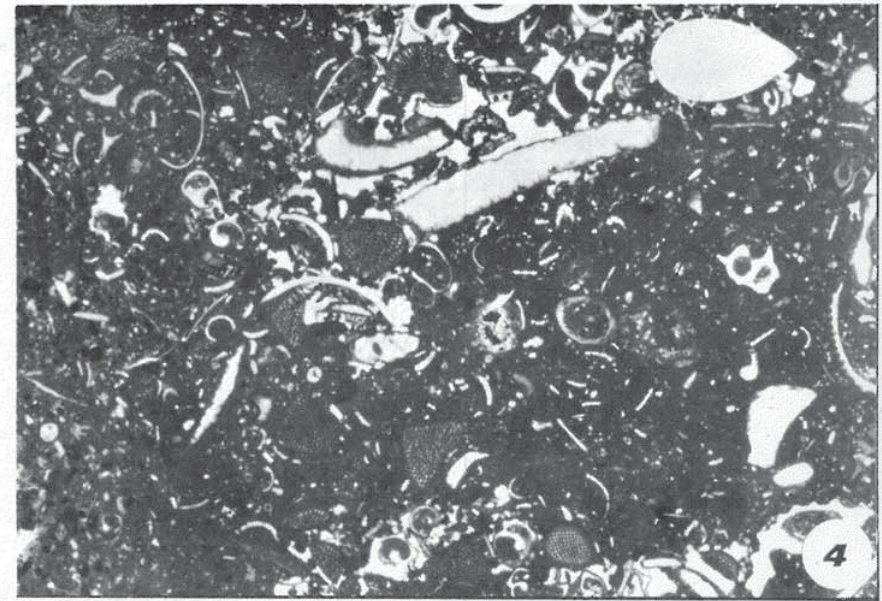
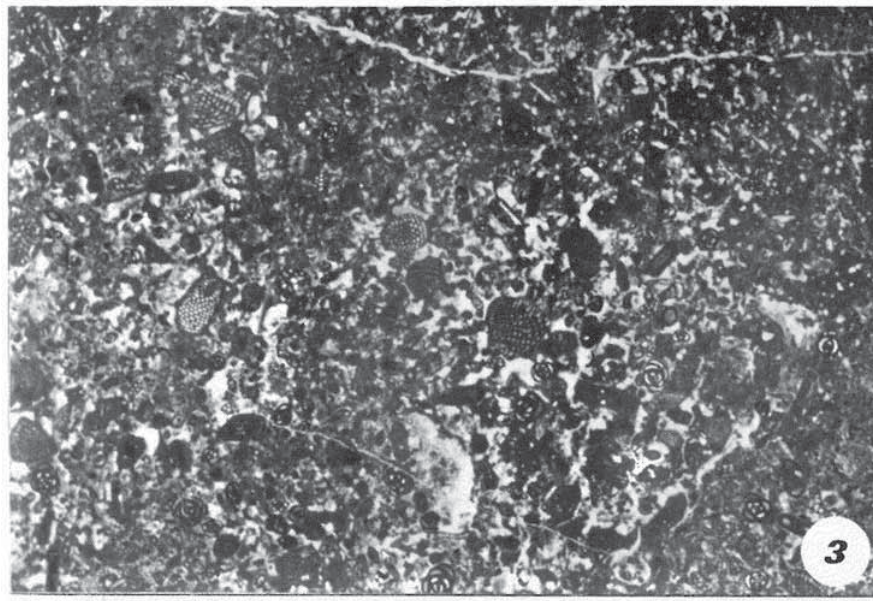
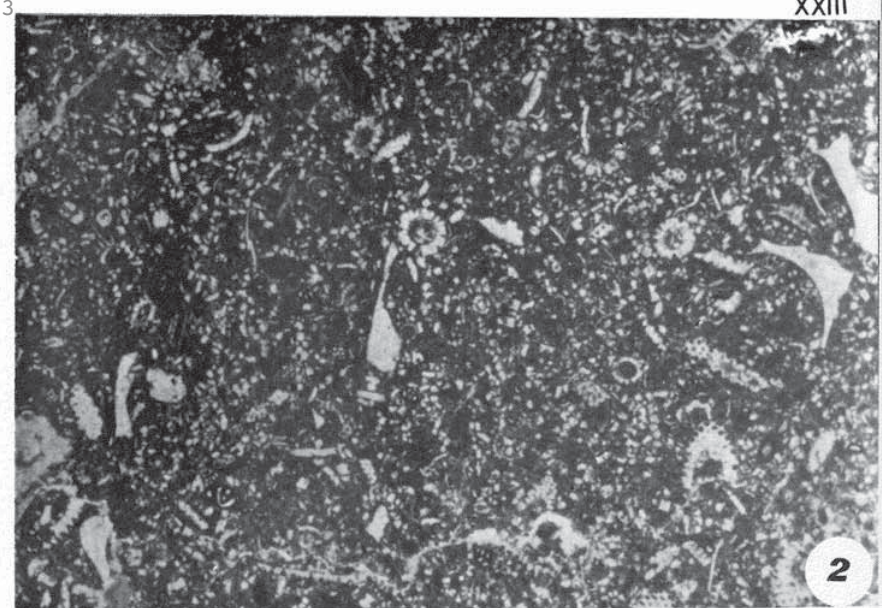
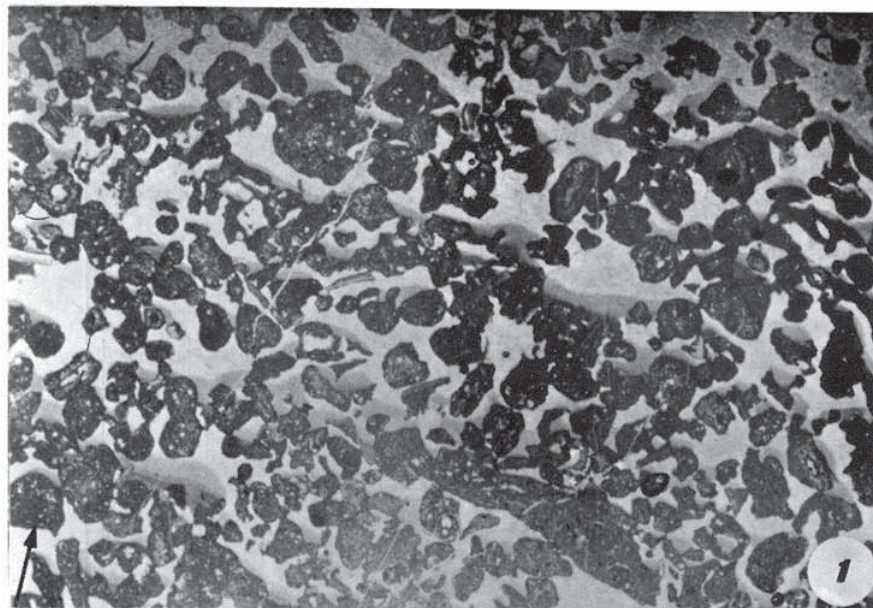
Calizas intraclásticas (facies de "cailloux noirs"). Para mayor detalle ver en el texto el apartado V.6.3.1.

- 1.- Micrita sin fósiles, con desarrollo de fenómenos de desecación (*prism cracks*) originados por contracción del sedimento al quedar expuesto a la interperie. Este tipo textural podría corresponder a un estado inicial (paso primero) en la formación de los intraclastos. Barremense-Aptense inferior. Yelmo oriental. Muestra Y- α . (x9).
- 2.- Intramicrorrudita. Observense distintos tipos de intraclastos originados en diferentes etapas. La existencia de intraclastos con formas irregulares, pone de manifiesto que el material micrítico que los compone (gris oscuro en este caso), no estaría totalmente consolidado. Yelmo oriental. Muestra Y-3. Barremense. (x4).
- 3.- Intramicrorrudita. Observense la distinta naturaleza de la micrita que compone los cantos y la matriz. La primera se trata de una micrita con Caráceas, mientras que la segunda es azoica y con desarrollo de textura "fenestral". Este tipo de microfacies es muy similar a los presentados por FREYTET (1973). Barremense Aptense. Muestra AD-LG-600. (x5).
- 4.- Intramicrorrudita parcialmente recristalizada. Este tipo es identificable con la textura moteada originada por reemplazamiento de calcita según una compleja red de canales. ESTEBAN (1972 y 1973) considera este proceso característico de los fenómenos originados en la zona de aireación (*vadose zone*) y de los caliches. Observense además la existencia de cemento de goteo (*dripstone cements*). Barremense Aptense. Cortijo de Cano. Muestra AB-LG.751. (x8).



LAMINA XXIII

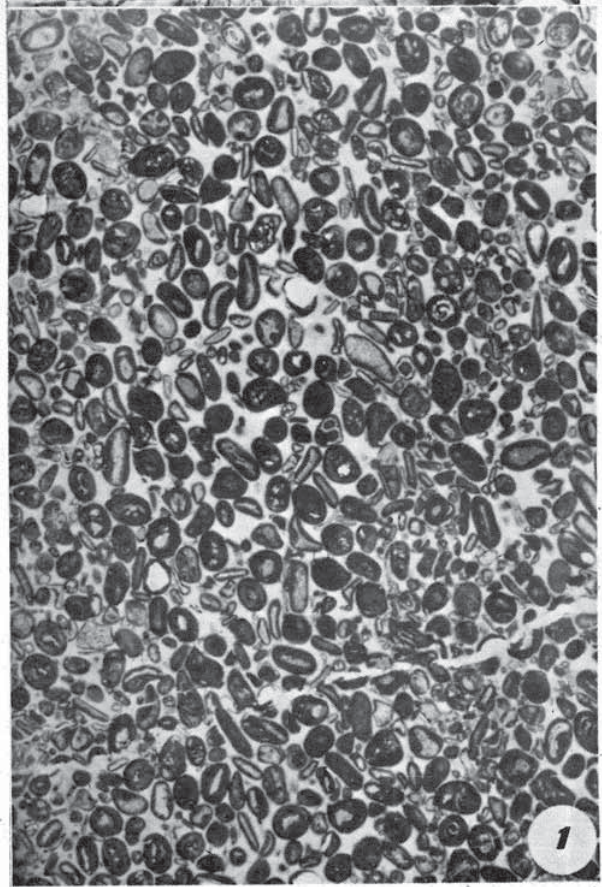
- 1.- Intraesparrudita. La porosidad primaria está muy desarrollada (textura de tipo *keystone vugs*). Los cantos presentan numerosos tallos de Caraceas y algas Cyanofíceas. Existencia de dos tipos de depósito "geopetal" (*vadose silt*), separados por una lámina de cemento de goteo (ángulo inferior izquierdo). Barremense Aptense. Ambiente de llanura supramareal. Corte de cortijo Cano. Muestra 48. (X 6).
- 2.- Biomicrita con abundantes Dasycladaceas (*Salpingoporella muehlbergii* y *S. melitae*). Se asocian algunos Miliolidos. Facies propia de una plataforma marina protegida. Base del Beduliense. Arroyo de los Anchos. Muestra AB-LG 555. (X 8).
- 3.- Biopelmicrita con matriz en gran parte recristalizada. *Orbitolinopsis praesimplex*, Miliolido sp y Textularidae. Tramo U₂. Facies marina protegida. Corte de Navaltornillo. Muestra NT-6. (X 8).
- 4.- Biomicrita con recristalización parcial. *Inaquia simplex*, secciones de Rudistas y Gasterópodos. Tránsito Beduliense-Gargasiense. Facies de plataforma marina protegida. Tramo U₂. Corte de Navalperal. Muestra AD-LG-665. (X 6).



LAMINA XXIV

Facies de caracter arrecifal. (Tramos U_1 y U_2).

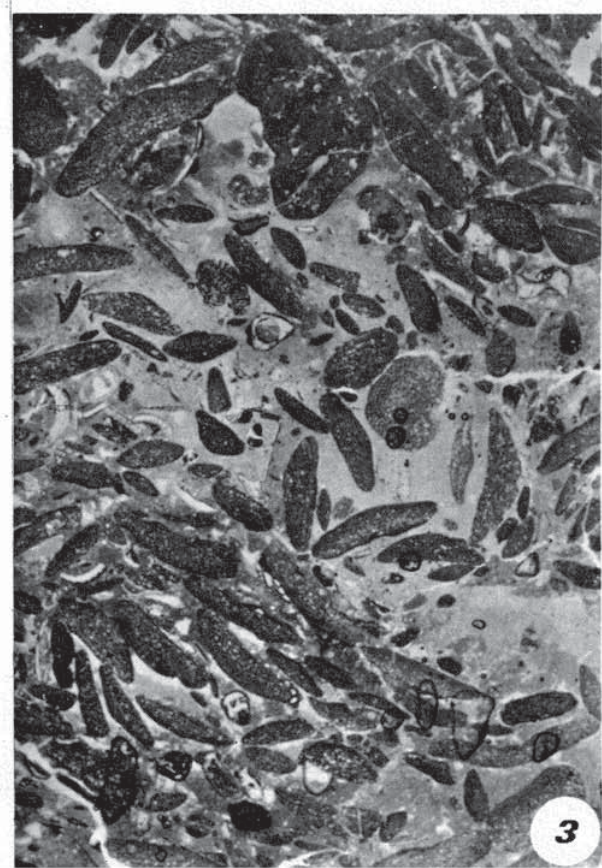
- 1.- Doesparita. La mayoría de los oolitos se originan en torno a bioclastos (fragmentos de Lamelibranquios). Estos niveles estan estrechamente relacionados con la construcción arrecifal y suelen constituir el asiento de la misma. Hauteriviense superior-Barremense inferior (primer episodio urgoniano. U_1). Cortijo de la fuente del Charco. (x7).
- 2.- Calcarenita a calcirrudita bioclástica. Entre ellos se cuentan fragmentos de Corales, secciones de Serpúlidos y Lamelibranquios, además de algas encostrantes (*Lithocodium-Pacinella*). Microfacies propia de los niveles formados por detritus arrecifal. Tramo U_1 . Corte de Archites-Cerro Lobo. (x4).
- 3.- Bioesparrudita. Los fósiles suelen presentar señales de rodamiento. Los numerosos *Orbitolinidos* corresponden a *Palorbitolina lenticularis* (BLUMEN.), a los que se asocian casi siempre (*Hoffatella decipiens* SCHLUMB. y *Neotrocholina freiburgensis* GUILLET y REICH.). Microfacies perteneciente a los niveles sobre los que se levanta el bioherme. Medio marino somero y agitado. Beduliense superior. Tramo U_2 . Arroyo de los Anchos. (x7).
- 4.- Biocalcarenita a biocalcirrudita constituida por fragmentos de Corales, secciones de Serpúlidos y de Lamelibranquios. Es frecuente encontrar granos de cuarzo tamaño arena. Beduliense superior. Tramo U_2 . Corte de Archites-Cerro Lobo. (x6).



1



2



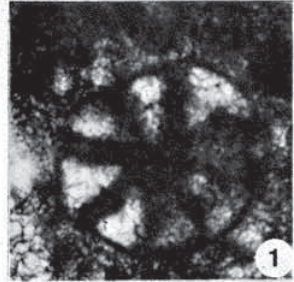
3



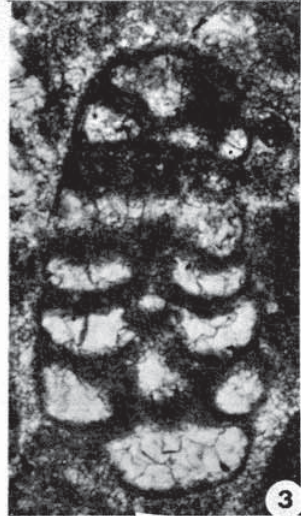
4

LAMINA XXV

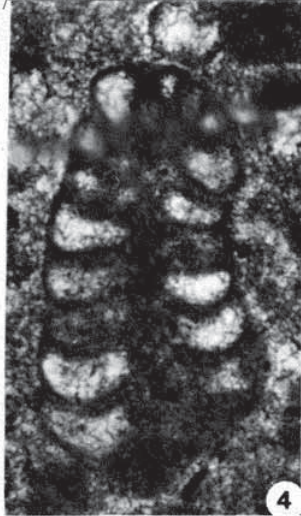
- 1, 3-5.- *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO). 1). Corte transverso. 3, 4 y 5. Cortes subaxiales. Barremense. Arroyo de Guazalmanco y ladera Norte del arroyo de la Cerrada. (x160).
- 2, 6-8.- *Orbitolinopsis kiliari* (PREVER). 2). Detalle del aparato embrionario (x160). 6 y 8. Cortes subaxiales, 7). Corte transverso. (x35). Beduliense inferior. Séries de Navaltornillo y Arroyo de los Anchos.
- 10 y 11.- Cortes ecuatoriales de posible. *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAULT y VILA. Archites-Cerro Lobo y rio Borosa. (x38). Barremense-Aptense.
- 9.- *Orbitolinoid* indiferenciado. Corte axial. Arroyo de los Anchos. Beduliense. (x38).
- 12.- *Sabaudia minuta* (HOFKER). Corte axial. Sierra del Agua. (x 160).
- 13 y 14.- *Orbitolinopsis* gr. *flandrini* DIENI, MASSARI y MOULLADE. Cortes transverso y axial respectivamente. Beduliense inferior. Navaltornillo. (x 38).
- 15 y 16.- *Orbitolinopsis buccifer* ARNAUD-VANEAU y TRIEULOY. 15). Corte axial, 16). Corte oblicuo casi transverso. Beduliense inferior. Arroyo de los Anchos y fuente del Charco. (x28).
- 17.- *Pseudocyclamina* sp.. Corte axial. (x 32). Navaltornillo.
- 18 y 19.- *Pseudolituonella* sp.. Cortes longitudinales. Cercanías de la Nava de San Pedro. Beduliense. (x 38 y 30 respectivamente).
- 20.- Foraminifero indiferenciado. Corte longitudinal. Arroyo de los Anchos. (x30).
- 21 y 22.- *Ureolina hersoni* DALBIEZ. Cortes longitudinales axiales y tangencial. Beduliense. Arroyo del Vidrio y rio Borosa respectivamente. (x 38).
- 23.- Foraminifero incrustante. Beduliense superior. Arroyo de la Cerrada. (x38).



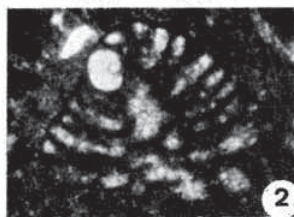
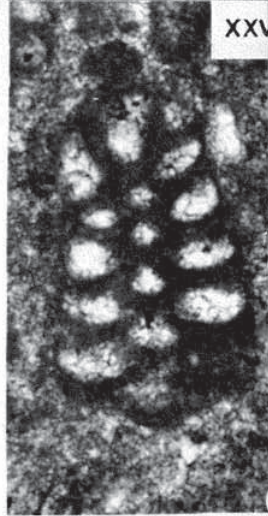
1



3



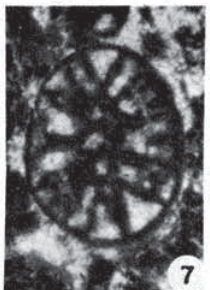
4



2



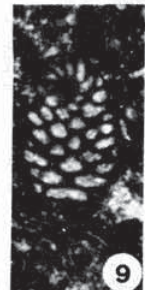
6



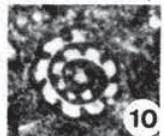
7



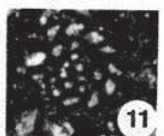
8



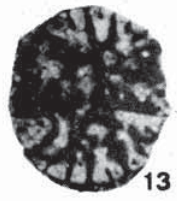
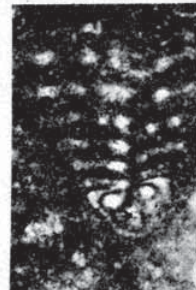
9



10



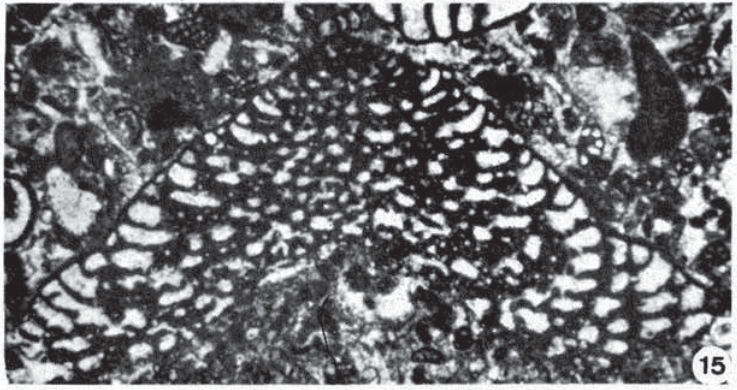
11



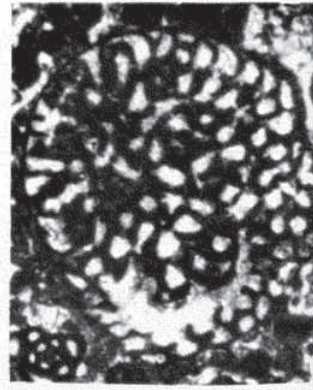
13



14



15



17



18



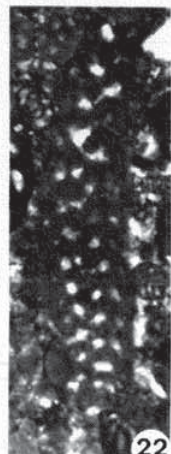
19



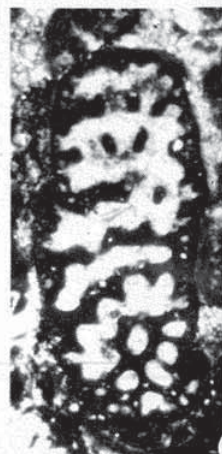
20



21

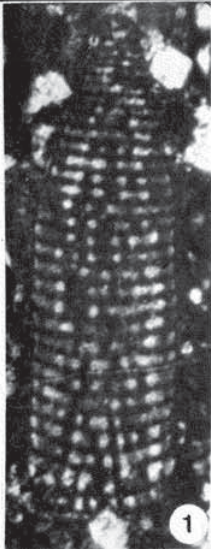


22

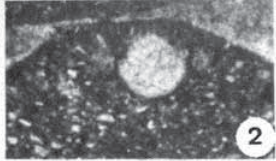


LAMINA XXVI

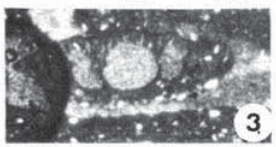
- 1.-*Paracoskirolina sunnilandensis elongata* (MOULLADE). Corte subaxial. Beduliense. Río Borosa. (x38).
- 2, 3 y 7.-*Palorbitolina lenticularis* (BLUMBMB.). 2 y 3. Cortes axiales. 7). Corte transverso a la altura del embrión. Arroyo de los Anchos y de los Huecos.
- 4 y 5.-*Praeorbitolina conmyi-wienandsi*. Beduliense. Cortes axiales. Arroyo de los Anchos y de los Huecos. (x 160 y 120 respectivamente).
- 8.-*Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* SCHROEDER. Corte axial. Beduliense superior. Arroyo de los Anchos.
- 9.-*Miliolido* sp.. Forma próxima a *Masilina* (x 38).
- 10 y 11.-*Paracoskirolina sunnilandensis* (MAYNC). 10). Corte subaxial, 11). Corte transverso. Beduliense inferior. Arroyos de Guadahornillos y Guazalamanco.
- 12.- *Dictyoconus* n. sp. in MAYNC (1955). Corte subaxial. Beduliense inferior. Navaltornillo.
- 6, 13 y 14.- *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER. Corte subaxial (Navaltornillo), (x38). 13). Corte ecuatorial (Arroyo de los Huecos, x28), 14). Corte tangencial a subecuatorial mostrando el retículo subepidérmico. (Arroyo de los Huecos, x28).
- 15.- *Lituolido* indiferenciado. Navaltornillo. (x35).
- 16.- *Lituolido* próximo a *Pseudochoffatella* (x30). Beduliense. Arroyo de los Anchos.



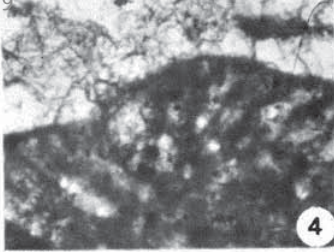
1



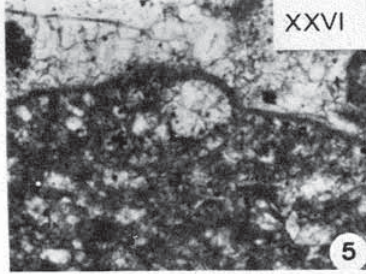
2



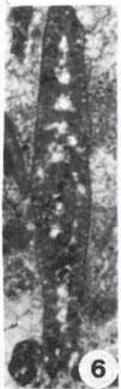
3



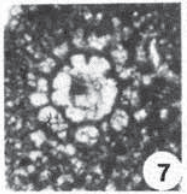
4



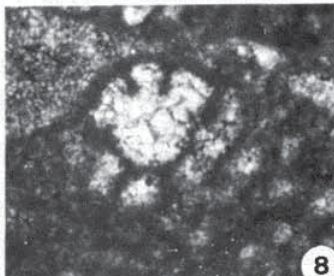
5



6



7



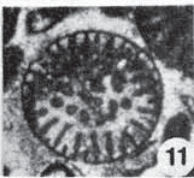
8



10



9



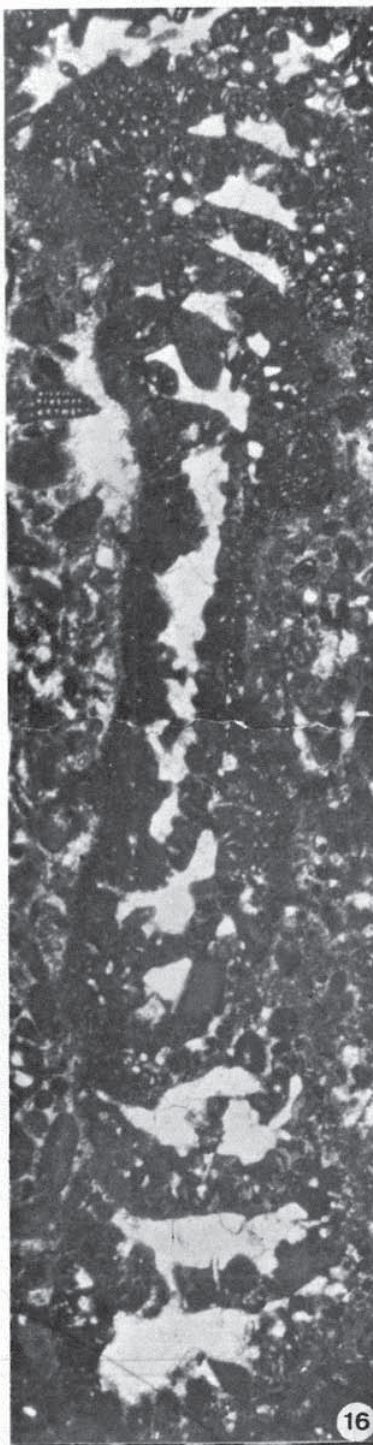
11



12



14



16



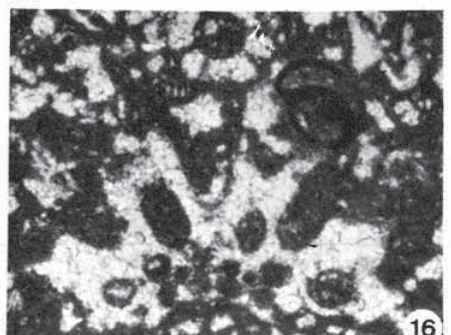
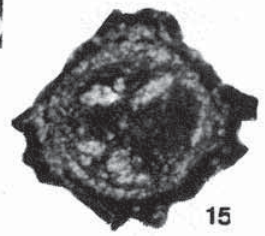
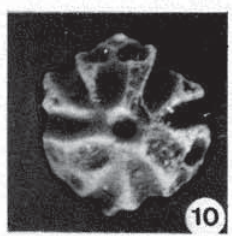
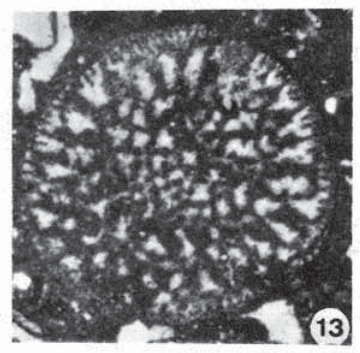
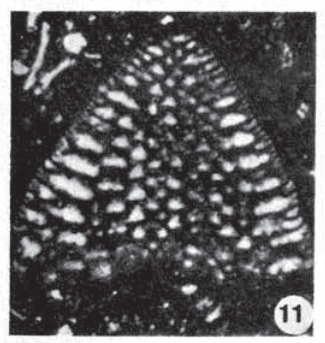
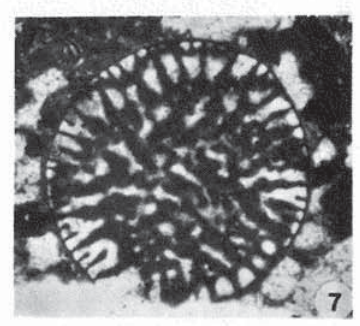
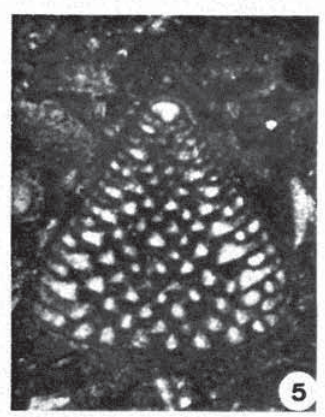
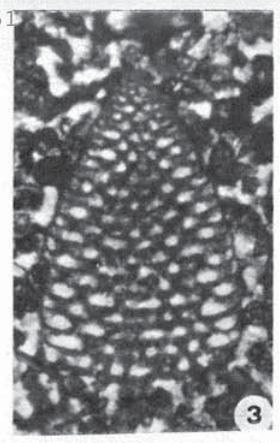
13



15

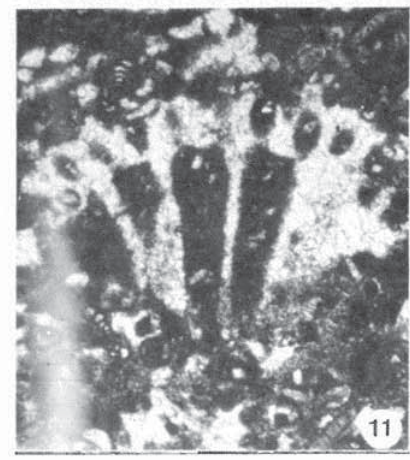
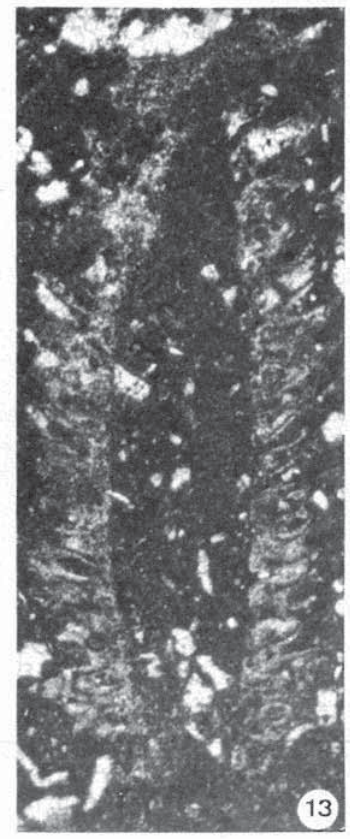
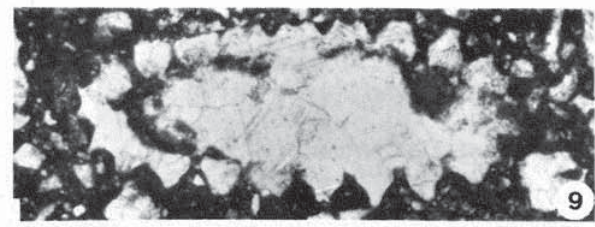
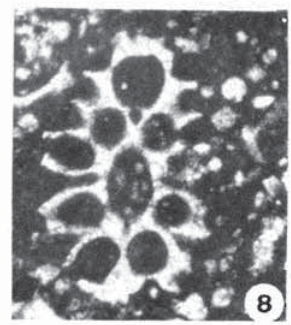
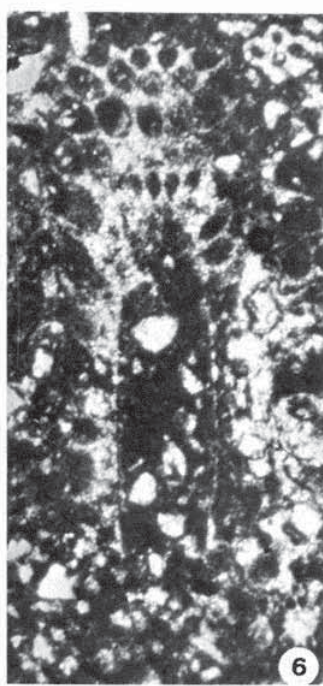
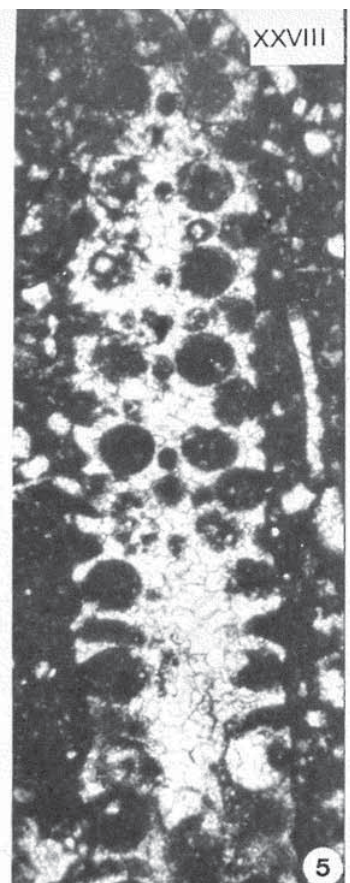
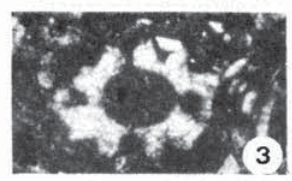
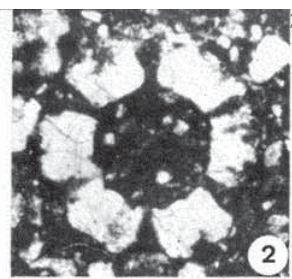
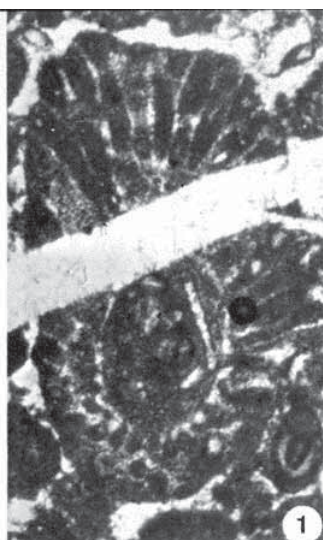
LAMINA XXVII

- 1 y 2.- *Orbitolinopsis* sp.. Cortes axiales. Beduliense. Navaltornillo. (x38).
- 3-5 y 7.- *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER. 3).Corte subaxial, 4).Corte axial, 5).Corte axial de una forma con embrión, 7).Corte transverso.(x35). Navaltornillo y Cortijo de la fuente del Charco. Beduliense.
- 6, 11 y 13.- *Inaquia simplex* HENSON. 6).Corte tangencial, 11).Corte subaxial, 13).Corte transverso. Tránsito Beduliense-Gargasiense. (Navalperal y Navaltornillo. (x38).
- 8-10.- *Atopochara trivolvix* FECK. 8).Vista apical, 9).Perfil, 10).Vista basal. (X 24).
- 12.- *Neotrocholina friburgensis* GUILLAUME y REICHEL. Corte axial. Beduliense superior. (x35).
- 14.- *Munieria baconica* DEECKE. Corte longitudinal. Cortijo Cano. Aptense. (x38).
- 15.- Corte transverso apical de un oogenito de *Embergerella* cf. *crucinata* GRAMBAST. Gargasiense inferior. Arroyo de la Cerrada. (x30).
- 16.- *Likanella ? derilovae* RADDEIC. Beduliense inferior. Sierra Seca (collado de las Pablas). (x38).
- 17.- *Lithocodium aggregatum* ELL. Arroyo de Guadahornillos. Beduliense superior.(x4).



LAMINA XXVIII

- 1 y 6.- *Pseudoactinoporella fragilis* CONRAD. 1). Corte transversal algo oblicuo.
6.- Corte longitudinal. Beduliense inferior. Rio Aguamulas y sierra Seca. (x38).
- 2.- *Salpingoporella* sp.. Corte transversal. Yelmo oriental. Aptense. (x35).
- 3 y 7.- *Salpingoporella muehlbergii* LORENZ. Corte transversal y longitudinal respectivamente. Arroyo de los Anchos. Beduliense inferior. (x38).
- 4, 5 y 8.- (*Cylindroporella* sp.. 4). Corte tangencial ligeramente oblicuo. 5). Corte tangencial. 8). Corte transverso oblicuo. Aptense. Yelmo oriental. (x38).
- 9.- *Salpingoporella melitae* RADOICIC. Corte transverso oblicuo. Yelmo oriental. (x38). Aptense.
- 10 y 11.- *Pseudoclypeina* sp. Beduliense inferior. Sierra Seca (collado de las Pablas). Beduliense inferior. (x38).
- 12.- *Salpingoporella dinarica* RADOICIC. Corte longitudinal. Arroyo de la Cerrada. Aptense. (x38).
- 13.- Dasycladacea indiferenciada. Forma próxima a *Pseudoactinoporella*. Corte longitudinal. Beduliense inferior. Rio Aguamulas. (x38).



1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

V.7. EL APTENSE SUPERIOR-ALBENSE INFERIOR

Las avalanchas de sedimentos terrígenos que rematan las sucesiones estratigráficas descritas en el apartado anterior y, sobre todo, la implantación de un paleosuelo formado por arcillas y margas con pisolitos ferruginosos, constituyen la base para la diferenciación, en la Sierra del Segura, de un conjunto de unidades litoestratigráficas que vienen a representar una nueva etapa sedimentaria que se inicia con los materiales que componen el suelo antiguo. A partir de este momento, y de acuerdo con la hipótesis que propongo en capítulos anteriores (ver Cap. IV-Sierra de Cazorla), la sedimentación va a rebasar el límite paleogeográfico que marca la diferenciación entre Prebético externo e interno para pasar a ocupar áreas más occidentales las cuales (Sierra de Cazorla), y de acuerdo con la referida hipótesis, van a participar, de modo esencial, en las mismas vicisitudes sedimentarias que las zonas más orientales (Sierra del Segura).

Desde el punto de vista paleontológico ya es un hecho conocido, en todas las facies de plataforma urgoniana, el relevo que se produce en la asociación de Orbitolínidos hacia el límite Aptense inferior-Aptense superior. Desaparecen las *Palorbitolina* y *Praeorbitolina* y se da paso a la eclosión y evolución del subgénero *Mesorbitolina* cuyo representante más primitivo (la especie *lotzei*) ya está presente en el Beduliense superior.

V.7.1. Unidades litoestratigráficas representadas

Con los criterios que se acaban de exponer, se han diferenciado un conjunto de tramos litológicos cuyas características generales se exponen a continuación.

Las margas con pisolitos ferruginosos (Tramo G_{2b}).- Como se ha indicado en diversas ocasiones, los niveles con *Inaquia simplex* HENSON son coronados en amplias áreas de la Sierra del Segura, sobre todo en las más externas, por un nivel de margas amarillentas y arcillas rojizas con abundantes nódulos y pisolitos ferruginosos.

En la parte más suroccidentales de la sierra del Pozo (flanco Oeste del sinclinal de Cabañas y prolongaciones septentrionales del mismo) puede observarse de manera evidente que los materiales ferruginosos se disponen paulatinamente sobre términos cada vez más antiguos. Así por ejemplo en el corte de los Collados (Fig. 52) y en las cercanías del cortijo de las Chozuelas (Fig. 47), fosilizan a calizas con Caráceas del Barremense. A 2 km al Norte de Puertollano (Fig. 47), bajo el nivel ferruginoso existen de 3 a 5 metros de margas con *Exogyra* y Ammonites de Valanginiense superior-Hauteriviense basal; mientras que en Puertollano y al Sur del mismo, son las calizas y margas con Caráceas y Cyprideas del Valanginiense inferior las que soportan las margas con pisolitos ferruginosos.

Si recurrimos a los datos que proporcionan las observaciones realizadas en la Sierra de Cazorla (IV.3. puntos 1º y 2º), el nivel ferruginoso puede llegar a disponerse sobre distintos términos jurásicos, desde el Jurásico terminal hasta las dolomías que representan el Lias-Ogger.

Las características litológicas y la potencia de las arcillas y margas con pisolitos y nódulos ferruginosos en la Sierra del Segura, son en todo similares a las que aparecen en la Sierra de Cazorla.

Los episodios terrígenos (Tramo G_{2a} y G₂).— Otro fenómeno importante, que viene a caracterizar la sedimentación durante el Aptense superior - Albense inferior, es las intercalaciones de arenas, incluso con cantos de cuarcita, margas versicolores y algunos niveles de areniscas, que en ocasiones presentan una gran similitud con las existentes en el Albense superior.

La frecuencia con que dichos niveles aparecen, así como el espesor y continuidad de los mismos, varía de modo considerable tanto en la vertical como en la horizontal. Los primeros episodios, que por otra parte son los más generalizados, comienzan a manifestarse en la parte superior del ciclo sedimentario carbonatado del Barremense-Aptense inferior. Se trata de bancos de arenas y areniscas que vienen a poner fin a la vida de la colonia arrecifal, antes del depósito de las calizas con *Inaquia*. (niveles designados con la sigla G₂).

Por encima de dichas calizas, los bancos terrígenos pueden estar poco representados (excepción de las margas con pisolitos ferruginosos que constituyen un nivel muy continuo). Tal es el caso del sector central y sobre todo del meridional. Sin embargo al SE de la Sierra del Pozo (corte del arroyo de Guazalamanzo-Fig.59), sobre las calizas con *Inaquia* se levantan unos 30 metros de arenas y margas arenosas con lentejones ferruginosos; en el corte de sierra Seca (cercañas del Alto del Calar-Fig.68), una sucesión de arenas dolomíticas, margas verdosas y areniscas dolomíticas se sitúan, mediante una costra ferruginosa, sobre dolomías y calizas del Beduliense. La potencia de dicha serie terrígena es de unos 80 metros.

Sin embargo en la mayor parte del sector septentrional es donde las intercalaciones terrígenas se repiten con mayor frecuencia. Así en el corte de Navelperal (Fig.15), entre las calizas con *Inaquia* se intercala un banco de 1,5 metros de arenas. Sobre dichas calizas los niveles arenosos y de margas con Caráceas son muy abundantes, llegando a alcanzar 35 metros de potencia. En el corte de la sierra del Agua (Fig.16), las calizas con *Inaquia* son rematadas por más de 70 metros de arenas con cantos de cuarcita y margas versicolores. En el corte de la sierra de Huebras (Fig.44) es donde los episodios terrígenos, que incluyen además niveles de areniscas ricas en óxidos de hierro y bancos de Ostréidos, alcanzan su máximo desarrollo. Dichos episodios se concretan en dos tramos, el inferior cuya edad corresponde al Gargasiense inferior y el superior al Albense inferior. La litología de ambos es muy similar y la potencia de cada uno de ellos se aproxima a los 100 metros.

En un intento de recopilar y resumir las características relativas a las intercalaciones terrígenas del Gargasiense - Albense inferior, cabría señalar los siguientes puntos:

- Las intercalaciones de arenas y areniscas aparecen de una manera bastante generalizada antes de iniciarse el Gargasiense. Se trata de pequeños bancos que se localizan sobre los arrecifes del Beduliense superior y por debajo de las calizas con *Inaquia*. Dichos niveles se designan con la sigla G_{2a}.

- En la mayor parte de la sierra del Pozo y en las prolongaciones septentrionales de la misma (sierra de Mirabueno hasta las cercañas del Yelmo), las calizas con *Inaquia* son rematadas por un nivel de margas con pisolitos ferruginosos que es en todo similar al que existe en la Sierra de Cazorla. En estos sectores, sobre este nivel, las arenas con cantos de cuarcita y marga versicolores están poco desarrolladas o incluso no aparecen.

-En el sector septentrional sobre todo, los episodios terrígenos están muy desarrollados durante el Gargasiense-Albense inferior. Los cortes de Navaltornillo, sierra del Agua y sierra de Huebras (río Zumeta) son pruebas de ello. En estos casos el nivel de margas con pisolitos ferruginosos no es tan típico ni queda tan bien individualizado como en el punto anterior, estando jalonada la base de las arenas por costras ferruginosas que se intercalan también entre las mismas. Este conjunto de materiales se designa con la sigla G_2 .

En el gráfico de la figura 81, se representa de forma esquemática la distribución y relación de estos tramos.

Los tramos G_3 y G_3+U_3 .- Al margen de los depósitos arenosos que se acaban de discutir durante el Gargasiense-Albense inferior se desarrolla también una sedimentación carbonatada que, como se verá, llegará a ser mucho más importante que la terrígena en los sectores central y meridional.

Está representada por calizas en bancos de 60 cm a 1 metro de carácter arrifionado a veces muy marcado, de color pardo oscuro en superficie y más claro con tinte verdoso en corte fresco. Entre los estratos calizos suelen intercalarse con frecuencia niveles de margas de color verde, a veces muy intenso, que hacia la base se presentan con espesores de 1 a 1,5 metros, pero que hacia arriba se hacen mucho más finos llegando a quedar delgadas películas margosas que unen los bancos calizos. Los primeros estratos de calizas se sitúan en el techo de las margas amarillentas con pisolitos ferruginosos y corresponden a niveles centimétricos e impregnados de óxido de hierro.

En la base de las calizas es frecuente encontrar bancos intraclásticos (calizas de *cailloux noirs*) y de calizas con Caráceas. Pero además, estos tipos petrográficos se presentan repetidas veces en una misma vertical.

Un fenómeno que se ha considerado importante es la presencia y abundancia de Rudistas. En la mayoría de las partes más externas de la Sierra del Segura (Tramo G_3), pocos o ninguno son los bancos que contienen Rudistas (*Pseudotoucasia*); por el contrario hacia los sectores más internos son frecuentes e incluso muy abundantes. Sin embargo en estos últimos sectores no todos los bancos contienen tales organismos; en la base siempre están ausentes.

Este hecho aunque realmente sutil, pues no modifica en esencia las características litológicas del tramo, tiene una implicación paleogeográfica. De aquí que se hayan diferenciado dos tramos, el G_3 definido por la ausencia o poca abundancia de *Pseudotoucasia* y el tramo G_3+U_3 cuyas características litológicas vienen a ser similares a las del anterior aunque con la diferencia de presentar abundantes niveles de Rudistas.

La potencia de estos tramos aumenta de forma gradual hacia las partes más internas. Los valores más pequeños se localizan en el flanco Oeste del sinclinal de Cabañas y en el nacimiento del Guadalquivir. En este punto no superan los 30 metros y en aquel los 50. Se han medido los mayores espesores en Banderillas, en su prolongación meridional (corte de los Arenales) y en el corte de Almorchón. En ellos la potencia es alrededor de los 150 metros.

El tercer episodio urgoniano (Tramo U_3).- En las partes meridionales de la sierra del Castrol (corte del Buitre-Fig.65) y en la sierra Seca, el Aptense superior y Albense está re-

presentado por un importante espesor de calizas, cuyas características litológicas, estructurales y en gran parte texturales contrastan con las de los tramos G_3 y G_3+U_3 .

En estas calizas existe dos tipos de estratos, unos bastante tabulares, de superficies planas, de 1 a 2 metros de espesor y otros de aspecto arriñonado, e incluso noduloso mucho más finos. En los primeros abundan los Corales, Rudistas (*Pseudotoucasia*) y aunque también existen Orbitolinas, estas son especialmente abundantes en los niveles arriñonados. De manera esporádica existe algún nivel con Caráceas; las intercalaciones arenosas están ausentes.

En general, estas calizas responden plenamente, tanto por su litología como por su contenido fosilífero, a las características que presentan las facies urgonianas, de aquí que se les haya designado como tercer episodio urgoniano (U_3).

En el Sur de la sierra del Castril el muro no se llega a encontrar. En la sierra Seca, las calizas del Gargasiense-Albense forman un conjunto carbonatado de unos 350 metros de potencia.

V.7.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía.

En la mayor parte de la sierra del Segura, a excepción de la sierra del Castril y sierra Seca, es muy difícil establecer una sucesión de biozonas. La dificultad estriba en que los tramos G_3 y G_3+U_3 , predominantes en la región, no presentan organismos que puedan ser utilizados como fósiles guías ya que no cumplen, en su mayoría, las condiciones exigidas para ello.

En las facies urgonianas del Aptense superior-Albense inferior se han establecido de una manera clásica una serie de jalones bioestratigráficos, a veces numerosos. Así FOURCADE (1970), recogiendo en gran parte la biozonación clásica, diferencia en los confines del Prebético e Ibérico las siguientes zonas de abajo a arriba:

- A.- Biozona de *Orbitolinopsis carochi* Aptense superior.
- B.- " de *Pseudochoffatella cuvilleri* Gargasiense superior.
- C.- " de *Simplonbitolina manasi*. Albense inferior.

PEYBERNES (1976) para el Pirineo presenta de más antiguo a más moderno la biozonación siguiente:

- A.- Biozona de *O. (Mesorbitolina) texana parva*. Gargasiense inferior.
- B.- " de *Pseudochoffatella cuvilleri* Gargasiense superior.
- C.- " de *Simplonbitolina* cf. *manasi*. Clansayense inferior.
- D.- " de *Simplonbitolina manasi*. Clansayense medio.

En la región estudiada, los organismos indicadores de las biozonas señaladas se encuentran a veces, pero siempre de una manera esporádica. Por ello y teniendo en cuenta las bases establecidas en el apartado III.3., se erige una única biozona para caracterizar el Gargasiense-Albense inferior. Se trata de la biozona intervalo de *O. (Mesorbitolina) texana*, ya que el mencionado taxón es el más frecuente en las distintas litofacies distinguidas en esta edad.

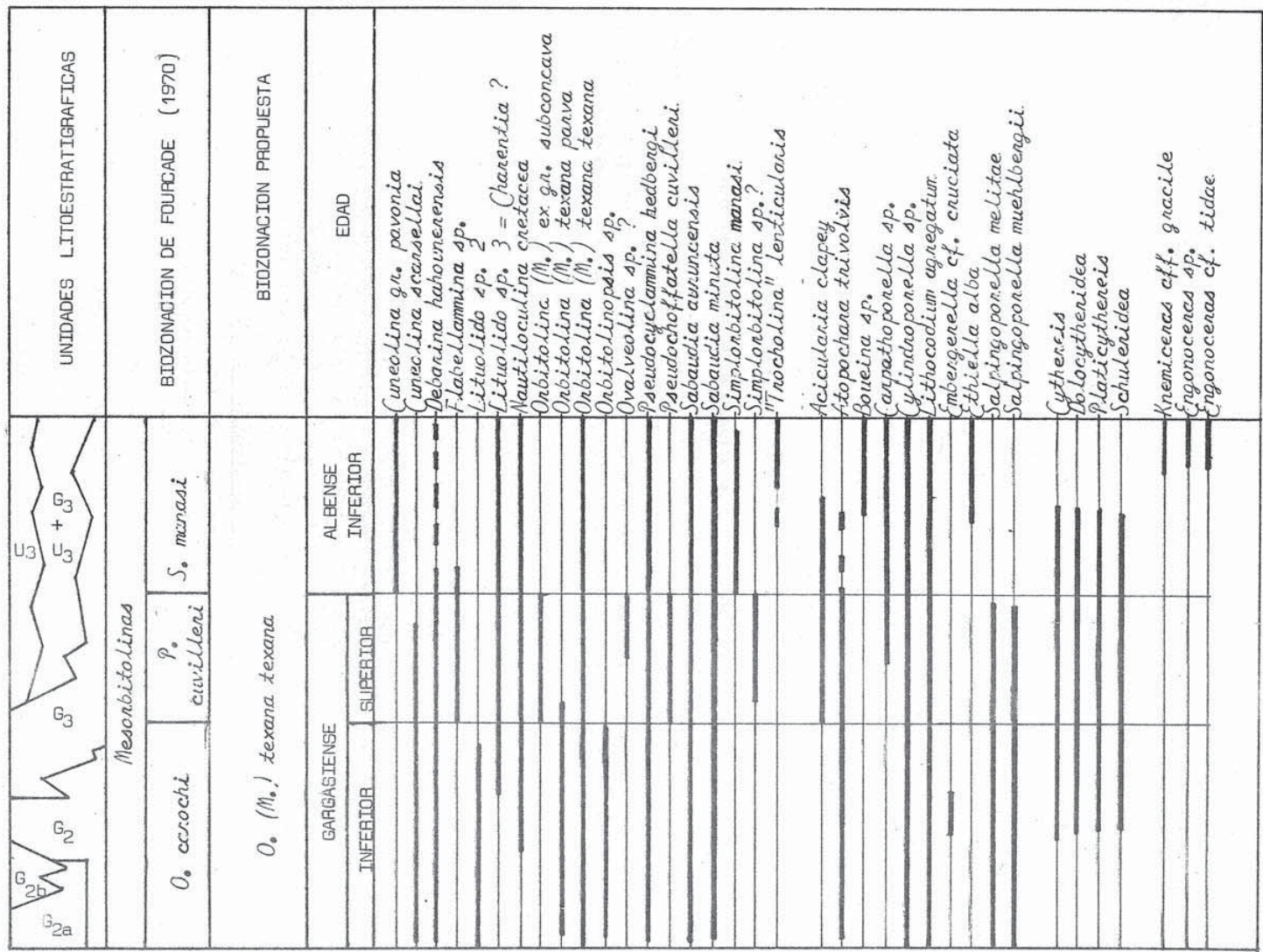


Fig 80.- Distribución de organismos en el Aptense superior-Albense inferior.

La biozona considerada tiene una distribución vertical bastante amplia. De todos modos ello no es obstáculo para que la esporádica presencia de especies señaladas por otros autores como indicadores zonales, venga a constituir un biohorizonte de precisión estratigráfica dentro de la biozona propuesta.

- Biozona intervalo de *O.* (*Mesonorbitolina*) *texana*.

Representa el conjunto de sedimentos existentes entre la aparición de *O.* (*Mesonorbitolina*) *texana* ROEMER y la aparición de *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) que constituye el indicador zonal del Albense superior. *O.* (*Mesonorbitolina*) *texana* (ROEMER) aparece en el Gargasiense y se extingue a lo largo del Albense superior. Con la biozona propuesta, el intervalo considerado comprende el Gargasiense-Albense inferior.

La subespecie más significativa y que caracteriza de forma más exacta la biozona propuesta es *O.* (*M.*) *texana texana* (ROEMER). La presencia de *O.* (*Mesonorbitolina*) *texana parva* DOUGLAS viene a marcar un biohorizonte inferior dentro de la biozona. Los niveles con *Pseudochoffatella cuvilleni* DELOFFRE y/o *O.* (*Mesonorbitolina*) ex gr. *subconca* LEYMERIE son indicadores de la parte media de la biozona y corresponden al Gargasiense superior, mientras que la parte superior de la biozona intervalo o Albense inferior, está representada por los horizontes con *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT.

A continuación, como en edades anteriores se pasará al análisis somero de la distribución estratigráfica de los organismos más importantes.

Cuneolina scarsellai DE CASTRO

Definida esta especie como perteneciente al género *Cuneolina*, BRONNIMANN y CONRAD (1968) hacen un estudio de la misma en materiales del Barremense-Aptense inferior, atribuyéndola con interrogación al género *Pseudotextulariella* según la enmienda del género realizada por CHAROLLAIS y otros (1966).

En la Sierra del Segura se encuentra en el Aptense y en el Albense inferior.

Debarina hahounerensis FOURCADE, RAULT y VILLA

Como indican sus autores (FOURCADE, RAULT y VILA-1972) este Lituolido se diferencia de otros similares (*Haplophragmoides* y *Ribrostomoides*) por la presencia de una boca formada por una fila de poros situados en la base de la cara apertural. Se diferencia de *Barkerina* (HAMAOU -1973) en la ausencia de láminas interseptales subepidérmicas; por consiguiente es necesario tener cortes ecuatoriales y cortes axiales o subaxiales que pasen por la cara apertural, para poder identificar con toda claridad esta especie.

Debarina hahounerensis fue definida en Argelia en materiales de edad Aptense. En la Sierra del Segura aparece con mucha frecuencia en Aptense y Albense inferior.

Lituolido sp. 2

En los levigados de la base del Aptense superior y también en lámina delgada, han aparecido formas pertenecientes a la familia Lituolidae caracterizadas por la presencia de un estado planispiralado bien desarrollado al que sigue uno uniseriado incipiente (Lám, XXXII, Fot. 8 y 9); la abertura está constituida por una fila de poros como en *Choffatella*. La pared es simple y está formada por calcita microgranular con algunos granos de cuarzo.

Los septos son delgados y convexos hacia adelante y están atravesados por pequeños poros que corresponden a la abertura.

Se trata de una forma muy parecida a *Toninosuella* de la que se distingue por la ausencia de retículo subepidérmico.

Lituolido sp. 3.

Corresponde a una especie muy frecuente en materiales del Aptense superior-Albense de la Sierra del Segura y que está presente tanto en lámina delgada como en levigado (Lám. XXXI, Fot. 11, 12, 13 y 14). Es una forma planispiralada con ligera tendencia al desenrollamiento en las últimas cámaras. La pared externa es gruesa, simple y está constituida por calcita microgranular con frecuentes granos de cuarzo; presenta un repliegue o convolución en la parte posterior de la cámara. El septo está constituido por una fina lámina que se inserta en la parte superior de la pared mediante un engrosamiento de la misma. En la base del septo se sitúa la abertura simple.

Debe corresponder a una forma próxima a *Charentia*, probablemente sea su ancestral.

Nautiloculina cretacea PEYBERNES

Como indica PEYBERNES (1976) esta especie se diferencia netamente de *Nautiloculina oolithica* MOHLER por su mayor tamaño, mayor número de vueltas de espira y por su sección ojival. En la localidad tipo (provincia de Lérida) *Nautiloculina cretacea* aparece en el Valanginiense superior y llega hasta la base del Albense superior.

En la Sierra del Segura (Lám. XXXII, Fot. 15), es muy frecuente en el Gargasiense y Albense inferior.

Orbitolina (Mesorbitolina) ex gr. subconcava LEYMERIE

En la Sierra del Segura esta especie está presente en los niveles con *Pseudochoffatella cuvillieri* DELOFFRE y *Ovalveolina?* sp., encontrándose estos por debajo de los que presentan *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT. La edad corresponde al Gargasiense superior.

En la Zona Prebética esta especie ya había sido figurada por FOURCADE (1970) con el nombre de *O. (Mesorbitolina) texana texana*. Posteriormente FOURCADE y RAULT (1973) la citan con Argelia con el nombre de *O. (Mesorbitolina) sp. A.* MACDIN y otros (1970) y SCHROEDER y otros (1974), presentan en Argelia una biozona de *Paracoskinolina sunnilandensis* y *O. (Mesorbitolina) ex gr. subconcava* que sitúan en el Gargasiense.

O. (Mesorbitolina) ex gr. subconcava se identifica con algunas formas presentadas por HOFKER jr (1963-Lám, Fot. 17 y 18) también me parece que es idéntica a *O. (Mesorbitolina) texana melendezi* RAMIREZ, figurada por RAMIREZ del POZO (1971 - Lám. 55) y que este autor sitúa en el techo del Gargasiense.

O. (Mesorbitolina) texana parva DOUGLAS

Esta especie, que de acuerdo con SCHROEDER (1973a) constituye el inmediato antecesor evolutivo de *O. (Mesorbitolina) texana texana*, se encuentra por debajo de los horizontes con *Pseudochoffatella cuvillieri* DELOFFRE, por lo que corresponde a una parte del Gargasiense no terminal.

SCHROEDER y otros (1974) crean una zona de *O. (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLAS y *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) con las que caracterizan la parte basal del Aptense superior, continuando la primera de ellas sin la segunda durante parte del Aptense superior. Fenómenos similares establece PEYBERNES (1976) en el Pirineo, donde la biozona de *O. (Mesorbitolina) texana parva* representa el Gargasiense inferior y en la base de la misma se asocia *Palorbitolina lenticularis*.

O. (Mesorbitolina) texana texana (ROEMER)

En la Sierra del Segura corresponde a una de las especies más frecuentes en las calizas de facies urgonianas. Esta especie aparece en la base del Aptense superior y se extingue a lo largo del Albense superior-Vraconense. Como se ha indicado con anterioridad, la biozona de *O. (Mesorbitolina) texana* corresponde a una biozona intervalo que caracteriza al Gargasiense-Albense inferior y cuyos límites, inferiores y superiores, vienen marcados respectivamente por los biohorizontes de aparición de dicha especie y de aparición de *Neorbitolinopsis conulus* que data el Albense superior.

Orbitolinopsis sp.

En la parte inferior de la biozona de *O. (Mesorbitolina) texana*, aparecen tanto en levigado como en lámina delgada pequeños Orbitolinidos cónicos referibles al género *Orbitolinopsis* (Lám. XXXII, Fot. 10 y 11). Podrían asimilarse a *Orbitolinopsis carochi* FOURCADE, que viene a precisar una parte del Gargasiense. Sin embargo la asignación específica en la Sierra del Segura es bastante delicada dada la falta de ejemplares bien conservados.

Ovalveolina sp.?

En el corte de los Arenales ha aparecido junto a *Pseudochoffatella cuvillieri* DELOFFRE y *O. (Mesorbitolina) ex gr. subconcava* LEYMERIE, un representante primitivo de la familia Alveolinidae (Lám. XXXII, Fot. 2 y 3). Los niveles con este organismo pertenecen al Gargasiense superior.

Pseudocyclanmina hedbergi MAYNC

Definida por MAYNC (1953) en las facies urgonianas del Aptense-Albense medio de Venezuela, es muy abundante en la Sierra del Segura. En este sector aparecen los primeros ejemplares en el Aptense inferior y alcanzan su mayor abundancia en el Gargasiense-Albense inferior.

Pseudochoffatella cuvillieri DELOFFRE

Este litoúlido se ha conocido en numerosas localidades en niveles del Gargasiense superior, por ejemplo en el Sur de España BUSNARDO y otros (1968) y FOURCADE (1970). En los Pirineos (PEYBERNES-1976) considera, al igual que los autores anteriores, una biozona de *Pseudochoffatella cuvillieri*, localizada en materiales que constituyen el paso lateral a otros con Ammonites del Gargasiense superior.

En la Sierra del Segura, en algunos niveles del Aptense inferior aparecen raras formas referibles con reservas a *Pseudochoffatella*. Sin embargo es en la parte superior del tramo de calizas arriñonadas con Rudistas ($G_3 + U_3$) o en la del tramo U_3 , donde este foraminífero se suele encontrar asociado siempre a *O. (Mesorbitolina) ex gr. subconcava* LEYMERIE y a *O. (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER). En la cordillera de las Banderas

llas se han encontrado en el tramo $G_3 + U_3$, entre los niveles que suelen contener *Pseudochoffatella cuvillieri* y los del Albense superior con *Neorbitolinopsis conulus*, algunos Ammonites del Albense inferior (*Knemicerias* aff. *gracile* DOUVILLE, *Engonoceras* cf. *tida* y *Engonoceras* sp). Por consiguiente los horizontes con *Pseudochoffatella cuvillieri* de en corresponder al Gargasiense superior.

Sabaudia auruncensis CHIOCCINI y DI NAPOLI y *S. minuta* (HOFKER)

Esta segunda es muy abundante en las facies carbonatadas marinas y de carácter restringido del Barremense, Aptense y Albense inferior. Sin embargo *Sabaudia auruncensis*, que se diferencia de la anterior por su mayor tamaño, se encuentra en la Sierra del Segura tan solo en el Aptense superior y Albense inferior.

Simplonbitolina manasi CIRY y RAT

Descrita en el Norte de España (CIRY y RAT-1953), se ha considerado como característica del Albense inferior. PEYBERNES (1976) cita *Simplonbitolina manasi* asociada a *Hypacanthophites*. En la Sierra del Segura está muy escasamente representada. Aparece de forma clara en las calizas con Rudistas de sierra Seca (tercer episodio urgoniano). En el resto de la Sierra del Segura se ha encontrado en el corte de Navaltornillo en la parte superior del tramo $G_3 + U_3$. Dichos niveles son aproximadamente los mismos que en Barredillas han proporcionado la asociación de *Knemicerias* y *Engonoceras*.

Simplonbitolina sp.?

En los niveles con *Pseudochoffatella cuvillieri* aparecen raras veces pequeñas ejemplares atribuibles con muchas reservas al género *Simplonbitolina* (Lám. XXXII, Fot. 5 y 6). Llama la atención la presencia de séptulos horizontales y radiales, caracter este que se da en algunas especies del género (por ejemplo *Simplonbitolina conulus*). La presencia de estas formas en el Gargasiense superior plantea un interrogante, ya que se trataría de una especie más evolucionada que *Simplonbitolina manasi*. Sin embargo, dada la poca frecuencia con que aparece, no se pueden hacer muchas consideraciones sobre la misma.

A continuación haré algunas observaciones sobre las algas. Algunas de ellas corresponden a las mismas formas del Barremense-Aptense inferior ya tratadas; por el contrario otras son formas que aparecen en el Gargasiense y pueden llegar al Albense superior.

Acicularia clapei JAFFREZO

Posiblemente se trata de una de las formas encontrada en la Sierra del Segura tan solo en el Gargasiense-Albense inferior. Es una especie pequeña, de sección circular o ligeramente ovalada, descrita por JAFFREZO en Corbières (Francia) en niveles de edad Gargasiense.

Entre las Caráceas hay que destacar además de *Atopochara trivolvris*, especie que aparece en el Hateriviense o Barremense y se extingue a lo largo del Albense, una forma muy equivalente a la descrita por GRAMBAST (1969) como *Embergerella cruciata*. Según se indicaba en el apartado IV,4,3, en la Sierra del Segura se ha encontrado una especie muy equivalente a la anterior y que denomino *Embergerella* cf. *cruciata*. Esta se localiza en los primeros niveles de margas verdes intercaladas en las calizas arriñonadas del tramo G_3 . Como ya es sabido se superponen en los horizontes con *Incurias simplex* y por consi-

guiente corresponden al Gargasiense.

Un hecho generalizado en los episodios margósos de carácter marino del tramo G_3+U_3 , es la presencia de Ostrácodos. Entre ellos se han identificado los géneros (*Cythereis*, *Platycythereis*, *Doloccytheridea* y *Schuleridea*).

En el gráfico de la Fig. 80 se indica la distribución vertical de los organismos que aparecen en el Aptense superior-Albense inferior junto con la biozonación propuesta y la relación esquemática de las distintas unidades litoestratigráficas.

V.7.3. Composición, Texturas y Estructuras.

A continuación se analizará cada uno de estos aspectos en los distintos tramos considerados, desde más antiguo a más moderno.

V.7.3.1. Las margas amarillentas con pisolitos y nódulos ferruginosos.

El solapamiento de estos materiales sobre otros progresivamente más antiguos en las partes más externas de la sierra del Pozo y en la Sierra de Cazorla, es un hecho que conviene tener presente en todo momento. Por otra parte, muchas de las características referentes a composición, texturas y estructuras de ese tramo en la Sierra del Segura, han sido analizadas en cierto modo al tratar de la Sierra de Cazorla (apartado IV.5.2.), dada la similitud de la facies en ambos dominios.

En el afloramiento existente en las cercanías del cortijo de las Chozuelas (perteneciente a Pozo Alcón a Cazorla), entre arcillas se encuentran nódulos y cantos cuyas texturas se muestran en la Lám.XXIX, Fot. 1 y 2. Es frecuente que dichos cantos estén cubiertos por una costra de naturaleza detrítica (Fot.1. Lám.XXIX, donde el recubrimiento detrítico existente en el ángulo superior derecho está casi borrado). El núcleo está constituido muchas veces por calizas de oncolitos cuyas microfacies recuerdan extraordinariamente a las del Barremense-Aptense inferior (comparar Lám.XX, Fot.1 de un nivel de oncolitos de esta edad con Lám.XXIX, Fot.1, perteneciente a un canto de las margas con pisolitos ferruginosos del Gargasiense inferior).

No obstante, otros hechos observados dan a entender que la formación de nódulos, y delgados e irregulares niveles calizos, es coetánea con la de los pisolitos ferruginosos. En la Lám.XXIX, Fot.2 los pisolitos ferruginosos y sus fragmentos junto con Gasterópodos lacustres constituyen el núcleo en torno al cual se originan los oncolitos algales.

V.7.3.2. Los episodios terrígenos.

Los niveles de arenas y margas de diversas tonalidades (con predominio del color verde), no han sido objeto de un estudio especialmente detallado. En ellos se ha estudiado el contenido fosilífero de los mismos, siempre y cuando no resultasen azoicos. Tanto en los niveles de arenas como en los de areniscas, el elemento terrígeno más importante (35% a 50% del total de la roca) corresponde al cuarzo, seguido del feldespato potásico y fragmentos de rocas en proporciones variables. En las areniscas predomina con mucho el cemento dolomítico que a veces está impregnado en óxidos de hierro.

Por lo demás, las estructuras sedimentarias primarias son poco frecuentes, limitándose estas a estratificaciones cruzadas de gran escala con predominio de formas tipo artesa y *megariipple*.

V.7.3.3. Los tramos G_3 y G_3+U_3

Como ha quedado indicado en apartados anteriores, la diferencia que existe entre ambos tramos estriba en la presencia de niveles con Rudistas (*Pseudotoucasia*) en el tramo G_3+U_3 , lo que le confiere cierto carácter de facies urgoniana, a diferencia del tramo G_3 en que los Rudistas están prácticamente ausentes. El límite geográfico entre ambas facies es difícil de establecer, ya que el tránsito entre las mismas es gradual.

Un hecho a tener en cuenta es el marcado aspecto arriñonado e incluso noduloso de muchos niveles, sobre todo los basales. Este carácter es consecuencia de un fenómeno diagenético de compactación diferencial dada la alternancia, a veces rítmica, de niveles de calizas y margas.

En los bancos más gruesos, los Rudistas se presentan incluidos en el material carbonatado, mientras que en los más delgados y nodulosos tales organismos son muy abundantes y se encuentran retrabajados y recubiertos por películas margosas.

Desde el punto de vista textural, los tipos petrográficos que pueden diferenciarse en ambos tramos son los siguientes:

Biomicroritas y micritas con Caráceas.- Corresponden a un tipo caracterizado por la presencia de oógonios y tallos de Caráceas (Lám. XXIX, Fot. 3) junto con fragmentos o masas de algas Cyanofíceas y Gasterópodos lacustres. El resto de los aloquímicos ocupa un papel secundario y está constituido por peletoides y algunos agregados. A veces se encuentra textura fenestral no muy desarrollada. La matriz es de naturaleza micrítica y con frecuencia es el constituyente principal, ya que representa un alto porcentaje del total de la roca. En tal caso se trata de una micrita con fósiles.

Intramicrorruditas.- Esta microfacies corresponde a los mismo tipos de Intramicrorruditas ya descritos para el Barremense-Aptense inferior. Las características y naturaleza de los cantos, así como sus relaciones con la matriz, son en todo equivalentes a las ya estudiadas con anterioridad, por lo cual no se volverá a insistir aquí sobre el mismo tema.

Los dos tipos texturales hasta aquí expuestos se presentan especialmente en la base de los tramos G_3 y G_3+U_3 . Además, sobre todo las primeras, se intercalan de forma periódica a lo largo de dichos tramos. Estas microfacies también son similares a las del tramo correspondiente de la Sierra de Cazorla (ver Lám. II, Fot. 2 y 3).

Biomicroritas con Dasycladáceas y Biopelmicroritas.- El primero de los tipos es muy característico de los niveles marinos que se sitúan por encima de las Biomicroritas con Caráceas y calizas intraclásticas. Está constituido por una gran abundancia de Dasycladáceas (géneros *Salpingoporella* y *Cylindroporella*) unidas por una matriz micrítica. La convergencia de características texturales entre esta microfacies y la de Dasycladáceas del tránsito Barremense-Beduliense, es muy marcada.

Las Biopelmicroritas (Lám. XXIX, Fot. 4) constituyen el tipo fundamental de los tra-

mos G_3 y G_3+U_3 . Al microscopio se presenta como una roca micrítica en la que destacan abundantes peletoides y pequeños agregados más oscuros que la matriz. La textura fenestral está presente y el desarrollo de la misma es variable. En cuanto a los fósiles, los Miliólidos son los mejor representados junto con algunos Lituólidos (*Lituólido* sp.3 próximo a *Chaerentia*), *Nautiloculina* y secciones de Rudistas, Serpúlidos y Orbitolinas. Estas últimas son frecuentes en algunos niveles de los tramos G_3 y G_3+U_3 , pero por lo general no son muy abundantes.

Calcarenitas bioclásticas.— En el tramo G_3+U_3 están presentes algunos niveles constituidos por una gran cantidad de bioclásticos y en menor proporción intraclastos y oolitos (Lám. XXX. Fot. 1). Aquellos están constituidos por fragmentos de Lamelibranquios con señales de rodamiento, como son recubrimientos por micrita de los mismos y oolitización incipiente.

Esta microfacies se localiza sobre todo hacia la parte superior del tramo G_3+U_3 en niveles próximos a los lumaquélidos constituidos por *Exogyras*.

Los distintos tipos petrográficos se presentan repetidas veces a lo largo de las sucesiones G_3 y G_3+U_3 , lo que pone de manifiesto que dichos tramos no se depositaron en un ambiente sedimentario único, sino que más bien fueron la consecuencia de la implantación repetida de distintos medios ambientales.

V.7.3.4. El tercer episodio urgoniano U_3

Este conjunto carbonatado está constituido por materiales esencialmente calizas cuyas características estructurales, contenido faunístico y microfacies están de acuerdo en que sean considerados de facies urgonianas.

Dicho tramo presenta una gama de texturas en la que es difícil diferenciar tipos petrográficos con unos caracteres definidos y marcados, sino que más bien se presenta toda una serie de elementos texturales cuyas características pueden variar notablemente de unos niveles a otros. A pesar de todo se han diferenciado un número de microfacies patrones, entre las cuales pueden existir toda una variedad de tipos intermedios. La mayor parte de ellos se caracterizan por un alto contenido en material fósil, de grado de conservación variable y que está compuesto sobre todo por Orbitolinas.

Biomicroritas con Orbitolinas.— Se trata de calizas micríticas, en la que una serie de elementos tales como peletoides, granos de cuarzo, junto con matriz con un cierto grado de recristalización, pueden entrar en proporciones variables (Lám. XXX). La fauna está constituida por Rudistas, Orbitolinas y Lituólidos.

Intrabioesparitas y Calcarenitas arrecifales.— Se trata de tipos próximos entre sí y que admiten toda una variedad de estados intermedios. Aunque en muchas partes de la roca la matriz micrítica se conserva, por lo general está recristalizada a esparita. Los elementos aloquímicos predominantes son los intraclastos, bioclásticos y fósiles. Resulta a veces difícil diferenciar entre estos dos últimos ya que el material ha sido en su mayor parte removilizado. A veces los bioclásticos no ofrecen la menor duda, tal es el caso de las biocalcarenitas arrecifales (Lám. XXX. Fot. 4) donde los fragmentos de Corales envueltos por algas encostrantes son evidentes.

Los intraclastos son de tamaño variable y suelen estar muy retrabajados. La mi-

Critización de los fósiles (Orbitolinas) y algunos bioclásticos es frecuente.

Micritas con Caráceas y bindseys.— Estos tipos texturales representan una proporción sin importancia en comparación con las texturas antes indicadas. Se intercalan esporádicamente entre los niveles de Rudistas, Orbitolinas y Corales.

Corresponden a niveles micríticos muy pobres en aloquímicos, todo lo más existen algunos tallos y ogonios de Caráceas (*Atopochara trivolvís*) y la textura fenestral suele estar presente. Como en microfacies equivalentes, los poros o huecos primarios están llenos de calcita con textura en mosaico.

V.7.4. Ambientes sedimentarios

V.7.4.1. Las margas con pisolitos ferruginosos y los episodios terrígenos.

Como ya quedaba indicado en el apartado IV al estudiar la Sierra de Cazorla, las margas y arcillas con pisolitos ferruginosos se atribuyen a un paleosuelo. En efecto, hechos observados tales como el haberse depositado en discordancia sobre un paleorrelieve, la presencia en los materiales infrayacentes a las mismas de una costra ferruginosa, la existencia de cantos y nódulos con una costra envolvente, el aspecto de "terra rossa" que tienen las arcillas etc, son pruebas a favor de esta interpretación.

Las avalanchas de materiales terrígenos (arenas con cantos de cuarcita y margas arenosas) son muy frecuentes en el Gargasiense-Albense inferior. El ambiente sedimentario tuvo que estar muy influenciado por el continente, pudiendo ser en algunos sectores (sobre todo en los más externos) un depósito continental. Ahora bien, la presencia de niveles arenosos con Ostréidos estarían a favor de un ambiente de playa sin apenas sedimentación carbonatada.

El clima no debió de ser muy cálido ni húmedo como lo indica la presencia de granos de feldespato en proporciones a veces importantes. La energía de las corrientes también se dejó sentir sobre todo en los niveles con abundantes cantos de cuarcita cuyas dimensiones pueden superar los 15 cm. de largo.

V.7.4.2. Los tramos G₃ y G₃+U₃

Estos tramos vienen a representar la instauración, en la mayor parte de la región, de un dominio sedimentario de carácter esencialmente carbonatado, aunque la fracción arcillosa también está presente de una manera rítmica (niveles de margas verdes). No obstante, además, los episodios arenosos pueden aparecer de nuevo a lo largo del Gargasiense-Albense inferior.

Al margen de este último, la sedimentación carbonatada responde tanto en el espacio como en el tiempo a la implantación de un ambiente aislado del mar abierto y que progresivamente quedaba comunicado con él. En efecto, la base de ambos tramos presenta de modo constante facies carbonatadas no marinas (calizas con *Atopochara trivolvís* y calizas intraclásticas). Superada esta etapa inicial, se instaura un ambiente parcialmente conectado con el mar, poco profundo y tranquilo donde las Dasycladáceas, Miliólidos y algunos Lituólidos pueden vivir. Es más, a excepción de las áreas más externas (tramo G₃), la vida de

los Rudistas (*Pseudotoucasia*) y de las *Orbitolinas*, se desarrolla ($G_3 + U_3$).

Los dos tipos de bancos con Rudistas hacen pensar, por un lado, que estos vivieron en el barro carbonatado sin llegar a formar verdaderos arrecifes (bancos de 1 metro a 1.5 metros formados por Rudistas inmersos en el material micrítico); por otra parte, las *Pseudotoucasias* eran ligeramente transportadas, fracturadas y acumuladas, dando lugar a niveles organógenos más deleznable con los Rudistas en posición caótica y recubiertas por finas películas margosas.

Las *Orbitolinas* (*Mesorbitolinas*) encuentran en las facies micríticas, e incluso en las margas sin elementos arenosos el biotopo adecuado para el desarrollo de las mismas. Este modo de vida contrasta con el de las *Palorbitolinas* encontradas en abundancia en niveles detríticos agitados.

Sin embargo la permanencia de la plataforma marina de carácter restringido no es muy duradera y con frecuencia, la mayor parte de la Sierra del Segura queda ocupada por un ambiente de tipo palustre donde las Caráceas pueden desarrollarse. Como es de esperar, cuanto más hacia el Este, el dominio de las facies marinas se establece con mayor frecuencia. Por otra parte, la plataforma en la que se formaron los tramos G_3 y $G_3 + U_3$ se hace más subsidente hacia zonas más internas.

V.7.4.2. El tercer episodio urgoniano.

Como se ha indicado ya en varias ocasiones, estos materiales se sitúan en las áreas más internas de la Sierra del Segura (sierra del Castril y sierra Seca y en parte la sierra de Huebras). El ambiente corresponde a una plataforma subsidente, más interna que la de los tramos G_3 y $G_3 + U_3$, en la cual tiene lugar un depósito casi exclusivo de calizas organógenas. En esta plataforma, que es la prolongación hacia el Este de la de los tramos G_3 y $G_3 + U_3$, no solo los Rudistas sino también los Corales llegaron a construir edificios arrecifales, además de existir niveles formados por acumulación de dichos organismos.

La sedimentación carbonatada tan solo es interrumpida por los aportes terrígenos hacia el Norte de este sector más interno de la Sierra del Segura. Por otra parte la instauración del ambiente palustre con desarrollo de Caráceas es raro, pues si bien aparece algunas veces, es tan solo de forma esporádica y excepcional.

La subsidencia de este sector es más intensa que la de la plataforma contigua más externa, ya que la potencia alcanzada por los sedimentos carbonatados durante el Garciense-Albense es del orden de 350 metros a 400 metros.

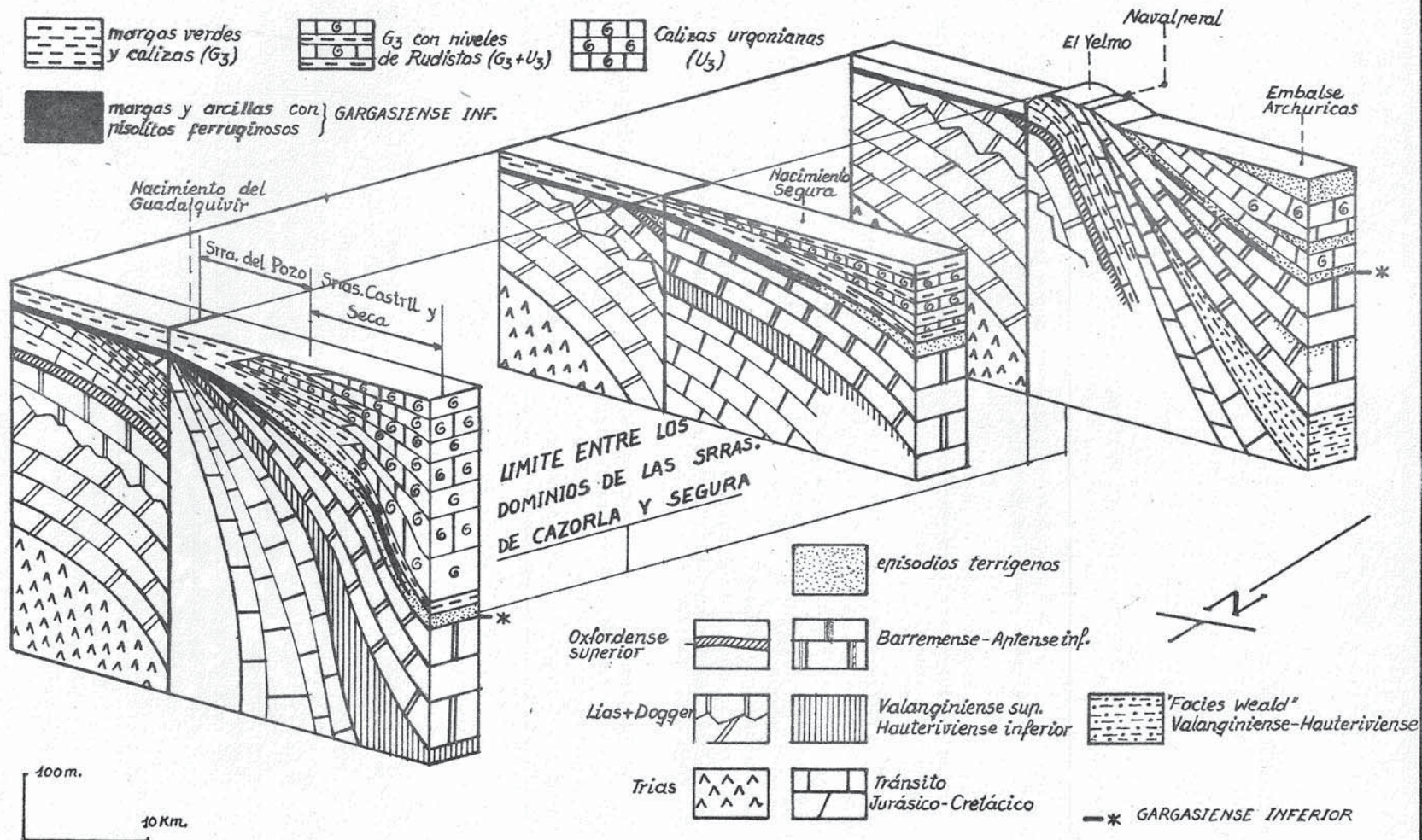
V.7.5. Resumen y Conclusiones

De todo lo expuesto anteriormente y a modo de resumen y conclusión conviene resaltar los siguientes hechos, que quedan complementados con el gráfico de la Fig.81 y con el mapa de facies correspondientes.

- Después del depósito de las calizas con *Inaquia*, se va a producir en la Sierra del Segura una inestabilidad tectónica que va a quedar puesta de manifiesto de modo espe-

RELACION DE LOS MATERIALES DEL GARGASIENSE-ALBENSE INFERIOR
A LO LARGO DE TRES TRANSVERSALES.

Fig. 81



-cial en algunos sectores más externos de la misma (flanco occidental del sinclinal de Cabañas ver Fig.47). Esta inestabilidad dá lugar a una emersión de gran parte de la unidad, como consecuencia de una importante regresión.

- La sedimentación se inicia sobre una superficie que en los sectores externos es claramente discordante. Está integrada en primer lugar por un paleosuelo formado por arcillas y margas con pisolitos ferruginosos (tramo G_{2b}). En las parte más internas y en las septentrionales, las avalanchas terrígenas constituidas por arenas con cantos de cuarcita, areniscas y margas arenosas, se dejan sentir. Se trata de depósitos muy influenciados por el continente y pueden corresponder, sobre todo cuando existen niveles lumaquéllicos de Ostréidos, a depósitos de playa.

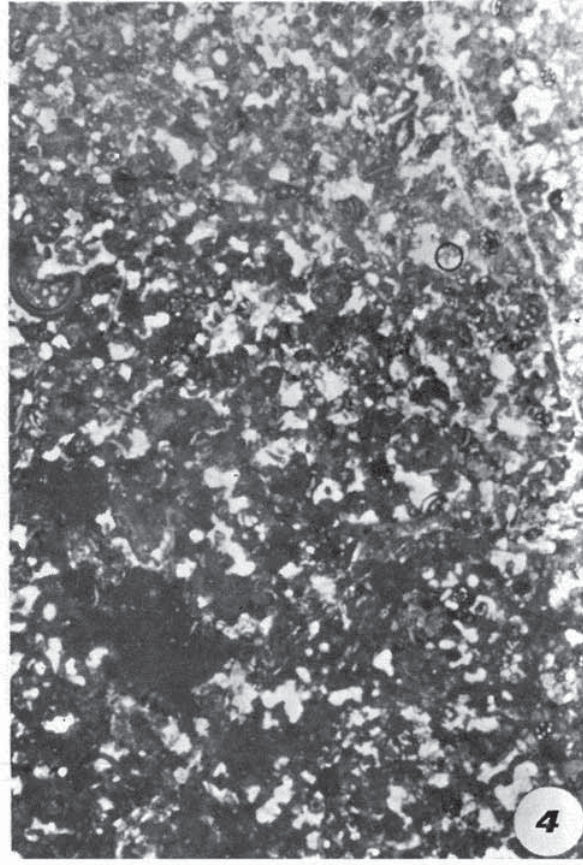
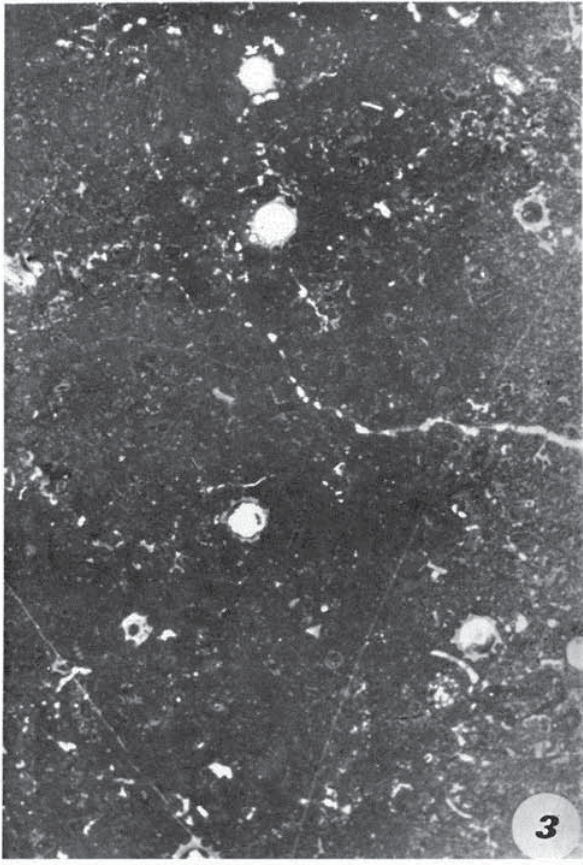
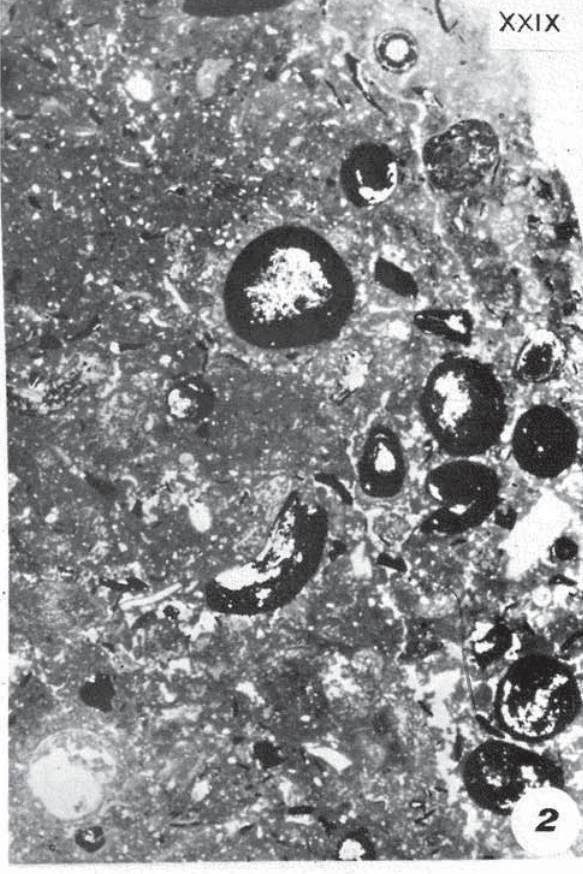
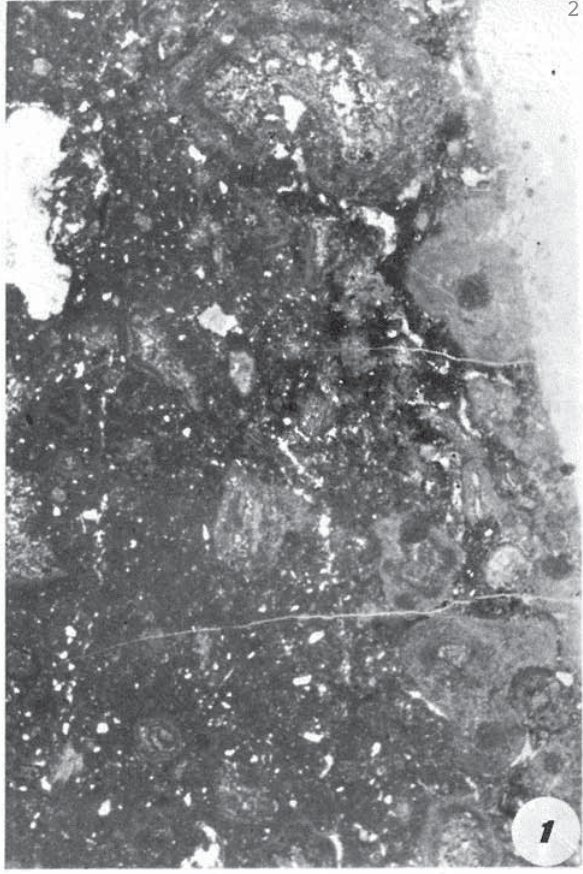
- La sedimentación de tipo carbonatado, que en algunas partes y momentos es interrumpida por los episodios terrígenos arenosos, está representada de más exterior a más interno por los tramos G_3 , G_3+U_3 y U_3 .

Los tramos G_3 y G_3+U_3 se inician con calizas intraclásticas y calizas con Caráceas. A medida que se sube en la serie aparecen niveles con fauna marina de cierto caracter restringido (Miliólidos, Dasycladáceas y Lituólidos); en áreas más internas, se desarrollan bancos de Rudistas y Orbitolinas. Este último caracter se ha utilizado para diferenciar los tramos G_3 y G_3+U_3 . Las intercalaciones de calizas con Caráceas y calizas intraclásticas son frecuentes a lo largo de la serie, lo que pone de manifiesto las oscilaciones periódicas del nivel del mar, con el consiguiente desplazamiento en el espacio de los ambientes sedimentarios. La potencia varía de 35-40 metros en las partes más externas a 150 metros en las más internas.

El tramo U_3 o tercer episodio urgoniano representa la sedimentación que tiene lugar en las áreas más interna de la Sierra del Segura (sierras del Castril y Seca). Las intercalaciones de calizas con Caráceas apenas si están presentes y el caracter constructor de los organismos antes indicados, se pone de manifiesto en algunos niveles. La potencia de tales calizas en sierra Seca es alrededor de los 350 metros y en este espesor se incluye desde el Gargasiense hasta el Albense superior.

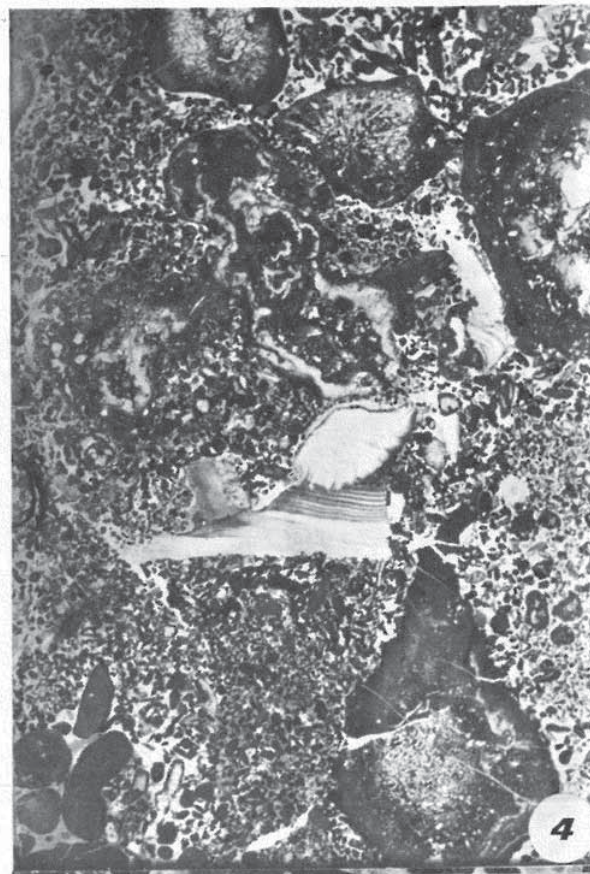
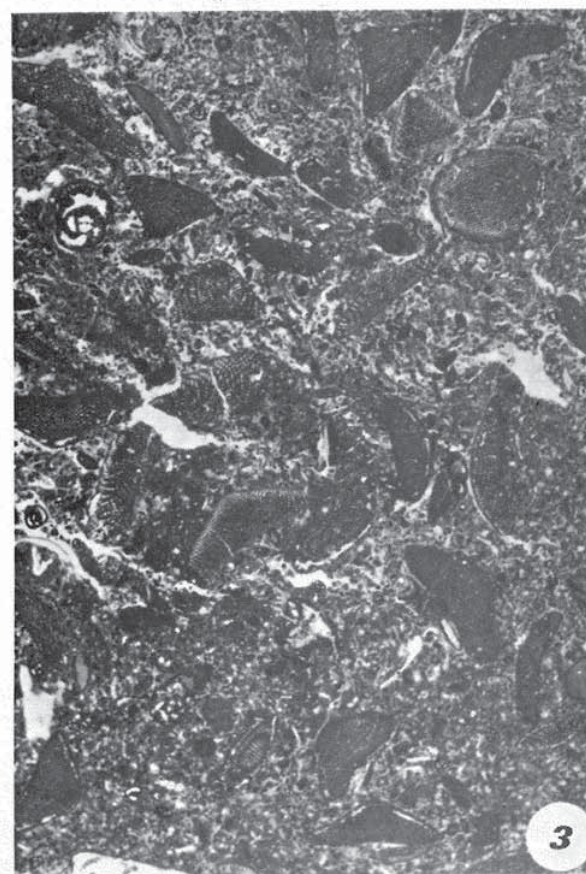
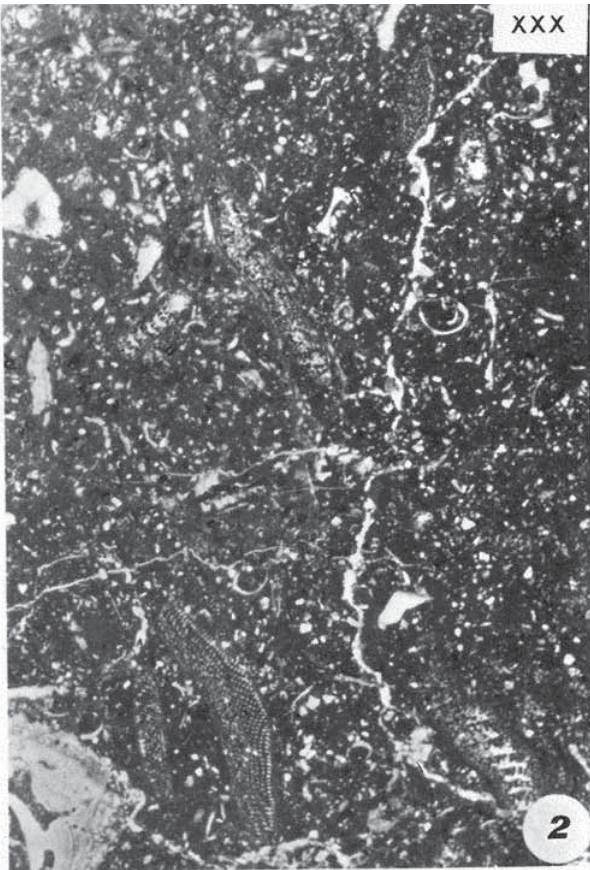
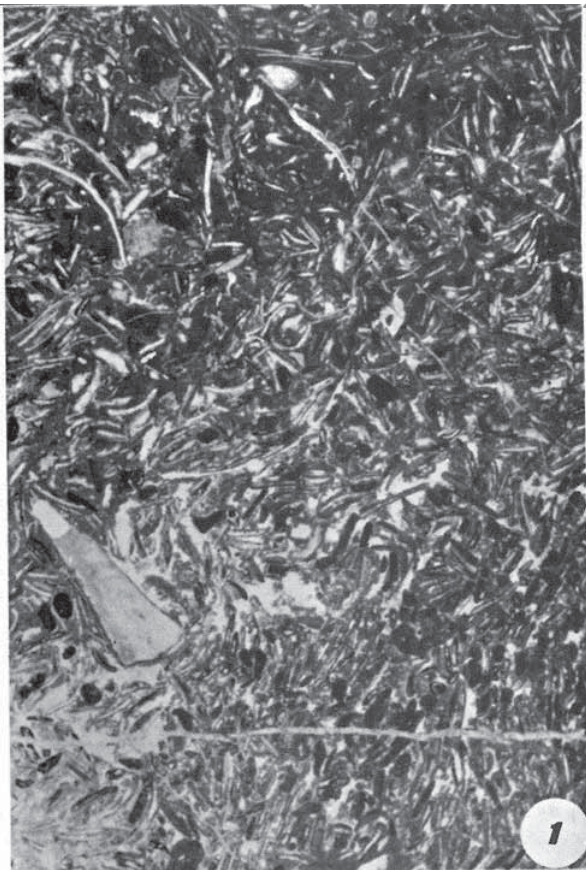
LAMINA XXIX

- 1 y 2.- Microfacies correspondiente a los cantos calizos englobados entre las arcillas y margas ferruginosas del Gargasiense inferior. Observese en la Foto nº1 (x7), la gran similitud de esta textura a la microfacies de onólitos del Barremense-Aptense inferior (Lám.XX, Fot.1). En la nº2 (x6), los pisolitos ferruginosos constituyen el núcleo de los crecimientos algales. Tramo G_{2a} . Pista de Pozo Aloón a Cazorla a la altura de la casa de las Chozuelas.
- 3.- Pelmicrita con fósiles. Oogonios de Caráceas (*Atopochara trivolvis*) y secciones de Gasterópodos. Facies de tipo palustre. Gargasiense. Nacimiento del Guadalquivir. (x ?).
- 4.- Biopelmicrita con desarrollo de textura "fenestral". Se asocian Miliólidos abundantes, *Textularidae*, *Lituólido* sp.3, *Saubaudia minuta* HOFKER y secciones de Serpúlidos. Tramo G_3+U_3 . Facies de plataforma restringida. Rio Borosa. (x10).



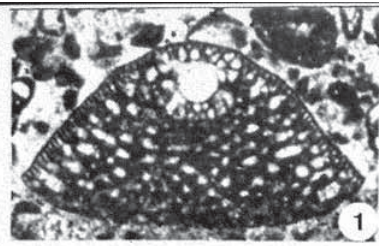
LAMINA XXX

- 1.- Biocalcarenita constituida por numerosos fragmentos de Lamelibranquios, Gasterópodos y Ostrácodos. Oolitización incipiente. Facies marina agitada, posiblemente de relleno de canal. Tramo G_3+U_3 . Rio Aguamulas. Muestra AG-39.
- 2.- Intrabiomicrita con algunos granos de cuarzo. *Pseudochoffatella cuvillieri* DELOFFRE y *O. (Mesorbitolina) texana* (ROEMER). Facies característica de plataforma carbonatada de tipo urgoniano. Gargasiense superior. Arenales Nava de Pablo. Muestra NP-100. (x5).
- 3.- Intrabiomicrita con matriz parcialmente recristalizada. *O. (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), *O. (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLASS, *Pseudocyclamina hedbergi* MAYNC, *Lituolido* sp.3 y Miliolidos. Gargasiense. Facies de plataforma urgoniana (U_3). Sierra del Castril (Corte de barranco Seco). Muestra B-61. (x5).
- 4.- Calcirrudita bioclástica formada por grandes fragmentos de Corales envueltos por algas encostrantes (*Lithocodium-Bacinella*) y fragmentos de Rudistas. Se encuentran además intraclastos y oolitos. Facies de caracter arrecifal. Tramo U_3 . Sierra Seca (Alto del Calar). Muestra CA-126. (x4).

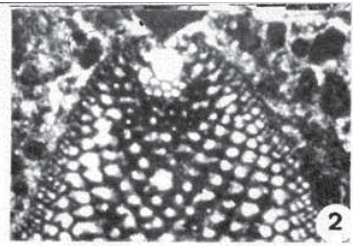


LAMINA XXXI

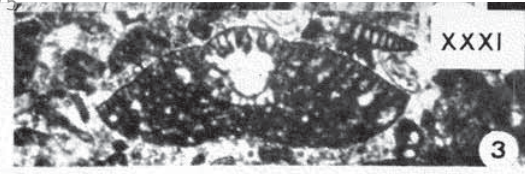
- 1 - 3.- *O. (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER). Cortes axiales. Gargasiense Albense inferior. Sierra del Castril y sierra Seca. (x 38).
- 4 - 6.- *O. (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLAS . Gargasiense. Sierras del Castril y Seca. (x38).
- 7 - 9.- *O. (Mesorbitolina)* ex gr. *subconcava* LEYMERIE (= *O. Mesorbitolina* sp. A de FOURCADE y RAULT-1973). 7 y 8. Cortes axiales. 9). Corte transverso del aparato embrionario. Gargasiense superior. Sierra del Castril y sierra de Huebras. (x38).
- 10 y 15.- *Pseudocyclamina hedbergi* MAYNC. Cortes ecuatorial y oblicuo respectivamente. Gargasiense-Albense inferior. 10). x38, rio Borosa. 15). x30, sierra del Castril.
- 11 - 14.- *Lituolido* sp. 3. Se trata de una forma próxima, y probablemente ancestral, de (*Charentia* .11). Corte subaxial. 12-14. Cortes ecuatoriales. Gargasiense-Albense. Sierra del Castril. (x38).
- 16.- *Lituolido* indiferenciado. Gargasiense. Sierra del Castril (x30).
- 17.- *Acicularia clapei* JAFFREZO. Gargasiense. Sierra Seca (x38).
- 18.- *Pseudochoffatella cuvilleni* DELOFFRE. Gargasiense superior. Arenales-Nava de Pablo. (x38).



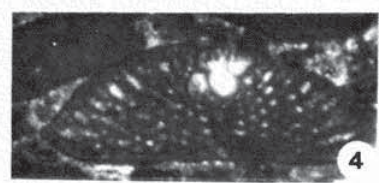
1



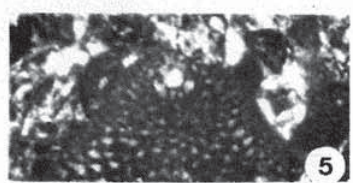
2



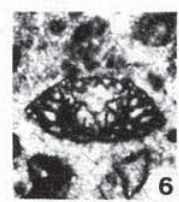
3



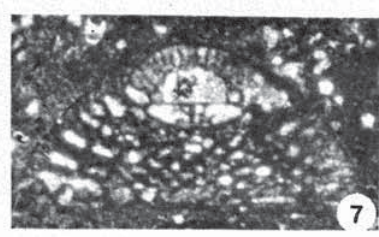
4



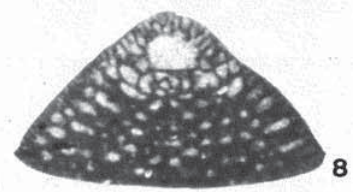
5



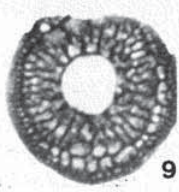
6



7



8



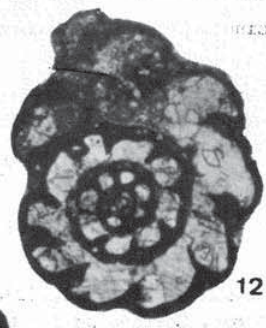
9



10



11



12



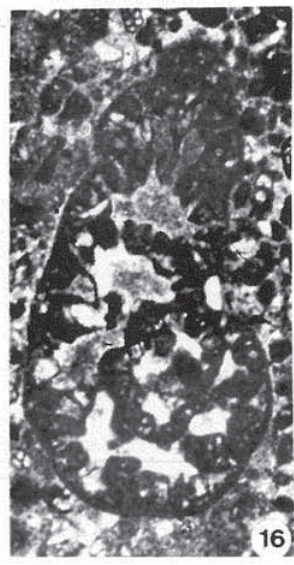
13



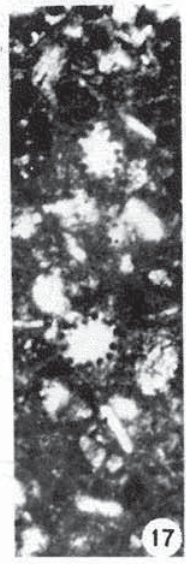
14



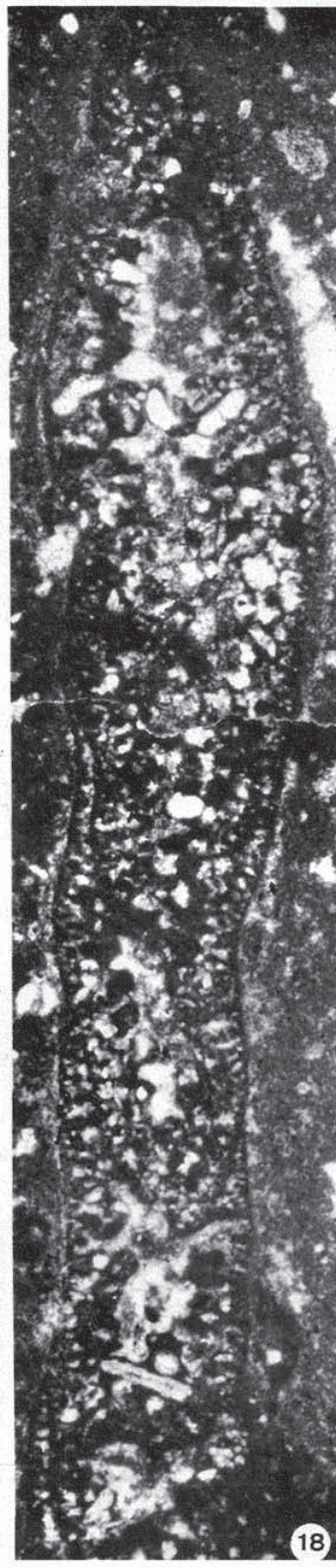
15



16



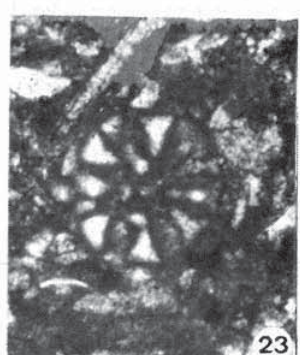
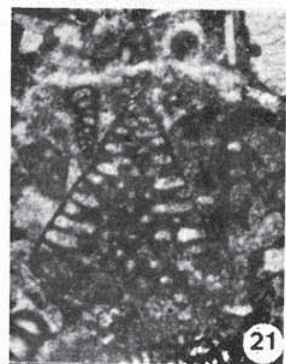
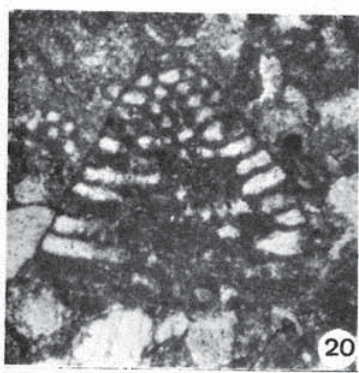
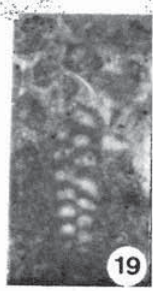
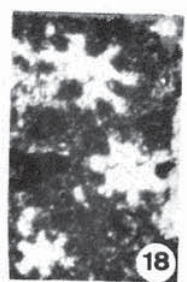
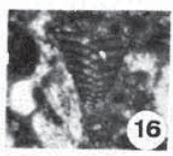
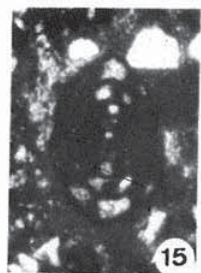
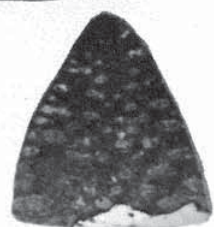
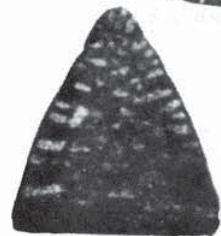
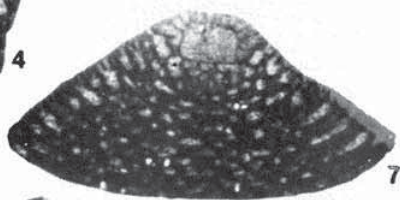
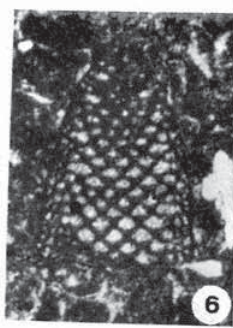
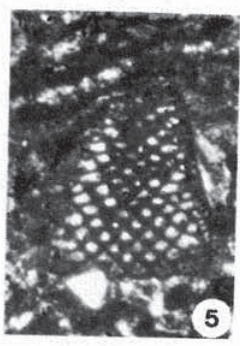
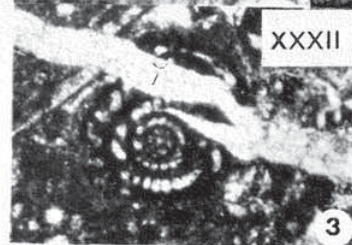
17



18

LAMINA XXXII

- 1.-*Pseudocyclamina hedbergi* MAYNC. Corte ecuatorial. Gargasiense superior. Rio Zumeta (sierra de Huebras). (x38).
- 2 y 3.-*Alveolinido* primitivo próximo a *Ovalveolina*. 2). Corte axial, 3). Corte ecuatorial oblicuo. Gargasiense superior. Se asocia a *Pseudochoffatella cuvilleri* y a *O. (Mesorbitolina ex gr. subconcava*. Nava de Pablo. (x38).
- 4.- *Lituolido* indiferenciado. Corte longitudinal. Gargasiense superior. Sierra de Huebras. (x38).
- 5 y 6.- *Simplorbitolina* sp.?. Cortes subaxiales. Nivel con *Pseudochoffatella cuvilleri*. Gargasiense superior. Nava de Pablo. (x38).
- 7.- *O. (Mesorbitolina)* ex gr. *subconcava* LEYMERIE. Corte axial. Gargasiense superior. Sierra de Huebras.
- 8 y 9.- *Lituolido* sp. 2. Cortes ecuatoriales. Gargasiense inferior. Arroyo de Guazalamanco.
- 12 y 19.- *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO. 12). Corte longitudinal tangencial. 19). Corte axial. Aptense. Cortijo de los Goldones. (x38).
- 13 y 14.- *Sabaudia auruncensis* CHIOC. y DI NAP.. 13). Corte axial, 14). Corte longitudinal tangencial. Gargasiense-Albense inferior. Arenales Nava de Pablo. (x38).
- 15.- *Nautiloculina cretacea* HEYBERNES. Corte oblicuo. Arenales Nava de Pablo. (x38).
- 16.- *Sabaudia minuta* (HOFKER). Corte axial. Arroyo de Guazalamanco. (x38)
- 17 y 18.- *Carpathoporella* sp.. Sierra del Castril. (x38).
- 20 - 23.- *Simplorbitolina marasi*. CIRY y RAT. 20 y 21. Cortes subaxiales. 22 y 23. Cortes transversos. Albense inferior. Sierra Seca. (x38).



V.8. EL ALBENSE SUPERIOR Y VRACONENSE

Los materiales depositados durante estas dos edades tienen características litológicas y paleogeográficas independientes entre sí, sin embargo se presentan juntos ya que los términos de edad Vraconense no siempre son reconocibles al estar en muchos sectores totalmente dolomitizados.

Durante el Albense superior la diferenciación entre los dominios septentrional y meridional de la Sierra del Segura es muy marcada. En efecto, en la mayor parte de la Hoja de Orcera está representado por facies exclusivamente terrígenas, carentes de fósiles y cuya atribución al Albense superior no siempre se puede precisar. Por el contrario, en el sector meridional y en las partes más internas del central, el predominio es de facies carbonatadas, estando representadas las terrígenas en la parte superior del conjunto carbonatado. En las áreas occidentales del sector central pueden observarse las indentaciones entre los materiales carbonatados y los terrígenos.

Desde el punto de vista paleontológico el hecho más significativo es la presencia de *Neonorbitolinopsis conulus* (DOUVILLÉ) organismo que ha sido considerado por muchos autores como indicador zonal del Albense superior.

Los materiales del Vraconense no siempre se pueden datar en el conjunto de la Zona Prebética, a consecuencia de la intensa dolomitización. En muchos sectores, sobre los depósitos del Albense superior, se levanta toda una serie dolomítica correspondiente al Vraconense y Cenomanense-Turonense. Pero, en las partes más internas de la Sierra del Segura, aparecen términos correspondientes a uno de los episodios de mayor influencia pelágica, puesto que existen organismos plantónicos y Ammonites, que permiten datar el Vraconense.

Los organismos bentónicos, propios de facies de plataforma, también se encuentran en el Vraconense de la Sierra del Segura. Durante esta edad tiene lugar la desaparición de *O. (Mesorbitolina) texana texana* y el desarrollo de *O. (Mesorbitolina) aperta* *O. (Orbitolina) concava* y *Neorinagula* sp.

V.8.1. Materiales representados.

V.8.1.1. Los materiales terrígenos del Albense superior ("facies Utrillas"). (Tramo G₄)

Estos materiales tienen una amplia repartición espacial, no solo en la Sierra de Cazorla (ver conclusiones sobre la misma, apartado IV,7), sino también en los sectores septentrionales de la Sierra del Segura. Tal es el caso de los cortes realizados en la Hoja de Orcera, en la de Yetas de Abajo y en la parte Norte de la de Santiago de la Espada.

Desde el punto de vista litológico, los materiales de "facies Utrillas" están constituidos por arenas blancas ricas en cuarzo, arcillas y margas con predominio en estas de los tonos verdosos (a veces de color muy intenso) y rojizo. No es raro encontrar niveles de areniscas tableadas (de 10 a 30 cm. de espesor) y de calizas muy recristalizadas con Ostréidos.

La potencia de los materiales terrígenos de "facies Utrillas" (ver mapa de isopacas correspondiente) aumenta progresivamente desde las partes más externas a las más internas. Así por ejemplo en Segura de la Sierra se tienen valores próximos a los 80 metros, en Peñalta a los 75, y en la ladera occidental del Calar de Cobos (corte del arroyo de los Huecos-Fig.28) superan los 200 metros.

Como se indicaba al principio la edad Albense superior no puede ser precisada en algunos cortes, ya que los materiales terrígenos son azoicos y las intercalaciones calizas están ausentes. Sin embargo al sur y al Este de la Hoja de Orcera, es decir en las Hojas de Santiago de la Espada y Yetas respectivamente, las intercalaciones calizas desde la base son un hecho evidente. Los primeros bancos ya aparecen en el corte oriental del Yelmo (pista Pontones-Hornos), donde en la parte inferior de los materiales terrígenos existen lentejones calizos de 3 a 5 metros de espesor cada uno y que contienen *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE), con lo que queda demostrada la pertenencia de estos términos al Albense superior.

Las calizas, que contienen con frecuencia Rudistas, se presentan en estratos de 1 a 1,5 metros de espesor, son de color pardo o blanco y con frecuencia están muy dolomitizadas.

V.8.1.2. Las facies carbonatadas del Albense superior(G_{4a})

El sector meridional y las partes más internas del central, se caracterizan por el gran desarrollo de materiales carbonatados durante el Albense superior. Tan solo en el techo de la secuencia carbonatada aparece un espesor comprendido entre 15 metros y 35 metros de arcillas y margas dolomíticas, que creo representan la única recurrencia de materiales de "facies Utrillas" en tales sectores.

Los materiales carbonatados están constituidos en la mayor parte de la sierra del Pozo por dolomías masivas de 15 a 20 metros de espesor, seguidas por 5 a 10 metros de calizas tableadas en bancos de 50 cm, muy blancas con algunas tonalidades verdosas y con esporádicas intercalaciones margosas muy finas. El espesor de tales calizas es variable ya que la dolomitización es muy irregular.

En las partes más internas del sector central (ladera occidental de Banderillas, Almorchón y sierra de Huebras), la dolomitización es mucho menor. En estos casos el Albense superior se presenta como una barra de calizas en bancos gruesos, incluso masivos, de 30 a 50 metros de potencia. Entre ellos aparecen estratos constituidos por lumaquelas de grandes Ostréidos (Lám. XXXIV, Fot. 1), además bancos con Rudistas. Siempre la sucesión carbonatada termina con arenas y arcillas de colores verdosos y rojizos correspondientes a las "facies Utrillas".

En la parte Sur de la sierra del Castril (barranco Seco) y en la sierra Seca, las calizas que se acaban de describir no están presentes; en su lugar existen calcarenitas y calizas oolíticas las cuales se describen a continuación.

V.8.1.3. Las calcarenitas del Albense superior-Vraconense (V₁)

En numerosos sectores de la Sierra del Segura, sobre las arenas y margas de "facies Utrillas" se levanta el complejo dolomítico de Vraconense-base del Cretácico

superior. Sin embargo, en general hacia los sectores más internos, la menor intensidad de la dolomitización permite descubrir una sucesión estratigráfica de edad Vraconense y que en muchos puntos está constituida por dos tramos.

El más inferior lo componen calcarenitas, con frecuencia parcialmente dolomitizadas, de color claro o blanco o bien pardas en superficie y anaranjadas en corte fresco. Casi siempre se sitúan sobre los materiales terrígenos de "facies Utrillas", pero algunas veces se presentan algunos bancos intercalados entre dichas facies, o incluso aparecen por debajo de las mismas. Tal es el caso de la sierra Seca (fig.68), donde bajo materiales arenosos micáceos identificables con las "facies Utrillas", existen unos 100 metros de calcarenitas. Por consiguiente, dichas calcarenitas, si bien corresponden al Vraconense, pueden empezar en algunos puntos en el Albense superior.

En los cortes de la ladera occidental de Banderillas, el Vraconense comienza con una barra de 10 a 15 metros de calizas arrecifales con Corales, muy dolomitizadas, cuya relación lateral con los materiales calcareníticos es evidente.

V.B.1.4. Las calizas micríticas (V_{2a}) y las margocalizas con Ammonites (V_{2b})

La sucesión del Vraconense continúa con un segundo tramo cuyas características litológicas varían según los sectores considerados.

En la mayor parte de las áreas en las que el Vraconense puede diferenciarse, este tramo superior está formado por calizas, calizas margosas y margocalizas de tonos amarillentos, con superficies de estratificación no muy marcadas, en bancos de espesor variable e irregularmente dolomitizados. La característica más importante es la presencia de grandes Orbitolinas planas, que pueden llegar a medir, como en el caso de la sierra de Huebras, hasta 5 cm. de diámetro.

La potencia de tales materiales es variable, ya que la dolomitización suprayacente es muy irregular. Los máximos valores se han medido en el corte del Almorcón (75 metros a 100 metros) y en la Sierra de Huebras (70 metros).

En las partes meridionales de la sierra del Castril y en la sierra Seca, sobre las calcarenitas antes citadas (tramo V₁), existe una alternancia de margocalizas grises amarillentas con margas grisáceas caracterizadas por la presencia de organismos platónicos y Ammonites (tramo V_{2b}). Los bancos de margocalizas son de 1 metro de espesor aproximadamente y de superficies de estratificación irregulares deformadas por cargas. En la sierra Seca, la base de tales margocalizas viene marcada por un "hard-ground" muy desarrollado cuyos huecos, rellenos de óxidos de hierro y glauconita, presentan abundantes Ammonites, Braquiópodos, Equínidos y algunos Lamelibranchios. Como ya indica FOUCAULT (1971), esta superficie ferruginosa no parece representar una interrupción sedimentaria importante. En efecto, en la cabecera del barranco de las Hazadillas (parte meridional de la Hoja de San Clemente), debajo del "hard-ground" se encuentran margas micáceas y calcarenitas de edad Albense superior, sobre ellas las margocalizas con Ammonites del Vraconense; por consiguiente, la laguna estratigráfica apenas es perceptible, todo lo más puede afectar a una parte del Albense superior o a la base del Vraconense. Esto último podría ser más probable.

La relación lateral entre las calizas y margocalizas con grandes Orbitolinas planas (tramo V_{2a}) y las margocalizas con Ammonites (tramo V_{2b}) parece clara, ya que en la ladera occidental de Banderillas ambos tramos se indentan.

La potencia de las margocalizas y margas con Ammonites presenta un valor máximo en sierra Seca (barranco de las Hazadillas), que corresponde a unos 80 metros.

V.8.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía

Desde el punto de vista paleontológico, el Albense superior y el Vraconense son perfectamente diferenciables ya que en el límite de los mismos se produce un relevo importante en la asociación faunística.

La sucesión de biozonas diferenciadas son las siguientes:

- Biozona de extensión total de *Neorbitolinopsis conulus*

Como indica su denominación, los límites de la misma vienen caracterizados por la aparición y extinción del indicador zonal. *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) es una forma muy abundante en la Sierra del Segura y además fácilmente reconocible.

La edad Albense superior ya fué precisada por FOURCADE y MOULLADE (1969) al encontrar por debajo del mismo, niveles con *Kremiceras* de edad Albense medio-superior.

En la Sierra del Segura los niveles con *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) también han podido ser precisados con fauna de Ammonites y Orbitolinas. En los cortes de la ladera occidental de Banderillas, tales horizontes quedan enmarcados en su base por una asociación de *Kremiceras* y *Ergonoceras* que caracterizan el Albense inferior (zona de *Douvillicerias*) y por arriba con *Mortonicerias* y *O. (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN) que son formas características del Vraconense.

FOURCADE (1970) estableció una biozona de *N. conulus* en los confines de la cordillera Bética e Ibérica, para caracterizar el Albense superior. PEYBERNES (1976) en el Pirineo, crea una subzona de *N. conulus* que indica el Albense superior-basal.

- Biozona de *O. (Mesorbitolina) aperta* y *Neoiraquia* sp.

La razón de definir esta biozona con dos indicadores zonales se debe a que las dos formas son muy abundantes en los niveles suprayacentes a los de *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE). *Neoiraquia* sp. predomina en las facies calcarenítica del primer tramo vraconense, mientras que *O. (Mesorbitolina) aperta* es más propia de los niveles micríticos de calizas margosas y margocalizas.

Se trata de una zona de extensión total con una cierta imprecisión en cuanto a su límite superior, ya que este viene marcado no por la extinción de los indicadores zonales ni por la aparición de un nuevo taxón, sino por un hecho fortuito pero general, que es la dolomitización a que se ven sometidos los materiales suprayacentes. Las dos especies se inician ya en el Albense superior, pero no es sino hasta el Vraconense cuando son frecuentes.

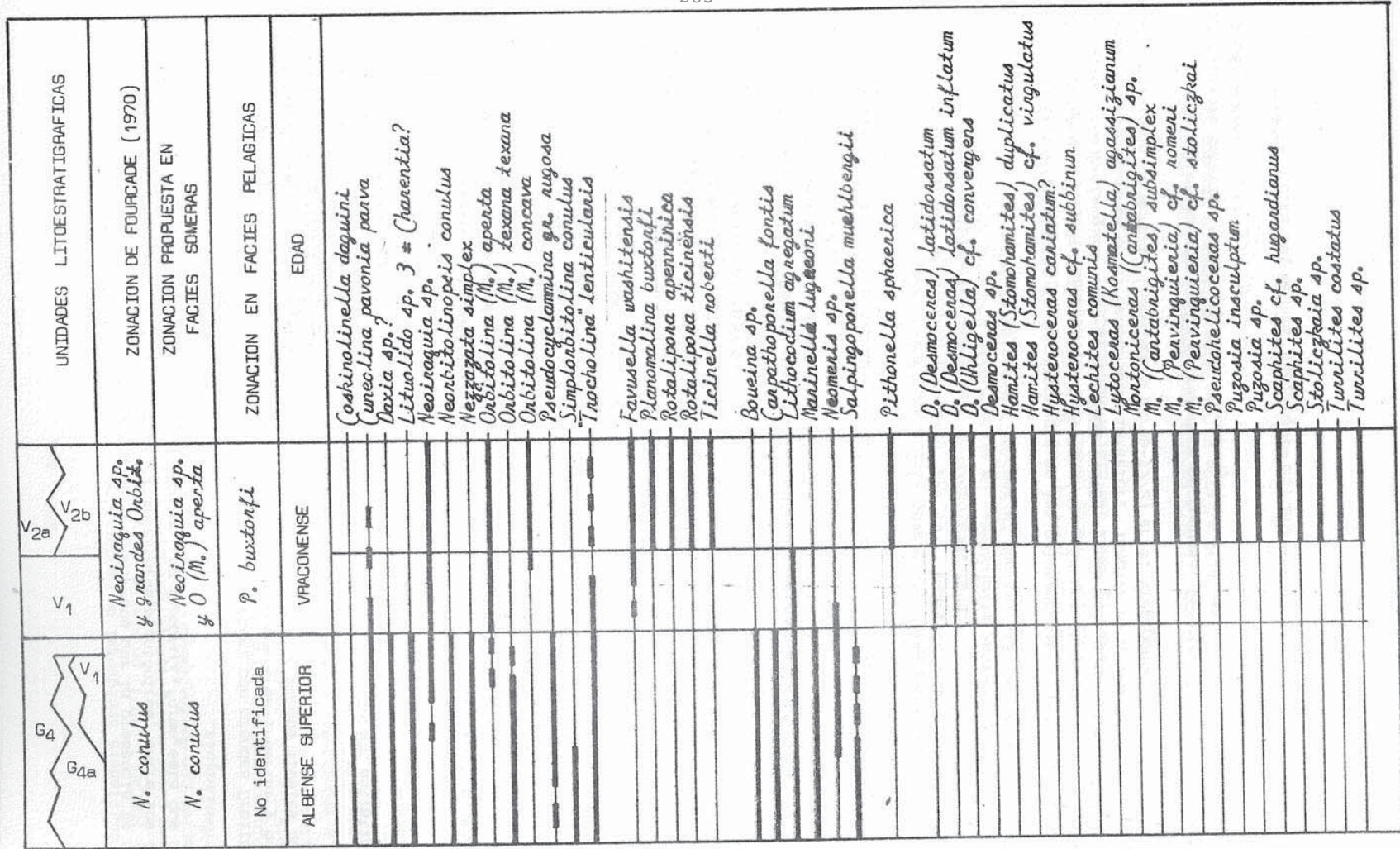


Fig 82.- Distribución de organismos en el Albense superior y Vraconense

La edad Vraconense de esta biozona viene confirmada por la presencia de Ammonites (*Mortonicerias*) y por la asociación de foraminíferos platónicos, entre los que se encuentra (aunque escasamente representado) *Planomalina buxtonfi*, forma esta que caracteriza el Vraconense inferior y medio.

FOURCADE (1970) establece en el Sur de España un nivel con grandes Orbitolinas planas y *Neoiraquia* n. sp. que corresponde al Vraconense-Cenomanense inferior y que como hipótesis de trabajo sitúa en este último. Se trata pues de los mismos niveles que aquí se estudian en la Sierra del Segura.

A continuación se hará un breve comentario sobre la distribución estratigráfica de los organismos más significativos correspondientes a estas edades.

Coskolinolinella daquini DELMAS y DELOFFRE

Las referencias encontradas respecto a este *Dicyclinadae* son de LOEBLICH y TAPPAN (in MOORE-1964), donde este organismo es citado en el Albense y en PEYBERNES (1976) que lo localiza en el Albense inferior y medio.

En la Sierra del Segura no es una forma muy frecuente. Se ha encontrado en la parte inferior de la biozona de *N. conulus*.

Cuneolina pavonia parva DRB.

Esta subespecie y en general las formas pertenecientes a (*Cuneolina* gr. *pavonia*) han sido citadas en numerosas localidades desde el Albense inferior al Cenomanense. Así BILOTTE (1973) la encuentra a lo largo del Cenomanense de Corbières; igual que BERTHOU (1973) en la Extremadura portuguesa.

En la Sierra del Segura aparece en niveles referibles al Albense inferior, pero las formas más características así como la mayor abundancia de la especie tiene lugar en la zona de *N. conulus*.

Daxia sp.?

Con muchas reservas se atribuye a este género una forma encontrada con cierta frecuencia a lo largo del Albense (Lám. XXXV, Fot. 19). Podría corresponder a un foraminífero próximo y posiblemente ancestral.

Neoiraquia sp.

Este Orbitolinido es muy frecuente en las calcarenitas y calizas intraclásticas que se superponen a los materiales con *N. conulus*. Es una forma equivalente, si no es la misma, que *Neoiraquia* n. sp. de FOURCADE (1970), y que este autor localiza en el Vraconense y especialmente en el Cenomanense inferior. También es citada esta forma en Socovos (provincia de Murcia) (FOURCADE y otros-1972) en el Vraconense y Cenomanense inferior.

En el Cenomanense de la Extremadura portuguesa, BERTHOU (1973) encuentra en el Cenomanense inferior formas próximas a *Neoiraquia* que se designa con el nombre de Orbitolinido nuevo.

En la Sierra del Segura, *Neoiraquia* sp. aparece por debajo de los niveles con

Montoniceras (ladera occidental de Banderillas y sierra Seca). Este hecho también es citado por FOUCAULT (1971) en sierra Seca. Sin embargo la distribución vertical de este organismo puede sobrepasar el Vraconense; lo que ocurre en los cortes estudiados es que las facies con *Montoniceras* y foraminíferos plantónicos no son idóneas para el desarrollo de *Neoiraquia*.

Algunos autores (MOULLADE y otros-1972, PEYBERNES-1976, RAMIREZ del POZO-1971 y SCHROEDER-1973 a y b, entre otros) indican la similitud entre *Orbitolina conica* d'ARCHIAC (especie tipo del subgénero *Coniconbitolina* creado por SCHROEDER-1973 a) y el género *Neoiraquia*. La especie *Neoiraquia cuvilleni* MOULLADE, sí que presenta un carácter distintivo, dada su forma alta y casi cilíndrica. Sin embargo entre *Neoiraquia* sp. y *O. (Coniconbitolina)* (d'ARCHIAC), no encuentro diferencias, al menos en el material estudiado, que permitan distinguirlos.

En el corte de Aulet en los Pirineos españoles, SCHROEDER (1973b) da a conocer una sucesión de biozonas locales; la de *O. (Coniconbitolina) conica* junto con *O. (Orbitolina) durandegai* (SCHROEDER) corresponde al Cenomanense inferior, si bien la primera aparece ya en el Vraconense.

Neorbitolinopsis conulus MAYNC

Ya ha sido comentado con anterioridad el valor estratigráfico de este organismo cuya edad Albense superior queda confirmada en la Sierra del Segura mediante Ammonites encontrados en niveles infra y suprayacentes.

Esta forma fué asignada en principio al género *Orbitolina*, sin embargo no puede ser considerada como tal ya que su aparato embrionario carece de zona subembrionaria. Según HOFFRER, jr. (1964) esta especie deriva de *Palorbitolina lenticularis*, SCHROEDER (1965) consideró que realmente corresponde a un nuevo género que procede de *Orbitolinopsis praesimplex*, y al que denominó *Neorbitolinopsis*.

Nezzazata simplex OMARA

En el Albense superior aparecen secciones de organismos referibles a *Nezzazata* o *Trochospira*, ambos pertenecientes a la familia *Nezzazatidae* creada por HAMAOUI y SAINT MARC (1970).

Según indican estos autores, *Nezzazata* es la forma ancestral de *Trochospira*, entre las cuales existen grandes afinidades. La primera está presente en el Cretácico inferior y pasa al superior, mientras que la segunda aparece en el Cenomanense.

En la Sierra del Segura, la posición estratigráfica de los niveles que contienen tal organismo (Albense superior), hacen pensar que corresponda al primero y no al segundo. De todos modos queda planteada una cierta imprecisión.

O. (Mesorbitolina) aperta (ERMAN)

Como indica SCHROEDER (1973), esta especie corresponde a la forma más evolucionada del subgénero *Mesorbitolina*, caracterizada por su forma aplanada y grandes dimensiones.

Los niveles con *Orb. (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN) han podido ser datados en

la Sierra del Segura mediante Ammonites y foraminíferos planctónicos, como pertenecientes al Vraconense.

En el corte de Aulet, SCHOEDER (1973b) crea una biozona local de *O.* (*Mesonbitolina*) y *O.* (*Orbitolina*) *concava gatarica* (HENSON) que viene a caracterizar el Vraconense y la parte basal del Cenomanense. En el Pirineo franco-español, PEYBERNES (1976) erige una biozona de *O.* (*Mesonbitolina*) *aperta* en el Albense superior. FOURCADE (1970) en el Sur de España señala un horizonte con grandes Orbitolinas planas en el Vraconense-Cenomanense inferior.

O. (*Orbitolina*) *concava gatarica* (HENSON)

Esta subespecie y en general las Orbitolinas del grupo *concava* van asociadas a *O.* (*Mesonbitolina*) *aperta*, coincidiendo este hecho con los datos de SCHOEDER (1973b).

Las Orbitolinas del grupo *concava* constituyen la base para la diferenciación del subgénero *Orbitolina*, cuyo origen y posible conexión filogenética con el subgénero *Mesonbitolina* son aún desconocidas (SCHOEDER-1973a). El subgénero aparece en el Vraconense y llega hasta la base del Cenomanense.

Simplorbitolina conulus SCHOEDER

Corresponde a la forma más evolucionada del género *Simplorbitolina*; viene caracterizada, además de por un embrión en posición espiral, por la presencia de séptulos horizontales y verticales.

PEYBERNES (1976) considera una biozona de *S.* *conulus* que localiza en el Albense inferior y medio.

En la Sierra del Segura, los primeros ejemplares de *Simplorbitolina conulus* aparecen en el techo del tramo G₃+U₃ y son relativamente frecuentes en la extrema base de la zona de *N.* *conulus*. Por consiguiente se localiza en el Albense medio-base del superior.

"*Trocholina*" *lenticularis* HENSON

Esta especie se encuentra ligada a las facies calcareníticas de carácter arrecifal. En el dominio mesogeo, ha sido citada desde el Albense inferior-medio hasta el Cenomanense inferior.

PEYBERNES (1976) hace una revisión de esta forma. Considera que no puede ser referida al género *Trocholina* ya que la concha es planispiralada en lugar de trocospiralada. Por otra parte la atribución al género *Paratrocholina* (*Aulatortus*), no se considera válida porque en *Paratrocholina* se presenta un estado estrechospiralado. MOULLADE y PEYBERNES (in PEYBERNES-1976) crean para esta forma la denominación genérica de *Hensonina*.

Con respecto a los foraminíferos planctónicos, la asociación de los mismos indicada en la Fig.82 pone de manifiesto de acuerdo con POSTUMA (1971), una edad Albense terminal Vraconense inferior-medio (zona de *Planomalina buxtorfi*).

V.8.3. Composición, Texturas y Estructuras.

V.8.3.1. Los materiales terrígenos de "facies Utrillas"

Como en los niveles terrígenos del resto del Cretácico inferior, los estudios de composición de los materiales que componen las "facies Utrillas" se han relegado a un plano bastante secundario, al haberse insistido muy poco en este aspecto. Los datos obtenidos pueden resumirse de la forma siguiente:

- En relación con los niveles arenosos, la fracción arena representa de un 60% al 75%, el resto corresponde a la fracción lutita y carbonatos. De los componentes terrígenos el cuarzo representa el componente principal (55% al 75%), el resto está representado por feldespatos y fragmentos de rocas en proporciones variables. En la fracción pasada destaca por su abundancia las micas blancas, Menas metálicas, Turmalinas y Circón.

- Los niveles margosos corresponden en su mayoría a margas dolomíticas. En ellas la dolomita puede alcanzar valores de hasta el 50%, siendo la fracción arena muy poco importante (no supera el 15%).

- Las areniscas varían de arcosas a subgrauvacas, con cementos carbonatados que la mayor parte de las veces corresponden a dolomita.

Respecto a las estructuras sedimentarias existen estratificaciones cruzadas, sobre todo en bancos de arenas. La dificultad en el estudio de las mismas estriba en que la mayor parte de las veces no se tienen dos cortes de dichas estratificación. En general se trata de formas de gran escala de tipo *megaripple-bedding*.

V.8.3.2. Las facies carbonatadas del Albense superior.

En los materiales carbonatados del Albense superior están presentes una variedad de tipos petrográficos que con frecuencia se repiten en una misma vertical, aunque la abundancia de los mismos guarda también una estrecha relación con la posición en el espacio.

Como ocurre con algunos de los tramos ya estudiados no se presentan unos tipos petrográficos rígidos, cuyas características litológicas sean inmutables, sino que la combinación de ellas da lugar a toda una gama variada de elementos texturales. Con estas bases, los tipos más característicos que se pueden considerar son los siguientes:

Micrita con "birdseyes" y Micritas con fósiles. - Corresponde el primero a un tipo textural no muy frecuente y que se localiza de modo especial en las partes más externas de la sierra del Pozo.

El componente más importante es la micrita algo removilizada, en la que se desarrolla textura de tipo "fenestral". Los fósiles están ausentes.

En relación con esta microfacies están las micritas con fósiles. El material predominante también es la micrita, en general removilizada, en la que es frecuente encontrar peletoides así como algunos fósiles, sobre todo *Milididos* y *Textularidae*.

Entre estas dos microfacies existe una variedad de pasos intermedios (ver Lám. XXXIII, Fot.2, parte inferior).

Biopelmicritas y Biopesparitas.— Se trata de texturas muy frecuentes en el ámbito del dominio carbonatado del Albense superior. Se presentan en las calizas blancas tableadas de la Sierra del Pozo.

En ellas dominan los pellets, peletoides y fósiles (Lám. XXXIII, Fot.1 y 2 parte superior). La variedad de fósiles es escasa; dominan con mucho los Miliólidos a los que siguen Textularidae y algunas algas Dasycladáceas (*Salpingoponella muehlbergii*). Pueden existir intraclástos, aunque de forma esporádica.

La matriz es de naturaleza micrítica y suele aparecer algo removilizada y recristalizada. Es frecuente encontrar numerosos romboedros de dolomita, ya que los conjuntos infra y suprayacentes están totalmente dolomitizados.

A menudo se observa en estas calizas de la sierra del Pozo que los niveles micríticos están atravesados por pequeños canales bifurcados, originados probablemente por bioturbación y rellenos de una calcarenita peletoidal con abundantes organismos (Lám. XXX. Fot.2.).

Biomicritas con Rudistas e intraclástos.— Esta microfacies es característica de los niveles con Rudistas, que alternan en el mismo corte con las texturas anteriores. Son especialmente abundantes en las partes internas del dominio carbonatado y en las intercalaciones con los materiales terrígenos de "facies Utrillas".

Los aloquímicos más importantes son los fósiles y bioclástos (Lám. XXXIII, Fot.3) y están constituidos por secciones de Lamelibranquios y algas (*Boueina Marinella lugueoni* y *Neomeris*). La micritización de los bioclástos está bien desarrollada; también están presentes algunos intraclástos.

V.8.3.3. Las facies del Vraconense.

Como ya se indica anteriormente, los materiales que se superponen a los de "facies Utrillas" suelen ser, en la mayor parte de la región estudiada, términos dolomíticos que constituyen toda una sucesión estratigráfica a lo largo del Vraconense y sobre todo del Cenomanense-Juronense. Las dolomías basales corresponden a tipos muy uniformes; predominan las Dolesparitas y Dolmicrosparitas en las que la intensidad de la dolomitización impide hacer algún tipo de consideración sobre la textura original.

En los sectores más internos, en los que la dolomitización es menos intensa, se ponen de manifiesto varios tipos petrográficos típicos del Vraconense. Son los siguientes:

Calcarenitas y Calizas oolíticas.— Es característico del tramo inferior del Vraconense e incluso también corresponde a una parte del Albense superior, como ocurre en el corte de sierra Seca en la cabecera del barranco de las Hazadillas. En este sector, las calcarenitas oolíticas se sitúan por encima de los niveles con *Simplexbitolina manasi* por debajo de los de *Montoniceras*.

Desde el punto de vista textural hay una cierta variedad de componentes que pueden entrar en proporciones muy variadas. Dominan por lo general los oolitos (Lám. XXXIII, Fot.4), originados alrededor de un fragmento de lamelibranquic. Son también frecuentes los agregados constituidos por partículas carbonatadas y terrígenas que quedan aglutinadas por material micrítico. Los fragmentos de organismos y los fósiles enteros pero con señales de rodamiento ("*Trocholinas*" y *Neoiraquias*) también están presentes, así como los intraclástos.

El cemento es de naturaleza esparítica, aunque suelen existir restos de micrita. Los fenómenos de micritización de bioclastos y fósiles y sobre todo la dolomitización parcial e irregular de la roca, son hechos muy comunes.

A veces se intercalan entre las facies calcareníticas delgados niveles arrecifales (Lám. XXXIV, Fot.2) constituidos por Corales más o menos fragmentados, otros bioclástos, intraclástos y algas encostrantes. Los aloquímicos están unidos por una matriz micrítica.

Biopelmicritas.— El segundo tramo que forma parte de los materiales del Vraconense, está formado por Biopelmicrita con grandes Orbitolinás planas, *O. (Orbitolina) concava* y organismos de influencia pelágica tales como *Pithonellas* y Foraminíferos planctónicos. La proporción entre fósiles bentónicos y planctónicos es variable, existiendo un predominio de estos hacia áreas más internas (Lám. XXXIV, Fot.3 y 4). Están presentes también granos de cuarzo de tamaño limo y arena fina.

La recristalización de la matriz y la dolomitización de la roca son fenómenos frecuentes.

V.8.4. Ambientes sedimentarios.

V.8.4.1. Los materiales terrígenos de facies Utrillas.

Los materiales de "facies Utrillas" se han atribuido, de forma clásica, a un ambiente continental como consecuencia de depósitos fluviales. Sin embargo LOPEZ-GARRIDO (1971) piensa que tales materiales pudieron originarse en un ambiente de playa con influencias fluviales o deltaicas, ya que están presentes algunos niveles con lamelibranquios.

Los datos que aquí se exponen no vienen a aportar gran cosa a la interpretación dada por autores anteriores. Pienso que una de las vías que darían más luz a la resolución del problema del ambiente sedimentario de las "facies Utrillas", estaría en el estudio de los minerales de las arcillas y en el empleo de métodos mineralógicos que se apartan bastante del objetivo de este trabajo.

Los materiales de "facies Utrillas" no presentan fauna que permita la datación; tanto los niveles de arenas como los de margas levigados, no han proporcionado ningún organismo. Las estructuras sedimentarias primarias, que corresponden a estratificaciones cruzadas de gran escala, mal conservadas, podrían haberse formado tanto en medio fluvial como costero. Otros datos que conviene resaltar son la presencia de niveles con Ostréidos y de lechos de lignito.

Como puede verse algunas de estas características están a favor de una sedimentación continental, mientras que otras indicarían un ambiente de tipo litoral. Un dato sin embargo que puede ser de interés a este respecto es el encuadre regional de tales materiales, así como el estudio de las relaciones verticales y sobre todo horizontales de los mismos.

Existen sectores, como ocurre con la parte septentrional, en que la sucesión estratigráfica del Albense (sobre todo del Albense superior) está constituida tan solo por materiales terrígenos de "facies Utrillas", a veces con delgados niveles calcáreos muy recristalizados que no aportan apenas ningún dato de interés. Sin embargo hacia el Sur de la Hoja de Orcera, aparecen de forma rápida numerosas intercalaciones carbonatadas marinas, más desarrolladas hacia la base, pero intercaladas de modo rítmico a lo largo de la sucesión de arenas y margas.

Más hacia el sur, como ya se sabe, el predominio casi total corresponde a las facies carbonatadas, estando representadas las terrígenas tan solo en el techo del tramo. No cabe duda pues, que los materiales terrígenos constituyen en su mayor parte un paso lateral hacia el Norte, de los carbonatados originados en tal plataforma.

Los niveles calizos, muchas veces dolomitizados, se han originado, en líneas generales, en una plataforma carbonatada protegida. Este dato importante, da pie para pensar que los materiales de "facies Utrillas" han podido ser la consecuencia de la interacción de varios medios sedimentarios que actuasen conjuntamente, siendo la influencia de uno u otro más notoria de acuerdo con el enclave paleogeográfico. De este modo, parece fácil plantear que las áreas de sedimentación terrígena cercanas a la plataforma carbonatada debieron corresponder a una zona costera; por el contrario, las más alejadas de la misma y más próximas a la Meseta, constituirían el asiento de una sedimentación continental de tipo fluvial.

V.8.4.2. Las facies carbonatadas del Albense superior.

El contexto geológico regional de tales materiales, junto a las características texturales que presentan los mismos, constituyen las bases para la interpretación sedimentaria.

El ambiente de depósito corresponde a una plataforma carbonatada en general de carácter restringido, pero en la que puede deducirse una variación en las condiciones ambientales de Oeste a Este. En las partes más externas, sierra del Pozo fundamentalmente, presenta unas características propias de medio confinado, que incluso puede quedar expuesto a la interperie. Este hecho está apoyado por la ausencia o empobrecimiento de la fauna (niveles con Miliólidos y Textularidae), así como por el desarrollo de textura "fenestral".

Junto a tales facies se encuentran niveles ricos en pellets y en los que la variedad de fósiles es mayor (*Neorbitolinopsis (uneolinas)*), además de Rudistas.

Sobrepasada hacia el Este la alineación de Banderillas es frecuente encontrar estratos lumaquéllicos con Ostréidos gigantes, lo que pone de manifiesto una mayor conexión con el mar abierto. En tales áreas, los bancos con Rudistas son mucho más frecuentes que en las más externas, al contrario de lo que ocurre con las micritas con Milióli-

- dos y *birdseyes*.

Por último, en los sectores correspondientes al Sur de la sierra del Gastril y en la sierra Seca, la presencia de facies oolíticas y biocalcarenticas con fragmentos de *Lamelibranchios* y "*Trocholina*" *lenticularis* HENSON, ponen de manifiesto la existencia de un medio agitado, probablemente de tipo barra arrecifal.

V.8.4.3. Los materiales del Vraconense.

Los depósitos que tienen lugar durante el Vraconense son propios de un medio marino más abierto que el que le precede en el tiempo. Comienza por calcarenitas oolíticas y bioclásticas las cuales están relacionadas con un ambiente de tipo arrecifal, puesto que en algunos puntos se encuentran niveles con Corales interestratificados. Se trata pues de una plataforma carbonatada agitada y abierta.

El dominio de tales facies, que en el Albense superior quedaba limitado tan solo a la parte más interna de la Sierra del Segura, ocupa al inicio del Vraconense un área mucho más amplia.

Pasada esta primera etapa, continúa el depósito de materiales carbonatados pero en unas condiciones más propias aún de mar abierto. En efecto, se trata de una plataforma tranquila, de influencia pelágica, donde pueden vivir organismos plantónicos tales como *Pithonellas*, *Hedbergellas* y *Rotaliporas* e incluso en algunos sectores abundantes *Montoniceras*. Hacia las partes más externas se desarrolla el biotopo adecuado para la vida de las grandes Orbitolinas planas y Orbitolinas del grupo *concava*.

En el sector más interno de la Sierra del Segura (sur de Sierra Seca), el tránsito brusco en la vertical a este ambiente ha quedado marcado por la presencia de un "hard-ground".

V.8.5. Resumen y Conclusiones.

Como ya quedaba indicado al principio, el Albense superior y Vraconense a pesar de presentarse juntos, vienen a representar dos acontecimientos sedimentarios independientes. En la figura 83 se esquematizan de forma simple las sucesiones estratigráficas más significativas. Los hechos que conviene resaltar son los siguientes:

- El fenómeno más representativo del Albense superior es el desarrollo en amplios sectores de la parte septentrional de los materiales de "facies Utrillas", que están constituidos por arenas con cantos de cuarcita, margas versicolores y algunos niveles de areniscas. Ya quedaba planteado en el apartado III.4.3. el problema de cuál debía ser el horizonte cronoestratigráfico del Cretácico inferior a partir del cual los materiales terrígenos recibiesen la denominación de "facies Utrillas".

Sería reiterativo volver a plantear de nuevo los argumentos a favor o en contra de las distintas interpretaciones; baste con remitir al lector el mencionado apartado. En él se explica la propuesta de considerar como "facies Utrillas" los materiales pertenecientes tan solo al Albense superior. Esta interpretación no pretende resolver los problemas planteados acerca de la edad en la cual se inicia el ciclo sedimentario que culmina con la transgresión del Vraconense-Cenomanense, ya que de acuerdo con los sec-

**DISTRIBUCION TRIDIMENSIONAL DE LOS MATERIALES DEL
ALBENSE SUPERIOR - CENOMANENSE INFERIOR.**

Vracconense - Cenomanense inferior



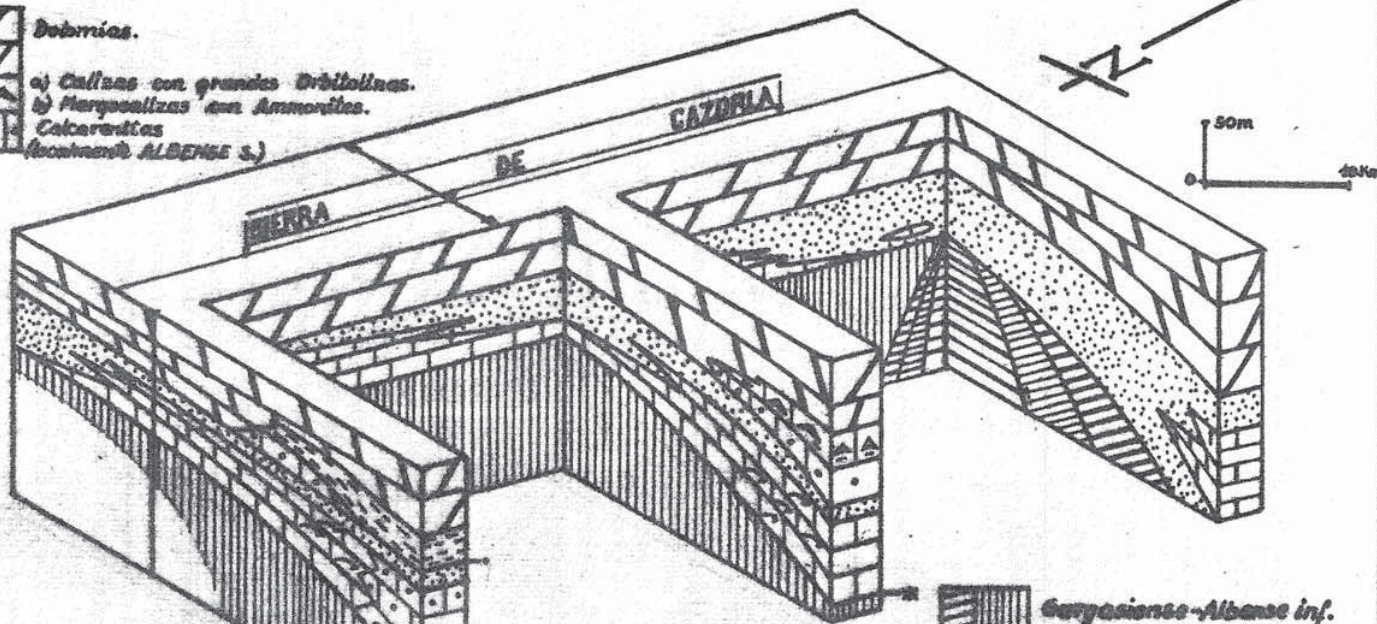
Dolomías.

a) Calizas con grandes Orbitolinas.

b) Merquallizas con Ammonites.

Calcarentas

(contaminadas ALBENSE S.)

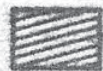


Albense superior.



Materiales de "Nodos Uvillas"

*Foscos carbonatados formados por
Dolomías, calizas con "Mudrajes",
Rudistas y Ostreidos.*



Jurasica superior



lias + Dogger



Gurgasiones-Albense inf.

Cretácico inferior

--- Límite inferior del
Albense superior.*

--- "hard-ground"

Fig. 83

- tores este ciclo puede comenzar a partir del Gargasiense inferior (con las margas con pisolitos y nódulos ferruginosos) o bien con las arenas y margas del Albense superior (tal es el caso de la ladera occidental del Yelmo y de las áreas más externas del Pre-bético). En estos casos se plantea una imprecisión de edad, ya que la asignación al Albense superior de tales materiales no está asegurada por la datación mediante fósiles en tales puntos, sino por la correlación litológica con otros donde tal edad sí está confirmada.

- El dominio meridional de la Sierra del Segura contrasta de forma evidente con el septentrional, ya que aquel constituye el asiento de una sedimentación carbonatada de plataforma con predominio del carácter restringido y en la que se puede deducir una mayor comunicación con el mar abierto hacia el Este.

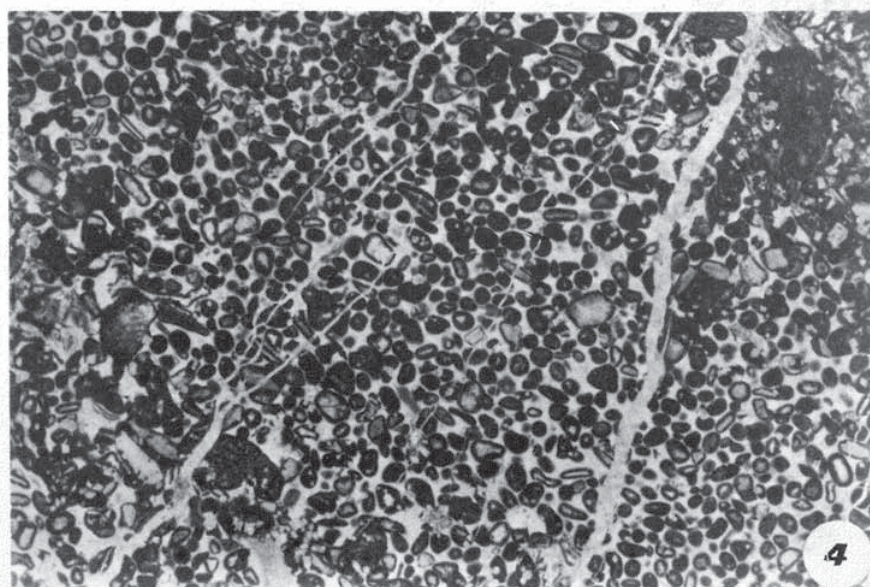
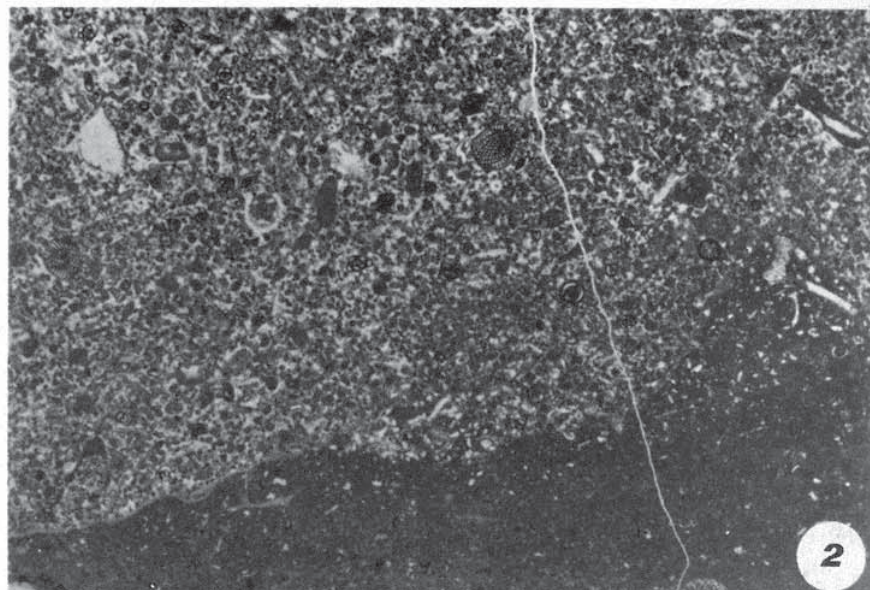
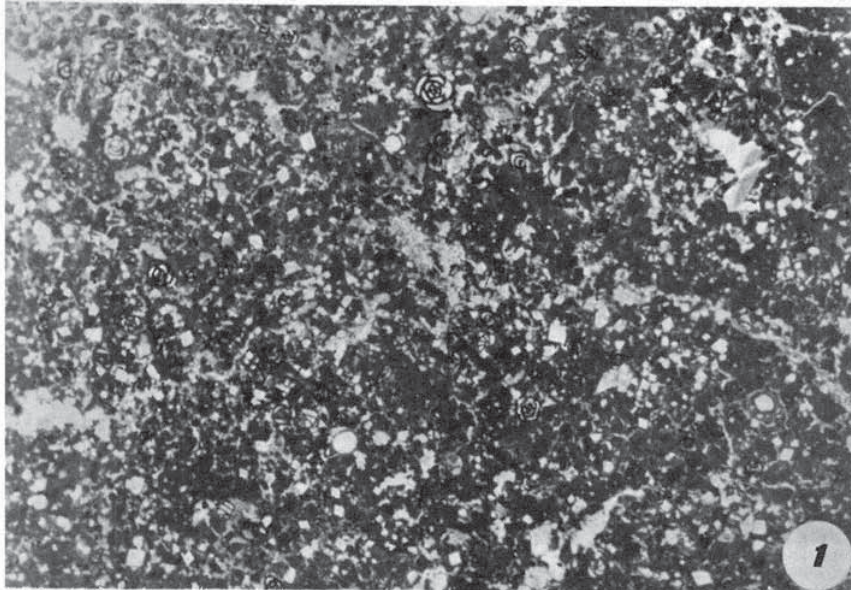
- El paso lateral entre ambos tipos de facies es perfectamente observable a lo largo de la ladera occidental de la Sierra del Segura, entre Coto Rios y el Sur del Yelmo (sector comprendido en su mayor parte en la Hoja de Santiago de la Espada). Las series del Albense superior en dicho sector se caracterizan por una alternancia, a veces rítmica, de bancos calizos y niveles terrígenos.

- Al final del Albense superior toda la Sierra del Segura queda bajo el dominio de los materiales terrígenos de "facies Utrillas". Esto es un hecho evidente ya que siempre sobre las calizas con *Neorbitolinopsis conulus* existen al menos 10 metros de tales materiales.

- En los sectores donde la dolomitización no es muy intensa, puede deducirse que el Vraconense viene caracterizado por materiales que representan la progresiva instalación de un régimen traasgresivo. Está constituido en su base por calcarenitas colfíticas y bioclásticas de carácter arrecifal a las que siguen calizas micríticas con fauna de Orbitolinidos en los sectores externos, fauna que coexiste en el espacio con foraminíferos plantónicos e incluso con Ammonites, más abundantes estos hacia las partes internas.

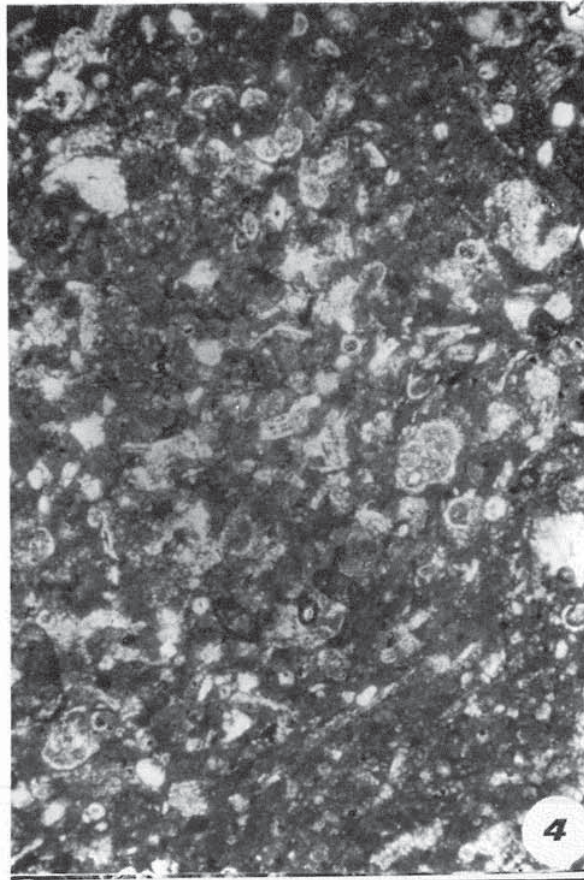
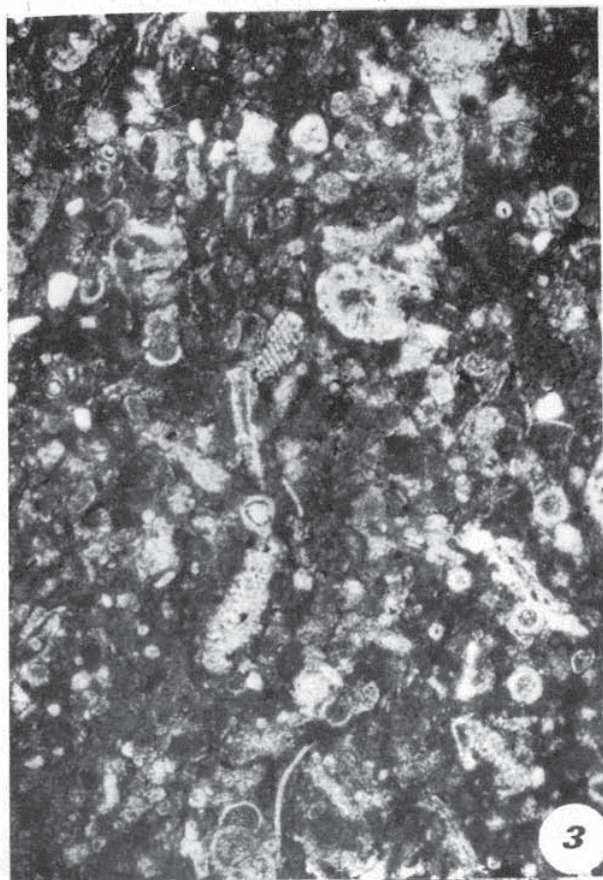
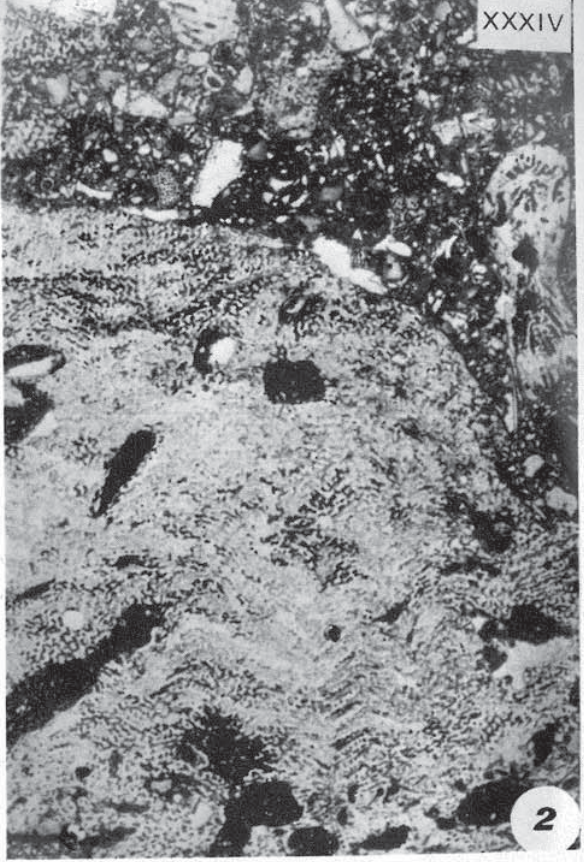
- Es probable que con estas facies (V_{2a} y V_{2b}), la traasgresión alcance uno de sus puntos culminantes, ya que al menos una parte del Vraconense representa uno de los episodios de influencia pelágica más marcada del Mesozoico de la Sierra del Segura. Por desgracia la dolomitización intensa que afecta a las capas suprayacentes, impide deducir datos sobre los fenómenos sedimentarios que suceden inmediatamente a los que aquí se han expuesto.

- 1.- Biopelmicrita con *bindseyes*. Son muy abundantes los Miliolidos, algunos *Textularidae* y *Salpingoporella* sp.. Proceso incipiente de dolomitización. Albense superior. Facies propia de plataforma carbonatada restringida. Muestra 71c. (x7,5).
- 2.- Microfacies correspondiente a un nivel de calizas micríticas de textura similar a la anterior, en la que huecos originados por bioturbación son rellenos por un depósito rico en pellets y fósiles (Biopelmarita de la parte superior). *Neorbitolinopsis conulus* DOUVILLE, (*Cuneolina* gr. *pavonia* d'ORB. y abundantes Miliolidos. Tramo G_{4a}. Albense superior. Cabecera del barranco de la Canal. (x6).
- 3.- Intrabiomicrita. Abundan las secciones de Rudistas, otros Lamelibranquios y *Boueina* sp.. Facies de plataforma arrecifal. Almorchón. (x 9).
- 4.- Oesperita algo terrígena. Los oolitos presentan un núcleo formado por fragmentos de Lamelibranquios. Se asocian *Neoraginia* sp. y "*Trocholina*" *lenticularis* HENSON. Albense superior-Vraconense. Facies de plataforma arrecifal. Tramo V₁. Sierra Seca. Muestra CA-137. (x 7,5).



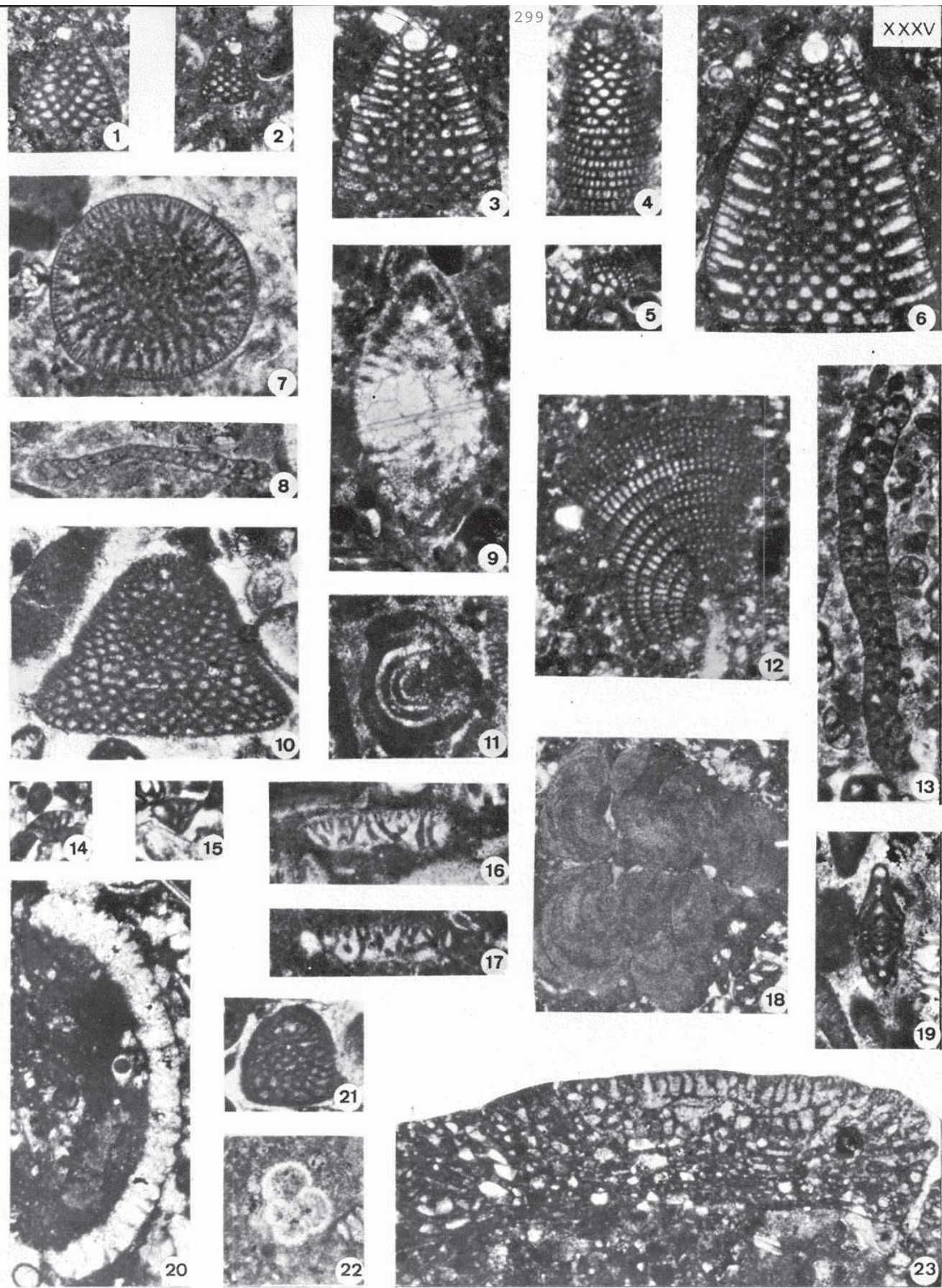
LAMINA XXXIV

- 1.- Nivel lumaquéllico con abundantes Ostréidos de considerable tamaño (veanse los fragmentos de los mismos situados al lado del martillo. Facies arrecifal, Tramo G_{4e}. Albense superior. Corte del Almorchón.
- 2.- Calcirrudita constituída por grandes fragmentos de Corales además de intraclastos y granos de cuarzo. Vraconense. Tramo V₁. Banderillas a la altura del río Aguamulas. Muestra AG.-1. (x3,5).
- 3 y 4.- Biopelmicrita con matriz algo recristalizada. Se asocian *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN) y *Favusella washitensis* (CARSEY). Facies de influencia pelágica. Vraconense. Tramo V₂. Sierras del Cestril y Seca.



LAMINA XXXV

- 1 y 2.-*Simplonbitolina conulus* SCHROEDER. Cortes axiales. Albense medio y base del superior. Arroyo Amarillo y de los Huecos. (x38).
- 3 - 7.-*Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE). 3 y 6. Cortes axiales. 4). Corte longitudinal tangencial, 5). Corte transverso a la altura del embrión, 7). Corte transverso próximo a la base. Albense superior. Sierras de Quesada y Mirabueno, Cercanías de la Nava de S. Pedro y Yelno oriental. (x38).
- 8.-*Coskinolinella daguini* DELMAS y DELOFFRE. Corte axial. Base del Albense superior. Arroyo de los Huecos. (x38).
- 9 y 11.- "*Trocholina lenticularis* HENSON. 9). Corte axial, 10). Corte transverso. Albense superior. (x38).
- 12 y 13.-*Cuneolina pavonia parva* d'ORB. 12). Corte ecuatorial, 13). Corte axial. Sierra del Almorchón. Albense superior. (x38).
- 14 y 15.-*Nezzazata simplex* OMARA. Sierra de Mirabueno y Almorchón. (x38).
- 16 y 17.-*Boueina* sp. Sierra de Huebras (rio Zumeta). Albense. (x38).
- 18.-*Mariella lugeoni* PFENDER. Albense superior. Sierra de Huebras. (x 20).
- 19.-*Lituolido* próximo a *Daxia* sp.. Corte subaxial. Arroyo de los Huecos (ladera oriental del Calar de Cobos). Albense superior. (x38).
- 20.-*Neomeris* sp.. Albense superior. Arroyo de los Huecos. (x38).
- 10 y 21.- *Neoiracua* sp.. Cortes axial y oblicuo respectivamente. Vraconense. Sierra de Almorchón. (x38).
- 22.-*Favusella washitensis* (CARSEY). Corte ecuatorial. Vraconense. Sierra de Huebras. (x38).
- 23.-*Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (ERMAN). Corte axial. Sierra de Huebras (x 15). Vraconense



VI.- PALEOGEOGRAFIA

Los capítulos previos en los que se han abordado los aspectos de índole estratigráfico y sedimentológico sobre los materiales del Jurásico terminal y del Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura, constituyen las bases para estudiar las cuestiones paleogeográficas del conjunto de estos dos grandes dominios sedimentarios.

En el desarrollo del presente capítulo se van a considerar las mismas divisiones de tiempo empleadas para el estudio de la Sierra del Segura. Dichas divisiones constituyen también la base para encuadrar, desde el punto de vista cronoestratigráfico, los acontecimientos geológicos que tienen lugar en la Sierra de Cazorla a lo largo del Jurásico superior y del Cretácico inferior.

Para cada una de estas edades se incluyen mapas de facies e isopacas que contribuirán a que el texto quede más simplificado.

Por otro lado, es importante considerar los datos que proporcionan AZEMA, FOUCAULT y FOURCADE (1975) y AZEMA (1977) en la síntesis paleogeográfica sobre el Cretácico de las Cordilleras Béticas. Estos trabajos permiten seguir hacia el Este la distribución de facies a lo largo de las distintas edades.

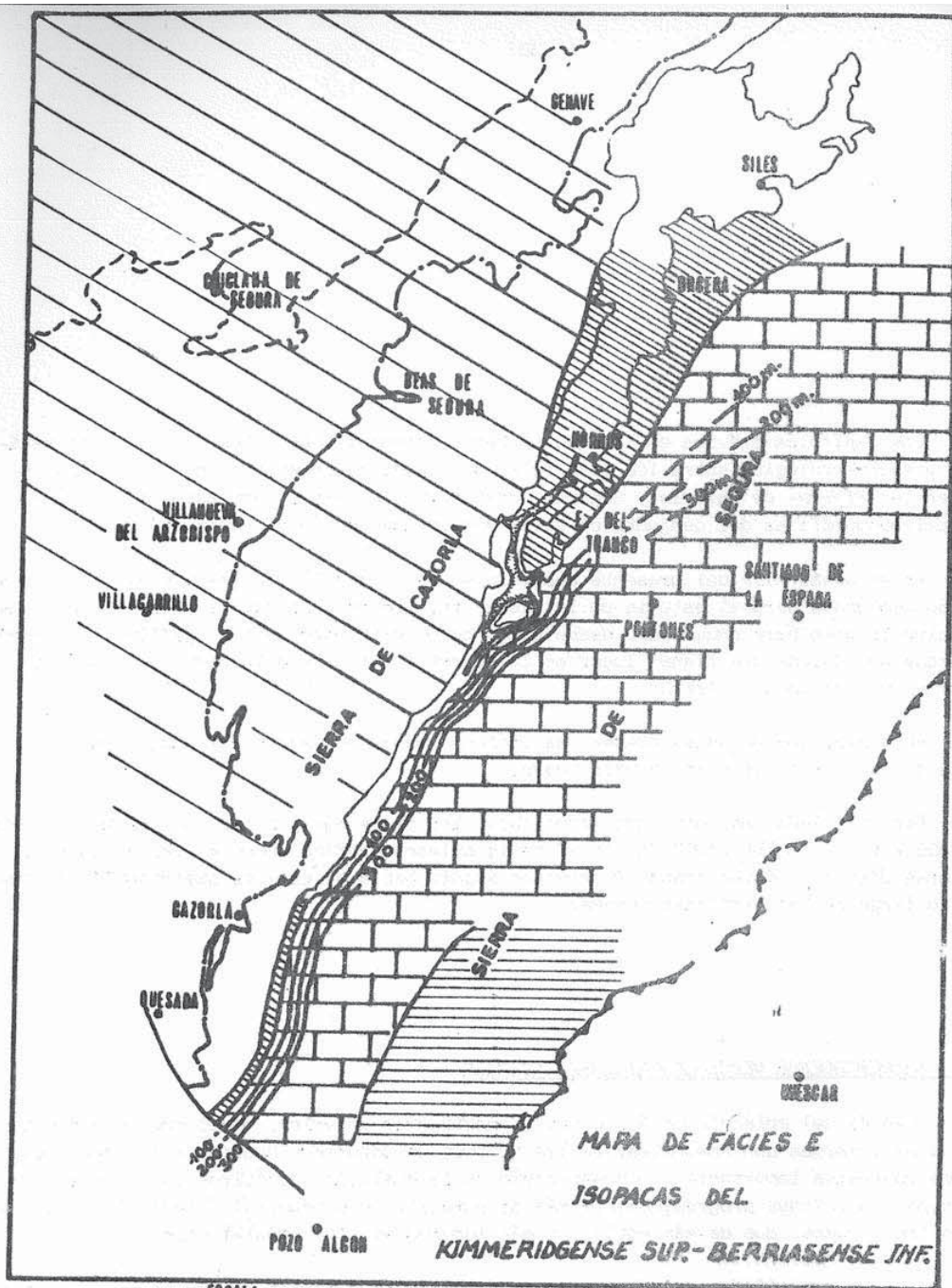
VI.1. EL KIMMERIDGENSE MEDIO-BERRIASENSE INFERIOR

Después del episodio pelágico del Kimmeridgenense inferior, en el que se depositan margocalizas y margas con Ammonites, en las Sierras de Cazorla y Segura va a tener lugar una etapa regresiva importante, a consecuencia de la cual, los depósitos que se originan van a ocupar posiciones progresivamente más orientales. Los materiales depositados corresponden a tres tramos, que de más antiguo a más moderno son los siguientes:

a).- Un tramo inferior dolomítico (J_1) de límite superior irregular, de edad mínima Kimmeridgenense medio.

b).- Tramo medio de calizas en bancos gruesos (J_2) de edad Kimmeridgenense superior parte del Portlandense.

c).- Tramo superior (J_3) constituido por alternancia de calizas y margas que ocu-



ESCALA
0 5 10 5 20 25 KM.

Area emergida

Extensión hacia el W de las dolomías y calizas ($\frac{1}{2}$ y $\frac{1}{2}$)

Fig. 84

Calizas y margas con *Clypeina jurassica*

--- Limite actual de la Meseta

Calizas margosas con *Calpionellas*

- · - Limite actual de la Zona Prebética

— Frente subbético

pa desde el Portlandense superior hasta parte del Berriasense.

Como consecuencia de la paulatina regresión los afloramientos más occidentales del tramo inferior van a extenderse, hacia el Oeste, tan solo hasta las partes más internas de la Sierra de Cazorla; los correspondientes al tramo medio van a ocupar los sectores más internos del Sur de la misma (es decir la alineación Royal-Nacimiento del Guadalquivir-Parador de Turismo de Cazorla) y por último, los materiales que constituyen el tramo tercero no sobrepasan la divisoria entre la Sierra de Cazorla y Segura. Aún más, en las partes marginales de esta última en el sector septentrional, el límite occidental de tales términos queda desplazado más hacia el Este que en los sectores centrales y meridionales (ver mapa de facies Fig.84).

Un hecho importante y que influyó de modo decisivo en la sedimentación del tránsito Jurásico-Cretácico, fué la existencia de movimientos tectónicos que fueron los responsables del progresivo levantamiento y emersión del dominio de la Sierra de Cazorla con respecto al de la Sierra del Segura. (FOUCAULT-1965 y 1971). La actuación de fracturas profundas, posiblemente de zócalo, de dirección NNE-SSW va a traer en consecuencia la existencia de una subsidencia diferencial muy marcada a partir de la línea que coincide con el alto Guadalquivir y con el afloramiento triásico que divide ambos dominios.

Estos fenómenos tectónicos (FOUCAULT-1965) van a ser los responsables del brusco engrosamiento, hacia el Este de dicha línea, de los materiales que constituyen los tramos J_2 y J_3 . En efecto, de una potencia de 15 metros existentes en el nacimiento del Guadalquivir, se pasa de forma repentina a unos 350 a 400 metros de materiales de la misma edad.

Como se indicaba antes, a consecuencia de tales movimientos, la Sierra de Cazorla va a quedar totalmente emergida en el Portlandense con probabilidad y con toda seguridad en el inicio del Cretácico inferior. La etapa de inestabilidad va a ser la causante del ligero plegamiento de los materiales jurásicos. Con esta emersión, el dominio de la Sierra de Cazorla no será ocupado por la sedimentación, de modo definitivo, hasta el Gargasiense inferior. De todas formas, a lo largo del Cretácico inferior se pudieron desarrollar depósitos continentales de tipo suelos, con desarrollo de pisolitos y nódulos ferruginosos que fueron erosionados e incorporados en parte a las áreas inmediatamente situadas al Este, en las cuales la sedimentación era continúa.

La mayor parte del dominio de la Sierra del Segura, constituye el asiento de una amplia plataforma carbonatada, poco profunda, idónea para la vida de las Dasycladáceas (*Clypeina jurassica* y otras) y Lituólidos. Fluctuaciones periódicas del nivel del mar son las responsables de que esta plataforma quede en un ambiente de tipo inter y supramareal. Ello se deduce de la secuencia sedimentaria rítmica encontrada en el tramo J_3 , la cual comienza siendo submareal, como lo confirma la existencia de foraminíferos bentónicos y algas Dasycladáceas y termina en supramareal con desarrollo de estructuras laminadas y grietas de desecación.

En las partes más internas de la Sierra del Segura, es decir en el dominio ocupado por la sierra del Castril y sierra Seca, tiene lugar una sedimentación de tipo submareal permanente, con influencias pelágicas que permiten la vida de Calpionellas y algunos Ammonites. (tramo J'_3).

Más hacia el Este (AZEMA, FOUCAULT y FOURCADE 1975 y AZEMA - 1977), la línea de costas viene a ocupar, a grandes resgos, posiciones más orientales que en edades precedentes. Así en el Kimmeridgense superior, la extensión de afloramientos hacia el Oeste viene marcada por una línea que une aproximadamente Yeste, Elche de la Sierra, Hellín, Ontur, Bonete y Villar de Ves. La mayor parte del Prebético queda ocupado, durante el Kimmeridgense superior, por diversas facies carbonatadas de carácter marino, mientras que en el extremo septentrional se depositan materiales detríticos y carbonatados propios de ambiente marino somero y restringido.

Los afloramientos de materiales portlandenses y berriasenses ocupan un área más reducida que los anteriores ya que hacia el Oeste y NW no sobrepasan la línea de Yeste, Jumilla, Yecla y Cullera. En la mayor parte de la región, estas edades quedan representadas por calizas, con *Lypeina* y *Lituólidos*, propias de un dominio infra e intermareal. Tan solo algunas áreas, relativamente reducidas del Prebético interno (ejemplo las Sierras del Castril y Seca en la región estudiada, y los alrededores de Alicante) quedan sometidas a una sedimentación de influencia pelágica con *Calpionellas* y *Ammonites*.

V.2. BERRIASENSE SUPERIOR - VALANGINIENSE INFERIOR

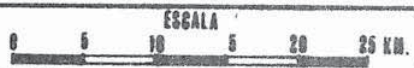
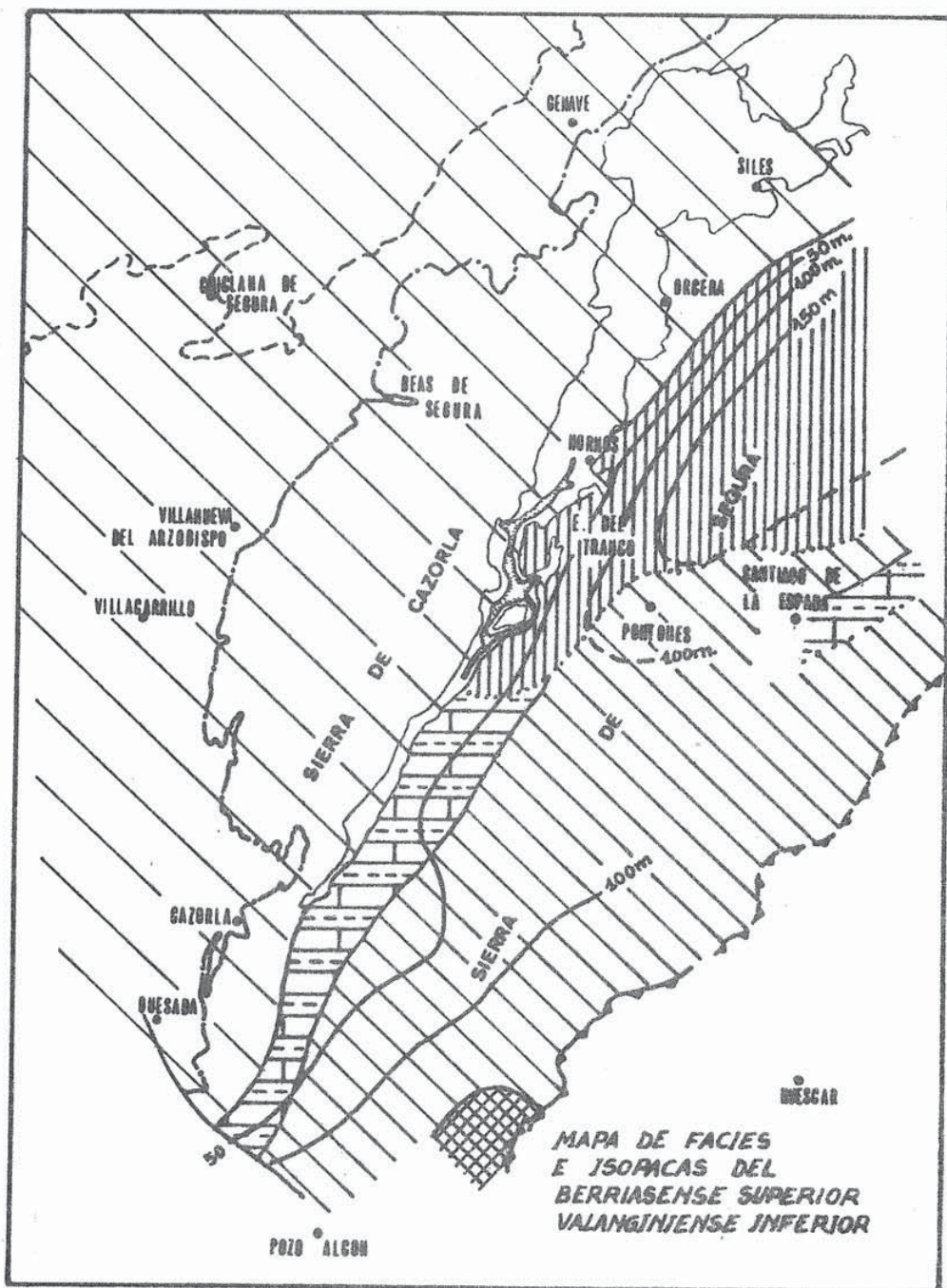
Como se observa en el mapa de distribución de facies de la Fig.85, la totalidad de la Sierra de Cazorla y las áreas más externas de la Sierra del Segura en su sector septentrional (Segura de la Sierra, Yelmo occidental, Peñalta y Navalperal), no presentan en la actualidad materiales de esta edad. Es muy probable que tales materiales no llegaran nunca a depositarse.

En la mayor parte de las áreas de las Sierra del Segura sometidas a sedimentación, van a introducirse dos variantes que modificarán las condiciones sedimentarias implantadas durante el tránsito Jurásico-Cretácico.

Una de ellas va a ser las avalanchas de sedimentos terrígenos (incluso con cantos de cuarcita) procedentes de la Meseta y que invaden en algunos momentos gran parte de la región, aunque con mayor frecuencia los sectores septentrionales.

La otra característica importante corresponde a la implantación de un régimen arrecifal con desarrollo de Rudistas (*Dicenatidae*), Corales, Gasterópodos (*Verineas*) y Lamelibranquios. Estas facies, que cuando se encuentran bien representadas contrastan en el terreno con las que les preceden en el tiempo, han recibido en la bibliografía el nombre de "urgonoides" dada su semejanza con las "facies Urganianas".

Con estas bases, el dominio sedimentario de la Sierra del Segura durante el Berriasense superior-Valanginiense inferior, va a quedar dividido en dos sectores. Uno septentrional en el que los materiales carbonatados alternan, incluso de una manera rítmica, con episodios terrígenos (tramo N_{1a}). El otro sector, que corresponde al meridional, va a caracterizarse por el despliegue de las facies "urgonoides" (tramo N_{1c}) las cuales se desarrollan incluso en las áreas más internas de la Sierra del Segura (Sierra Seca).









-  Región emergida
-  Calizas micríticas y margas. Abundan los niveles de Cardiceas.
-  Dolomías, calcarenitas y arenas con cantos de cuarcita
-  Calcarenitas, calizas oolíticas y calizas arrecifales.
-  Calcarenitas alternando con margocalizas con Ammonites.
-  Limite entre facies dudoso.

Fig. 85

Hacia el margen del sector meridional (sierra del Pozo), se pasa lateralmente a un dominio sedimentario carbonatado y margoso, pero mucho más protegido, de tipo submareal, muy equivalente al del tránsito Jurásico-Cretácico (parte superior del tramo J_3). Aún más, en las partes más occidentales de la sierra del Pozo, se llegan a encontrar sedimentos propios de áreas desconectadas totalmente del mar abierto, con desarrollo de Ostrácodos salobres y Caráceas (tramo N_{1b}).

Por consiguiente parece claro que estos dos tipos de materiales representan los sedimentos que quedan detrás de los arrecifes y más próximos a las zonas emergidas situadas más al Oeste (Sierra de Cazorla y borde de la Meseta) y a pocos kilómetros de las ocupadas por la sedimentación. La presencia de Caráceas y Ostrácodos salobres (*Ypridaeas*) así como estratificaciones cruzadas de tipo barras de playas desarrolladas dentro de la plataforma restringida la ponen de manifiesto.

La subsidencia aumenta progresivamente hacia zonas más internas (ver Fig.85).

VI.3. EL VALANGINIENSE SUPERIOR - HAUTERIVIENSE

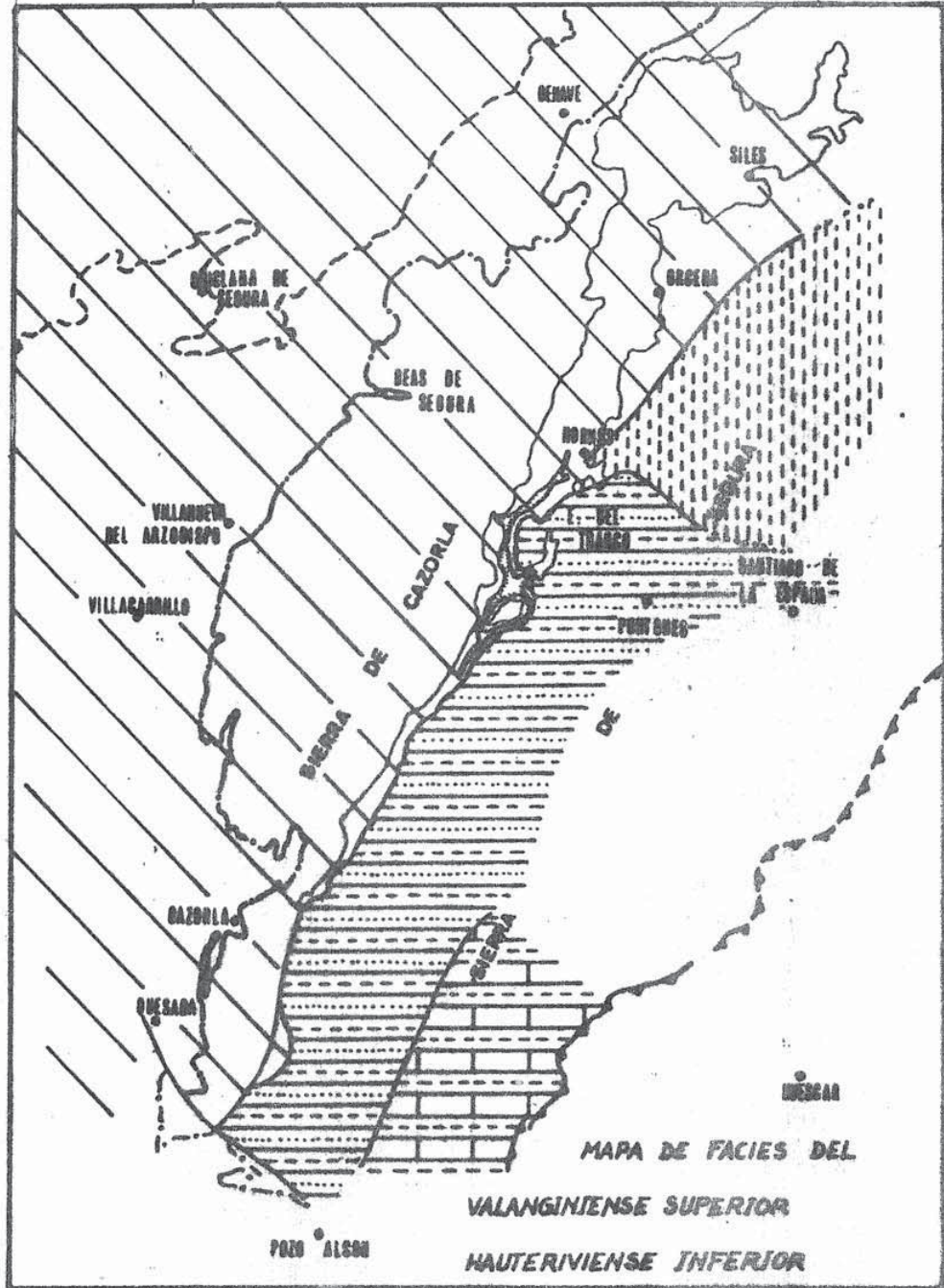
Durante este episodio de tiempo, el dominio de la Sierra de Cazorla y las áreas más externas de la Sierra del Segura en su sector septentrional, continúan emergidas.

Como puede observarse en el mapa de distribución de facies (Fig.86a), las partes de la Sierra del Segura que están sometidas a sedimentación, presentan varios tipos de facies.

Uno de ellas, bastante característico, corresponde a las margas arenosas con *Exogyras* y Ammonites del Valanginiense superior-Hauteriviense basal (biozona de *Lyticoceras*) (Tramo N_2), que se distribuyen por todo el sector meridional y central hasta llegar a la altura del paralelo de Hornos donde se acuñan. Dichas facies, propias de un medio marino de carácter somero y agitado, como lo demuestra la asociación de macroorganismos presentes y las características litológicas, pasan hacia los sectores más internos, es decir hacia el dominio de la sierra del Castril y sierra Seca, a una alternancia de margocalizas y margas micáceas (N'_2) en las que se pone de manifiesto una mayor influencia pelágica. El aumento de potencia hacia el Este queda indicado en el mapa de isopacas de la Fig.86b.

En las áreas meridionales y centrales la sedimentación continúa a lo largo del Hauteriviense con depósitos terrígenos y carbonatados (tramo N_3) ligados a facies arrecifales. En algunos puntos del sector central (corte de Cerro Lobo y corte de la Fuente del Charco) se han reconocido biohermos de Corales (tramo U_1) situados a modo de parches y cuya continuidad lateral es muy escasa.

El sector septentrional presenta una facies muy diferentes a las que se han visto en los sectores centrales y meridionales. Está constituida por arenas con cantos de cuarcita, margas versicolores y niveles de areniscas dolomíticas, que se identifican con las "facies weald" no solo por sus características litológicas sino también por la presencia de niveles con Caráceas. En efecto, se trata de materiales de una gran influencia con-



ESCALA
0 5 10 15 20 25 KM.



Región emergida



Áreas con posible desarrollo de "Facies Weald".

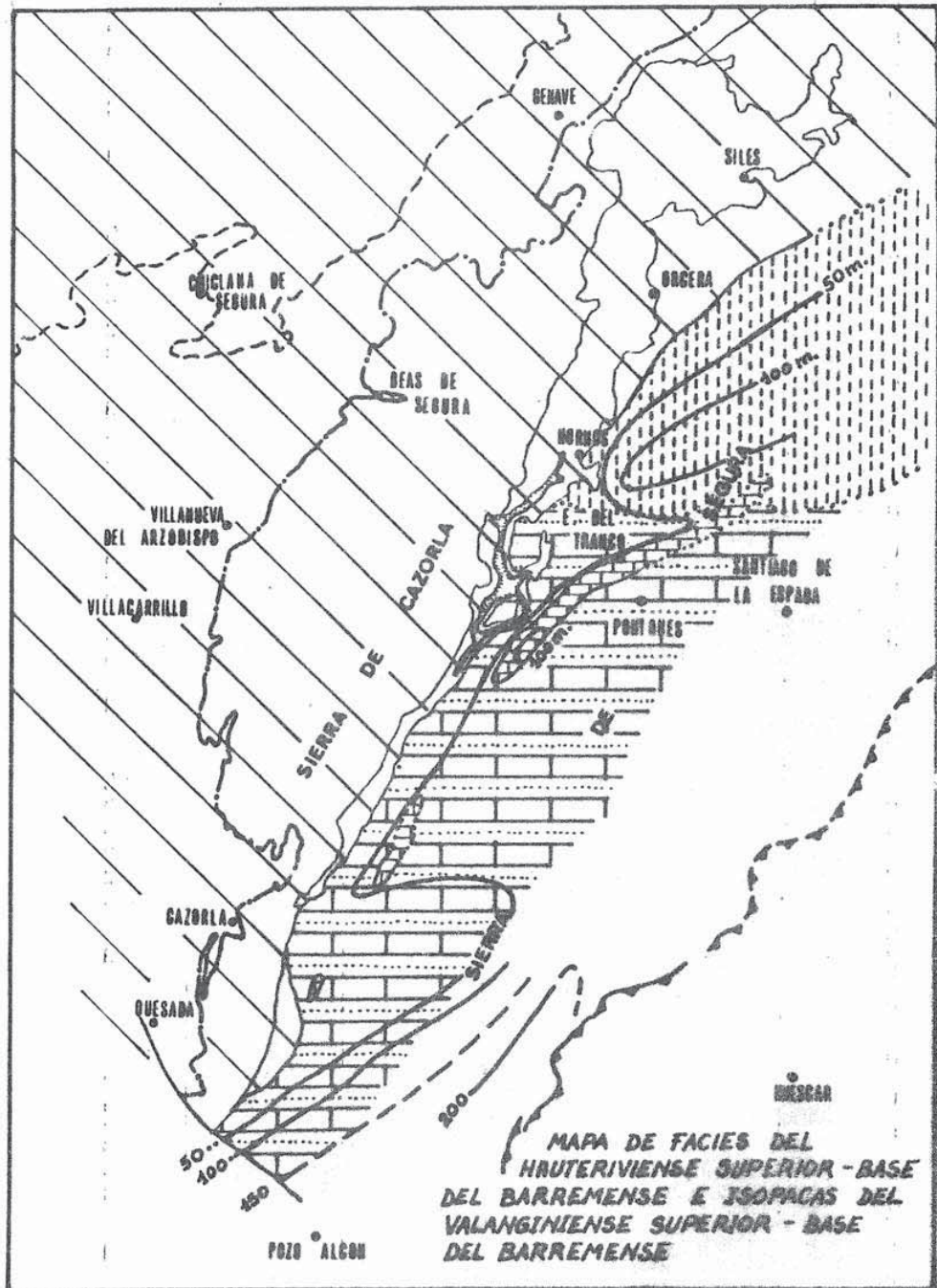


Margas arenosas con Exogyras y Ammonites.






Margocalizas micáceas con Ammonites.

Fig. 36a



MAPA DE FACIES DEL
 HAUTERIVIENSE SUPERIOR - BASE
 DEL BARREMENSE E ISOPACAS DEL
 VALANGINIENSE SUPERIOR - BASE
 DEL BARREMENSE



-  Arcillas y arena con cantos de cuarcita. "Facies Weald"
-  Calcarenitas, margas y Arenas.
-  Arrecife de Corales





-  Región emergida
-  Límite de facies dudoso o difuso
-  --- Límite actual de la Meseta
-  -.-.- Idem de la Zona Prebética

Fig. 86b.

> tinal, ligados a corrientes de tipo fluvial procedentes de la Meseta y a un medio lacustre donde tiene lugar el depósito de margas con Caráceas.

Aunque las dataciones precisas no pueden llevarse a cabo dada la ausencia de fósiles marinos, es muy probable que en tales materiales de edad Valanginiense superior-Hauteriviense existan lagunas estratigráficas, cuya localización es prácticamente imposible.

Durante el Valanginiense superior, el resto del Prebético oriental, no va a presentar cambios con respecto al Berriasense, en lo referente a extensión de afloramientos. Gran parte del mismo va a quedar ocupado por las margas arenosas con *Exogyras* y Ammonites. En algunos sectores muy internos se van a depositar margas y margocalizas con Ammonites, facies está de influencia pelágica.

VI.4. EL BARREMENSE - APTENSE INFERIOR

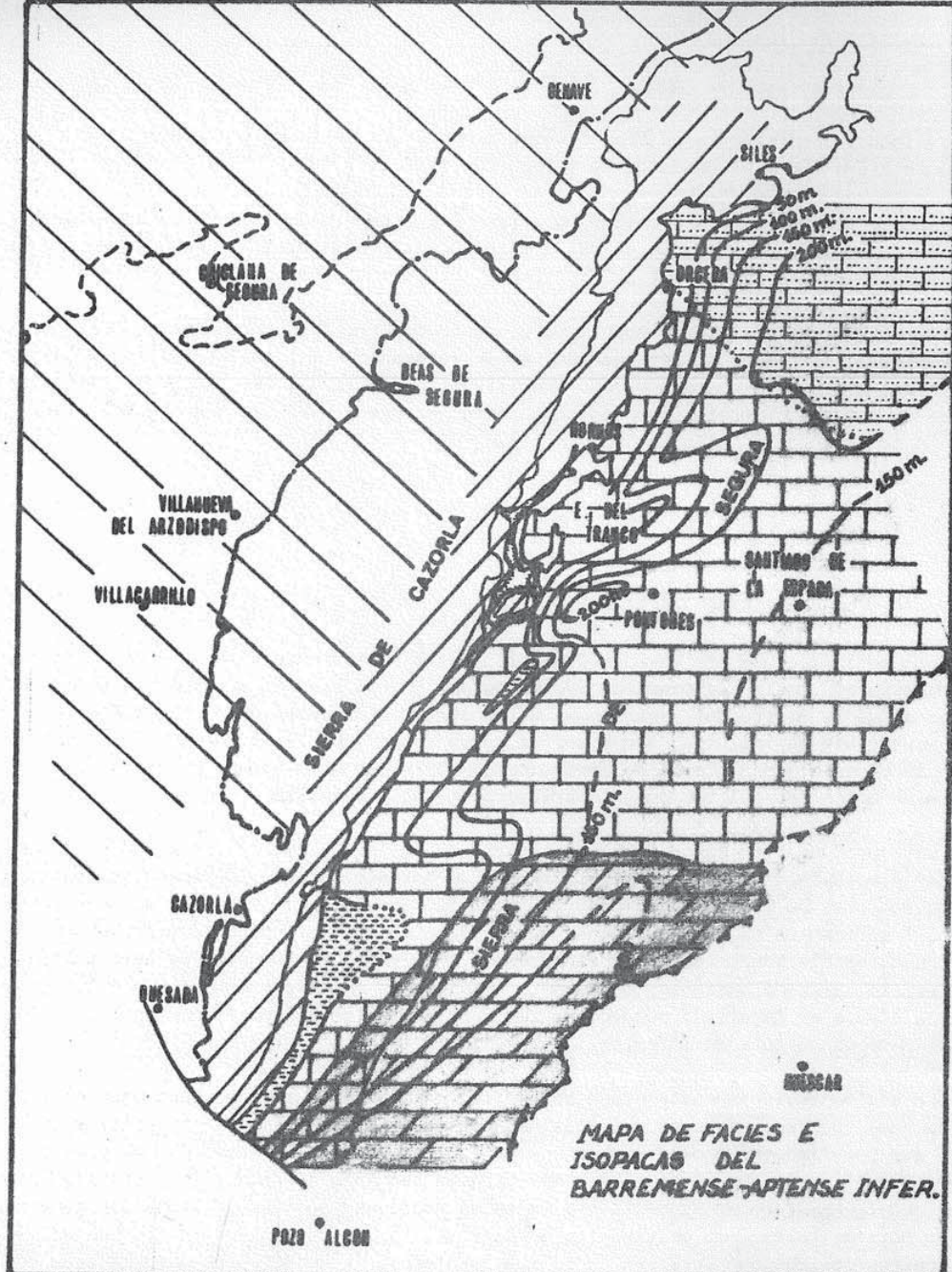
Uno de los hechos más característicos de este episodio de tiempo es el avance de la sedimentación hacia sectores más occidentales. Las áreas más externas de la parte septentrional de la Sierra del Segura, que no conservan sedimentos desde el Portlandense hasta el Hauteriviense incluido, van a ser de nuevo asiento de la sedimentación. Como consecuencia de ello, los materiales carbonatados del Barremense están, en dichos sectores, sobre dolomías y/o calizas del Kimmeridgense medio y superior.

La magnitud de la ocupación sedimentaria de las áreas más externas no puede estimarse con precisión. Los términos del Barremense-Aptense inferior debieron implantarse en algunos sectores de la Sierra de Cazorla, como lo demuestra la presencia de cantos incorporados a sedimentos del Gargasiense y cuyas características litológicas recuerdan mucho a los materiales depositados en el presente intervalo de tiempo. Por desgracia, una etapa de erosión ante-Gargasiense, que afectó a las áreas más externas del Prebético (dominio de la Sierra de Cazorla), pudo dismantelar los materiales depositados en las mismas durante el Barremense-Aptense inferior.

La sedimentación en esta etapa se inicia con depósitos carbonatados originados en amplias zonas pantanosas, desconectadas del mar abierto, de salinidad inferior a la del mar y que con frecuencia quedaban desecadas. Se trata de áreas pertenecientes a la zona supramareal, en la que el nivel del mar llegaba tan solo en épocas excepcionales (horizontes con *Orbitolinopsis capuensis*). En tales enclaves se formaron toda una gama de calizas no marinas, tales como calizas intraclásticas ("facies de cailloux noirs") con niveles de lignito, calizas con Caráceas, y calizas laminadas; todo este conjunto ha sido designado con la sigla G₁.

En el gráfico de la Fig.87 se puede observar la irregular distribución de las potencias de estos materiales; incluso a escala local (sector de la sierra del Mirabueno-Hoja de Santiago de la Espada) parece que no llegaron ni a depositarse.

En el Beduliense se inicia una transgresión, de manera que se pasa en la vertical a toda una variedad de facies que reflejan el progresivo dominio de la región por la



MAPA DE FACIES E ISOPACAS DEL BARREMENSE-APTENSE INFER.









- | | | | |
|--|---|---|---|
|  | Región emergida |  | Sucesión estratigráfica formada por los tramos G ₁ y U ₂ |
|  | Áreas en las que no pudieron depositar materiales |  | Abundantes niveles de calizas de Caráceas e intracrásticas, así como episodios terrigenos |
|  | Áreas en las que existe laguna estratigráfica parcial de los materiales considerados. |  | Materiales muy dolomitizados |

Fig. 87

sedimentación marina. Así se tiene, de abajo a arriba, facies con Miliólidos, Dasycladáceas, Orbitolinidos puntiagudos (género *Orbitolinopsis*) y Rudistas, calcarenitas con *Palorbitolinas* y *Choffatellas*, arrecifes de Corales y micritas con Rudistas e *Inagua*. El máximo de la transgresión, creo debe situarse en los episodios calcareníticos y arrecifales; las micritas con *Inagua*, propias de medio confinado, comienzan a marcar el comienzo de una tendencia regresiva (como lo demuestra la poca variedad de especies y el desarrollo de textura "fenestral").

La secuencia transgresiva ideal, sobre todo en el sector Norte, es con frecuencia interrumpida por retiradas del mar, que traen en consecuencia numerosas intercalaciones de calizas intraclásticas y calizas con Caráceas en la serie marina.

En general, en el segundo conjunto de materiales responde a las características de las "facies urgonianas", de aquí su denominación de segundo episodio urgoniano (U_2).

En lo referente a las regiones del Prebético situadas más al Este, tienen lugar acontecimientos similares a los descritos en las Sierras de Cazorla y Segura. Los trabajos de FOURCADE (1970) FOURCADE y JEREZ (1973), AZEMA, FOURCAULT y FOURCADE (1975) y AZEMA (1977) lo ponen de manifiesto. En el Barremense Aptense inferior, la sedimentación se extiende, de forma considerable, hacia sectores más occidentales. El límite de afloramiento hacia la Meseta dibuja un arco de convexidad hacia el Norte en las proximidades de Elche de la Sierra. Cerca de Jumilla, tuerce bruscamente hacia el NNW, quedando Ontur y Albacete ligeramente al Oeste de dicha línea.

Durante el Barremense, esta vasta plataforma va a ser asiento de una sedimentación terrígena y/o carbonatada de fuerte influencia continental, con desarrollo de Caráceas y Ostrácodos salobres.

Con la transgresión del Aptense inferior, en la mayor parte del Prebético se van a desarrollar facies de calizas, calcarenitas y margas con Orbitolinas y Rudistas, aunque en el área que se sitúa entre Orcera, Yeste y Elche de la Sierra se reanuda con frecuencia la sedimentación continental con Caráceas.

VI.5. EL APTENSE SUPERIOR - ALBENSE INFERIOR

Antes del comienzo del Aptense superior (probablemente en el límite Beduliense - Gargasiense), tiene lugar una etapa de inestabilidad tectónica que queda puesta de manifiesto de forma especial en las partes marginales de la sierra del Pozo. Esta etapa se dejaría sentir también en el dominio de la Sierra de Cazorla y a consecuencia de ella vino a acentuarse el plegamiento de materiales jurásicos que ya se iniciara en el tránsito Jurásico-Cretácico.

Después de una etapa de erosión que afectó con toda seguridad a todo el dominio de la Sierra de Cazorla y a las áreas más marginales de la Sierra del Pozo, aquella va a ser de nuevo el asiento de una sedimentación que quedará fosilizada. Como ya se proponía en capítulos anteriores, creo que a partir del Gargasiense y hasta el Cenomanense-Turonense, la Sierra de Cazorla va a entrar a formar parte, en líneas generales, de las mismas

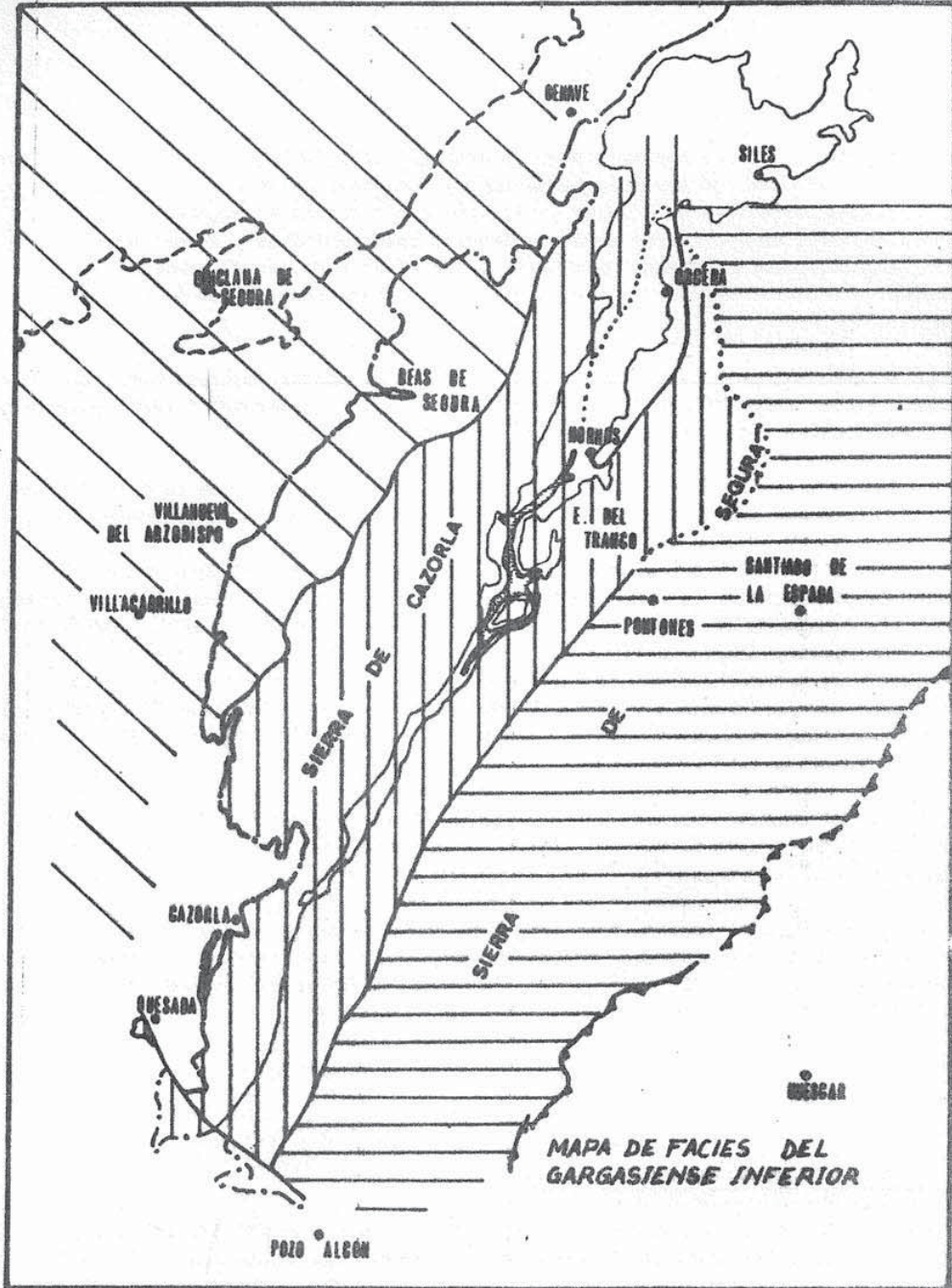
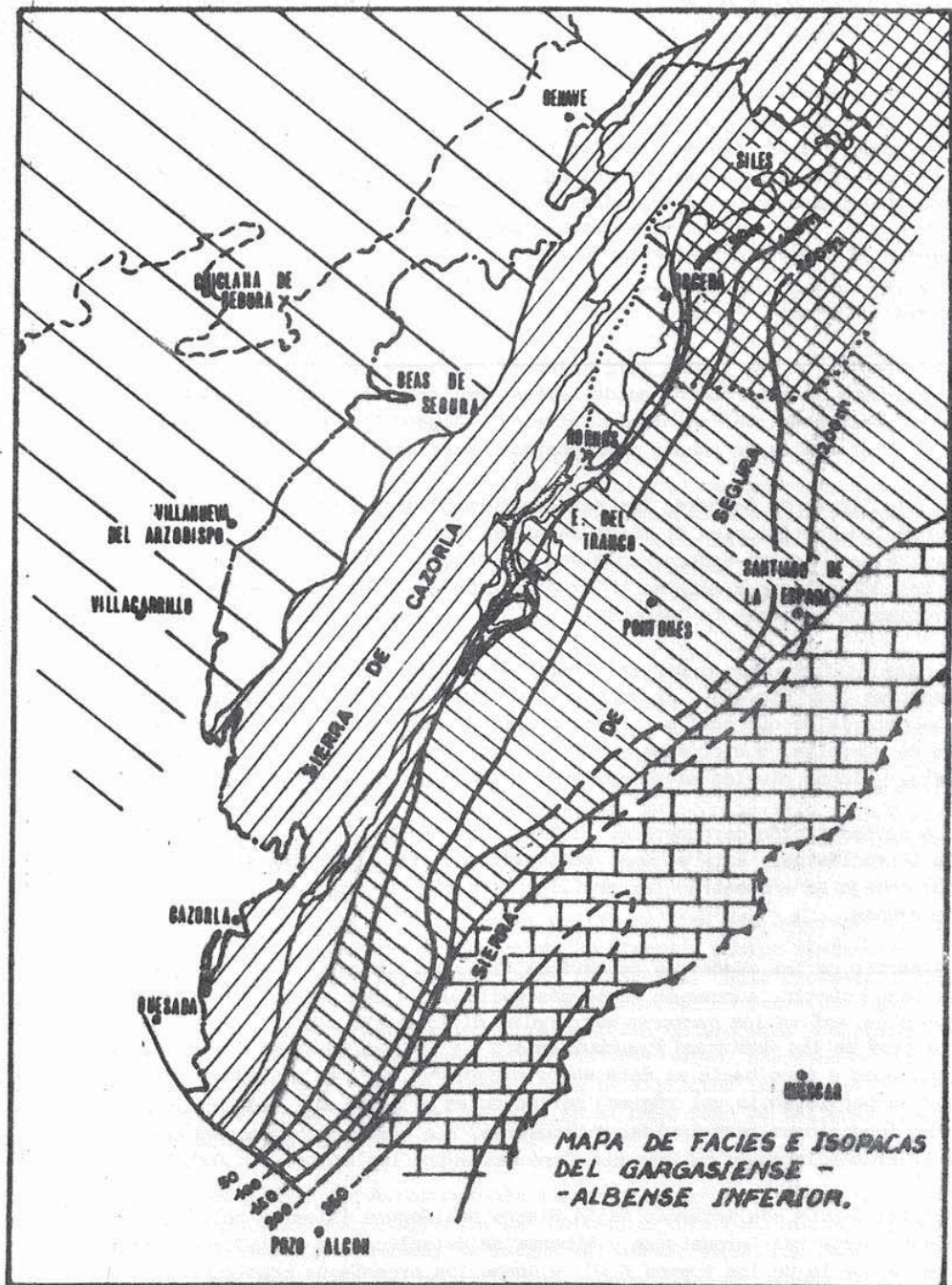




Fig. 88



ESCALA
0 5 10 15 20 25 KM.

 Margas verdes dolomitizadas con *Coráceas*

 Calizas intraclásticas, margas con *Coráceas* y arenas

 Calizas y margas verdes en la base con *Coráceas*. Abundan los *Rudistas*.

 Región emergida


 Calizas con *Conales* y *Rudistas* (3ª epifauna urgoniana)

Fig. 89

vicisitudes sedimentarias que tendrán lugar en la Sierra del Segura.

La sedimentación comienza en las áreas hasta ahora consideradas y en general en las partes occidentales de la Sierra del Segura (ver mapa Fig.88), con un depósito continental constituido por margas y arcillas ("terra-rosa") con pisolitos y nódulos ferruginosos y con desarrollo de costras similares a las "costras de exudación". Este material, que se desarrolló durante el Gargasiense inferior pasa desde su posición concordante, encima de los niveles con *Inaquia simplex*, a solapar términos progresivamente más antiguos hacia las áreas más externas.

En efecto, en las partes marginales de la Sierra del Segura, las margas con pisolitos ferruginosos se superponen, desde calizas del tránsito Beduliense-Gargasiense a calizas y calcarenitas del Valanginiense inferior, llegando a localizarse sobre todos y cada uno de los materiales de edades comprendidas entre estas.

En la Sierra de Cazorla, los niveles ferruginosos fosilizan, desde calizas del tránsito Jurásico-Cretácico, en el SE de la misma, hasta dolomías del Lias-Dogger en las partes marginales y centro-septentrionales. En este dominio, la sedimentación a lo largo del resto del Gargasiense y Albense inferior continúa con margas verdes y calizas con Caráceas, propias de un ambiente lacustre.

En la plataforma ocupada por la Sierra del Segura, la sedimentación varía de acuerdo con los sectores (ver Fig.89). Un hecho muy generalizado, sobre todo hacia la base del conjunto de materiales que aquí se trata, es la existencia de niveles terrígenos, a veces con cantos de cuarcita, que pone de manifiesto la gran influencia del continente situado más al Oeste. Dichos niveles están muy bien desarrollados en el sector septentrional.

La sedimentación carbonatada y lutítica se inicia con depósitos no marinos con Caráceas e intraclastos. Esta es una evolución lógica si se tiene en cuenta que inmediatamente por debajo se encuentran las arcillas ferruginosas de carácter continental y los niveles de arenas.

A partir de los depósitos no marinos (lacustres o pantanosos), las influencias del mar se hacen sentir, aunque de forma más decisiva en las partes más orientales que en las occidentales. Así en los sectores marginales difícilmente van a establecerse las condiciones para la vida de las Rudistas (*Pseudotoucasia*) y las Orbitolinas (*Mesonbitolina*), mientras que poco a poco hacia el Este estos organismos son más frecuentes (tramo $G_3 + U_3$). Sin embargo la persistencia del régimen marino no es un hecho muy perdurable y con frecuencia se implantan condiciones restringidas y lacustres, que traen en consecuencia la existencia de numerosas intercalaciones de calizas con Caráceas entre los bancos con Rudistas.

En las partes más internas de la Sierra del Segura (sierras del Castril y sierra Seca), durante parte del Gargasiense y Albense se establece una plataforma carbonatada, más subsidente que la de los tramos $G_3 + U_3$ y donde los organismos constructores (Corales y *Pseudotoucasias*) así como las Orbitolinas, pueden desarrollarse en condiciones óptimas. Esta plataforma de carácter urgoniano, no fué más que excepcionalmente sustituida por los ambientes restringidos y pantanosos en los que florecían las Caráceas (*Atopochara trivolvii*).

El sector de Segura de la Sierra y puntos limítrofes, debió quedar emergido muy probablemente, a modo de isla, ya que los materiales de "facies Utrillas" suprayacentes

a los que aquí se trata, se disponen discordantes sobre distintos términos jurásicos e incluso sobre niveles triásicos (LOPEZ-GARRIDO-1971a y b). Este fenómeno se explicaría por actuación diápirica del Triás que hiciera emerger dicho sector o por la actuación de fracturas de dirección NNE-SSW, similares las que jugarían durante el tránsito Jurásico-Cretácico (FOUCAULT-1965 y 1971 y LOPEZ-GARRIDO 1971 a y b).

VI.6. EL ALBENSE SUPERIOR

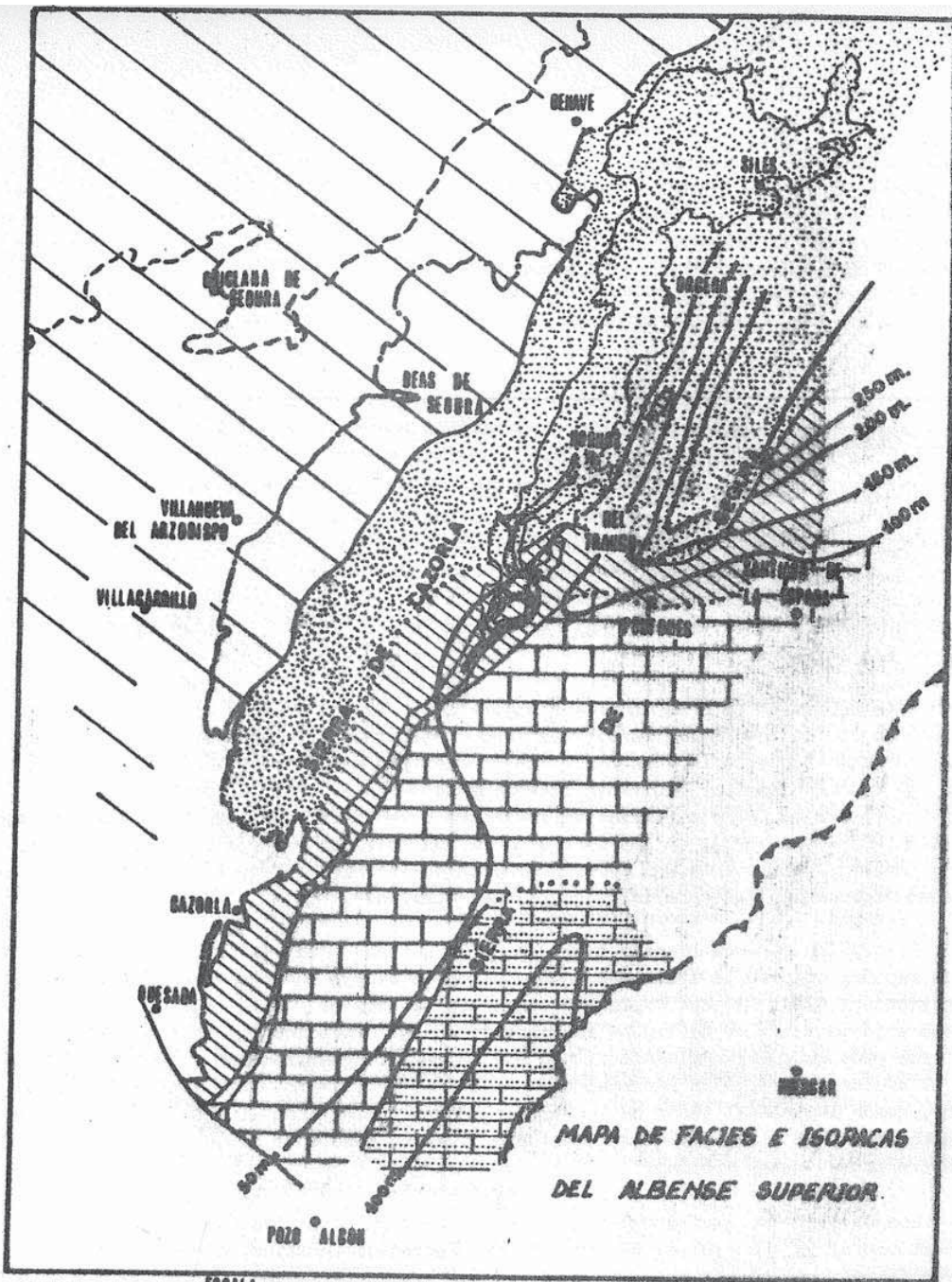
La sedimentación durante el Albense superior viene caracterizada por dos tipos de facies diferentes. Por un lado, la Sierra de Cazorla y el sector septentrional de la Sierra del Segura, están representadas por arenas con cantos de cuarcita, margas verdes y rojizas y niveles de areniscas, que corresponden a los materiales de "facies Utrillas". En muchos puntos de los sectores indicados, dichos materiales se presentan en continuidad sedimentaria con los infrayacentes. Sin embargo en otros las "facies Utrillas" solapan a términos más antiguos.

Esto ocurre en el área próxima a Segura de la Sierra y en la ladera occidental del Yelmo, donde los materiales terrígenos aquí considerados llegan a superponerse sobre dolomías del Lias-Dogger e incluso sobre los niveles rojos del Triás (LOPEZ-GARRIDO, 1971 a y b). Un fenómeno similar ocurre en determinados sectores, más occidentales que el dominio de la Sierra de Cazorla (series equivalentes a las de Colinas de Chilluevar-FOUCAULT 1971 y MARTINEZ NUÑEZ-1973), en las cuales sobre las dolomías y arcillas dolomíticas del Jurásico inferior, se levanta una serie compuesta por términos arenosos de tonos variados que pueden representar los materiales de "facies Utrillas".

El problema que se plantea tanto en estos últimos, los más externos del Prebético de la región, como en la localidad de Segura de la Sierra y puntos limítrofes, es la imposibilidad de datar la base de tales materiales terrígenos. Ello presenta un interrogante sobre la magnitud de la laguna estratigráfica del Cretácico inferior que la discordancia trae consigo. Personalmente pienso que tales términos arenosos y margosos, al menos en el sector Segura de la Sierra-ladera occidental del Yelmo, corresponde al Albense superior, desde la base al techo de los mismos, dada la similitud litológica y la proximidad geográfica con otros que pueden ser datados en su base como de tal edad (ladera del Yelmo entre otros muchos puntos).




Los datos hasta aquí expuestos dan pie a pensar que en las partes externas de la región estudiada, la sucesión estratigráfica del Cretácico inferior, que culminará con la transgresión del Vraconense-Cenomahense, ha podido iniciarse, según los sectores, en momentos diferentes. Uno de ellos, muy generalizado, corresponde al Gargasiense inferior y está representado por las margas y arcillas con pisolitos ferruginosos, punto de partida de una sucesión sedimentaria que, al parecer sin interrupciones, se extiende hasta el Cenomanense-Turonense. El otro se trataría del Albense superior y viene caracterizado por la presencia de materiales arenosos y margosos de "facies Utrillas".

Futuras investigaciones en la región estudiada y en otros sectores del Prebético con series equivalentes, podrían confirmar o no este segundo punto relativo a la edad de



MAPA DE FACIES E ISOPACAS DEL ALBENSE SUPERIOR.

ESCALA
0 5 10 15 20 25 KM.

-  Arenas, Arcillas y margas ("Facies Utrillas")
-  Arenas y arcillas con intercalaciones de calizas
-  Dolomías y calizas con materiales terrígenos en el techo

 Calcarentas y calizas oolíticas.

Fig. 90

- los términos de "facies Utrillas". Con ello se podría conocer en las series externas, en las que el Cretácico inferior está representado por un conjunto terrígeno, discordante, en que grado la denominación que se ha dado al mismo de "facies weald-Utrillas" es válida; o por el contrario si tales materiales terrígenos corresponden tan solo a las "facies Utrillas". En este segundo caso, habría a la vez que confirmar si tales facies representan tan solo al Albense superior (interpretación que se da en este trabajo) o bien corresponden a una edad más amplia.

Dentro de la región estudiada, al margen de los sectores en que los términos arenosos son azóicos, en numerosos puntos tanto de la Sierra de Cazorla como de la del Segura, se presentan intercalaciones de calizas que permiten datar al Albense superior (ver mapa Fig.90).

Con estas intercalaciones, se pasa progresivamente al sector meridional. En el mismo, y en la mayor parte del Albense superior, tiene lugar una sedimentación carbonatada en la que de Oeste a Este se pone de manifiesto una mayor influencia del medio marino abierto, ya que en el mencionado sentido, se pasa de calizas con Miliólidos y *bindseyes*, a calizas con Rudistas, niveles lumaquéllicos con grandes Ostréidos y calcarenitas bioclásticas; estas últimas se desarrollan en las áreas más internas (sur de la sierra del Castril y sierra Seca).

Al final del Albense superior, la totalidad de las Sierras de Cazorla y del Segura constituyen el asiento de la sedimentación terrígena de "facies Utrillas". Este hecho también es puesto de manifiesto por FOURCADE (1970) en los confines de la Cordillera Bética e Ibérica; si se considera (como hace este autor), los materiales de "facies Utrillas" como depósitos continentales de tipo fluvial, se está de acuerdo con él en afirmar que en el Albense superior se produce una de las regresiones más importantes, al quedar la región bajo dominio de tales facies.

En el Prebético oriental y en los confines de las Cordilleras Béticas e Ibérica, los depósitos terrígenos de facies "Utrillas" sobrepasan ampliamente hacia el Oeste, el límite de extensión de los terrenos aptenses. Hacia el Este una franja de calizas con Orbitolinas se indenta con los materiales de "facies Utrillas". Dicha franja, que se mantiene sensiblemente paralela al límite occidental de los terrenos albenses, pasa de Norte a Sur por las localidades de Villas de Veo y Villena, para torcer de Este a Oeste por el Sur de Jumilla y Yeste hasta unir con la región estudiada.

VI.7. EL VRACONENSE

La mayor parte de los materiales que, por superponerse a los del Albense superior, deben corresponder al Vraconense, se encuentran actualmente dolomitizados. Sin embargo en aquellos sectores en que esto no ocurre, se tiene una sucesión de edad Vraconense en la que se puede deducir de abajo a arriba una clara tendencia transgresiva. El tramo inferior está constituido por calcarenitas con fauna de "*Trocholinas*" y *Neoinaquia*. Es frecuente encontrar niveles con Corales.

De este ambiente marino de caracter arrecifal, se pasa en vertical a otro menos somero y con claras influencias pelágicas. Está representado por calizas micríticas con microfauna plantónica y con grandes Orbitolinas planas. En los sectores más internos (sur de la Sierra del Castril y sierra Seca), las Orbitolinas desaparecen y por el contrario existen abundantes Ammonites.

En la sierra Seca el paso brusco entre los materiales calcareníticos y de "facies Utrillas" del Albense superior y los de caracter pelágico del Vraconense, trae en consecuencia el desarrollo de un "hard-ground".

La extensión hacia el Oeste del segundo tramo, es menor que la del primero. La razón hay que buscarla en la irregular distribución de la dolomitización, fenómeno este que al hacerse extensivo a toda la región impide deducir las características paleogeográficas de los materiales suprayacentes.

De todo lo expuesto se deduce que ya en el Vraconense la transgresión alcanza uno de sus puntos culminantes, dado el desarrollo de facies de caracter pelágico.

VII.- CONCLUSIONES GENERALES

El presentar un último apartado de conclusiones generales puede parecer un hecho reiterativo, más aún después de haber planteado un capítulo anterior de Paleogeografía en cuya elaboración es necesario reunir lo más importante de las conclusiones estratigráficas y sedimentológicas. Sin embargo, por una parte, existen fenómenos en la región estudiada que quizás por ser tan básicos y generales, a la vez que importantes, no tenían cabida en los capítulos previos, o bien no han sido señalados de forma concreta. Por otra, los acontecimientos y "normas" que han regido la sedimentación a lo largo del Jurásico superior y del Cretácico inferior en esta región del Prebético, merecen la pena resumirse a pesar de que hayan sido expuestos ya en alguna parte del texto.

Por estas razones se ha creído necesario incluir, a modo de epílogo, una serie de breves puntualizaciones o conclusiones generales que se dividen en diversos grupos.

A) Conclusiones de índole geológico-regional.

Muchos de estos aspectos ya han sido señalados por autores anteriores (FOUCAULT 1971, LOPEZ-GARRIDO 1971 y DABRIDO 1973) realizándose en este trabajo matizaciones o bien consideraciones de conjunto que vienen a reforzar el hecho en sí. En otras ocasiones se presentan conclusiones que no habían sido citadas con anterioridad.

Tanto unas como otras se exponen a continuación:

- El Jurásico terminal se inicia con una inestabilidad tectónica motivada por la actuación de fracturas profundas (probablemente de zócalo). Como consecuencia, se van a individualizar, a lo largo de una dirección NNE-SSW, dos dominios paleogeográficos y sedimentarios independientes, inexistentes hasta el Kimmeridgenense medio-superior.
- El más externo u occidental es el dominio de la sierra de Cazorla que va a quedar emergido durante una buena parte de Cretácico inferior; todo lo más va a ser el asiento de una sedimentación continental de la que no queda en la actualidad ningún vestigio por haber sido erosionados los materiales depositados.
- El dominio más oriental corresponde a la sierra del Segura. Va a constituir una amplia región subsidente, poco profunda, a veces emergida en gran parte y en la que van a depositarse series potentes, marinas someras pero con numerosos episodios continentales o de influencia continental de la Meseta.

- La división entre ambos dominios es tan neta y brusca, que es difícil encontrar series estratigráficas transicionales o "intermedias" entre uno y otro. Este problema queda agravado en la región estudiada por la aparición de una franja de materiales triásicos coincidente con la alineación a lo largo de la cual tiene lugar la marcada subsidencia diferencial.

A pesar de todo, los sectores marginales de la sierra del Pozo y en la parte Norte, las series de Peñalta, Navalperal y otras, pueden considerarse como nexo de unión entre los mencionados dominios.

- En la historia tecto-sedimentaria del Cretácico inferior existen con seguridad dos momentos, más un tercero con cierta puntualización, que constituyen el punto de partida para que la sedimentación rebasa hacia el Oeste el límite que divide los dos dominios sedimentarios. Son los siguientes:

a) El primero se localiza en el Barremense y puede llegar hasta el Aptense inferior. Las series de Peñalta, Navalperal etc, en las cuales los materiales del Barremense se disponen directamente sobre los del Kimmeridgense medio y superior, vienen a confirmar este hecho (que se ha citado en otros sectores externos del Prebético y que en la región estudiada no se conocía aún). En las áreas externas de la Sierra del Segura, dichas series son los únicos restos de la presente ocupación sedimentaria; este se extendería, muy probablemente, hacia el dominio de la Sierra de Cazorla. Sin embargo una etapa de erosión ante-Gargasien (inmediatamente posterior, o incluso en parte coetánea a la biozona de *J. simplex*) y que afectó a las áreas más externas, vino a dismantelar gran parte de los materiales depositados.

b) El segundo (y en muchos casos definitivo), se localiza en el Gargasien inferior. En esta edad, la sedimentación irrumpe ampliamente en el dominio de la Sierra de Cazorla y se instalará de forma definitiva hasta el Cenomanense-Turonense. Esta conclusión constituye un dato a aportar en el conocimiento de esta región.

c) En algunas áreas (las más externas del Prebético y en sectores especiales-Segura de la Sierra y puntos limítrofes), los terrenos del Cretácico inferior que solapan a otros más antiguos se inician con los materiales terrígenos de "facies Utrillas", de posible edad Albense superior. Los intentos de datar la base de tales materiales en estas series, aunque hasta ahora infructíferos, deberán perseguirse en futuras investigaciones.

- Después del Cenomanense-Turonense, el dominio de la Sierra de Cazorla y gran parte del meridional de la Sierra de Segura (sierra del Pozo fundamentalmente), quedarán emergidos hasta el Mioceno medio.
- Las fracturas de dirección NNE-SSW, que han influido en la sedimentación de forma decisiva a lo largo del Jurásico superior y del Cretácico inferior, van a configurar las directrices estructurales de la tectónica alpina, que contrastan con las de dirección ENE-WSW de la Cordillera.

B) Conclusiones de tipo sedimentario

A este respecto, y en líneas generales, en el dominio de la Sierra de Cazorla y de modo especial en la del Segura se desarrolla una sedimentación carbonatada que con frecuencia es interrumpida por avalanchas de materiales terrígenos procedentes de la Meseta y de áreas más externas emergidas del Prebético (facies "Weald" y "Utrillas" especialmente). Este tipo de sedimentación terrígena es evidente que se caracteriza por una gran influencia continental, como lo demuestran la ausencia de fósiles y la presencia, en ocasiones, de lechos de lignito. Sin embargo los estudios sobre materiales terrígenos no se han abordado con la suficiente intensidad como para llegar a unas conclusiones precisas acerca del tipo o tipos de ambientes sedimentarios en los que se depositaron tales facies. Este es uno de los aspectos que quedan planteados para futuras investigaciones.

El estudio más exhaustivo de las facies carbonatadas ha dado lugar a un mejor conocimiento de los medios sedimentarios en que se formaron las mismas. A este respecto cabe destacar las siguientes conclusiones:

- La región estudiada constituye un modelo, en ocasiones ideal, de plataforma carbonatada en la cual, de Oeste a Este, se desarrollan, en el caso más completo, las siguientes facies:

a) Facies propias de la zona supramareal y de llanura de mareas en general (niveles de "cailloux noirs", lechos de lignito, niveles con Caráceas y estratos laminados que a veces presentan grietas de desecación).

b) Facies de plataforma marina protegida (*lagoon*). En ella se instalan la biotopos de algas *Dasycladáceas*, *Lituólidos* *Orbitolinidos* puntiagudos (*Orbitolinopsis* especialmente) y *Rudistas* (*Toucasia* y *Pseudotoucasia*).

c) Facies arrecifales. Los materiales que son la consecuencia de una edificación organógena, se originan en un medio marino abierto y sometido a la acción de oleaje. En estas condiciones se desarrollan arrecifes de Corales y de *Rudistas* (*Dicranatidae* y *Requinidos*), a los que pueden asociarse *Nerineas*, *Orbitolinidos* planos y algas encostrantes. En torno a la edificación propiamente dicha se depositan biostromas de detritus arrecifal y calizas colfíticas.

La disposición de los arrecifes no obedece necesariamente a una barra arrecifal que separe la plataforma protegida de la de influencia pelágica, sino que más bien se distribuyen irregularmente, con frecuencia a modo de parches arrecifales.

d) Facies de influencia pelágica, constituidas por material carbonatado de tamaño fino, con *Calpionellas* y *Ammonites*.

- Como se indicaba antes, los distintos ambientes de este modelo sedimentario no siempre se pueden reconocer. Por ejemplo es frecuente que las facies de llanura de mareas y/o *lagoon*, más las de tipo arrecifal, ocupen toda la extensión de afloramiento de la región estudiada. En este caso, las facies de influencia pelágica habría que buscarlas en las "Unidades Intermedias" o bajo el Subbético

RECONSTRUCCION TRIDIMENSIONAL DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS A LO LARGO DEL JURASICO TERMINAL Y DEL CRETACICO INFERIOR EN LA REGION ESTUDIADA

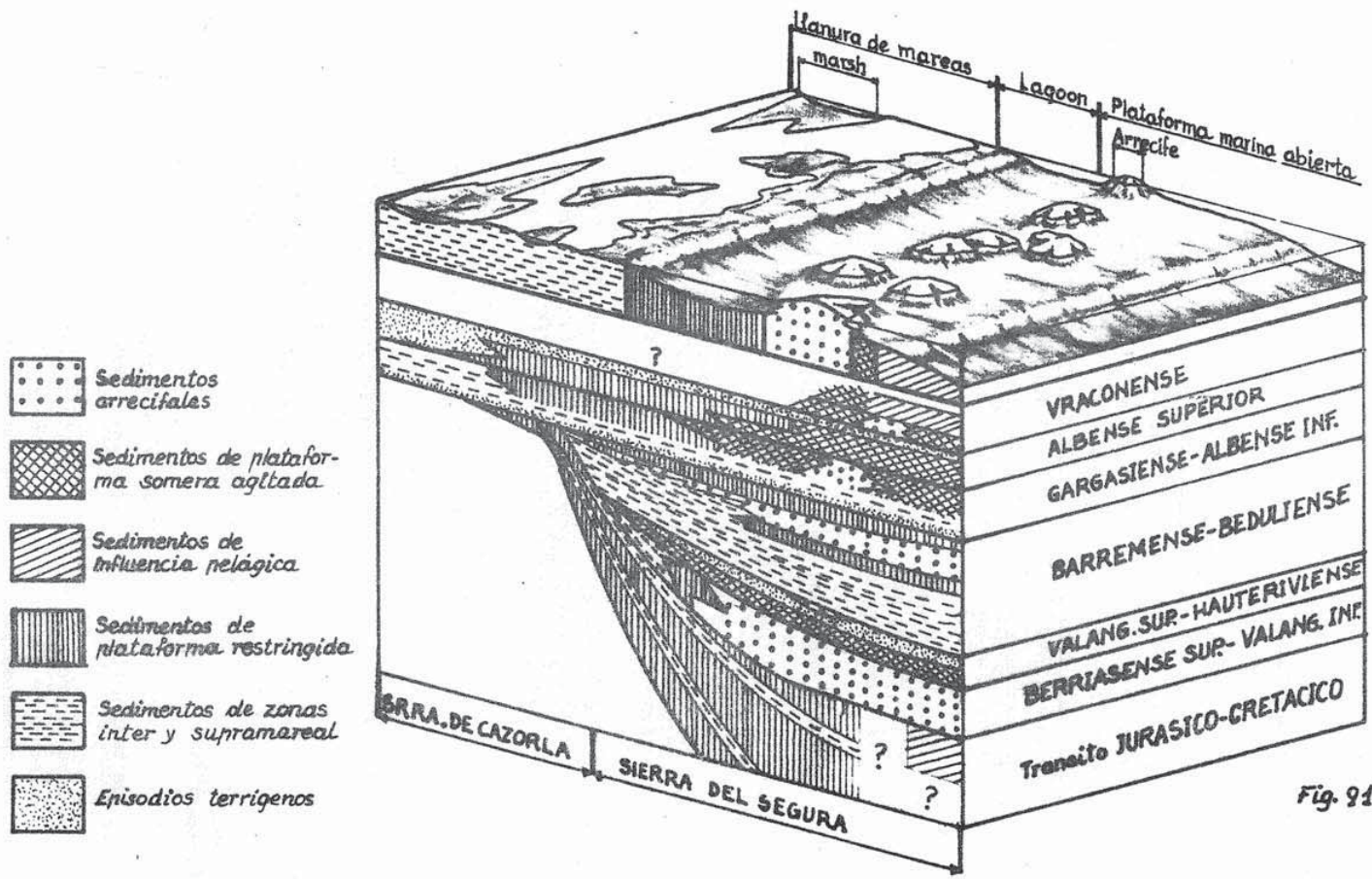


Fig. 91

alóctono.

- El esquema de sedimentación carbonatada propuesto, se repite, a veces de manera rigurosa y exacta, a lo largo del tiempo. Recuerdese que facies propias de la zona supra e intermareal se han citado en el Portlandense-Berriasense inferior, Berriasense superior - Valanginiense inferior, Barremense-Aptense inferior y Aptense superior + Albense inferior.

Facies de plataforma protegida de dominio inframareal, se reconocen en las mismas edades que se citan anteriormente, más en el Albense superior.

Las facies arrecifales están especialmente desarrolladas en el Berriasense superior-Valanginiense inferior; en el Beduliense superior, en el Gargasiense - Albense inferior, en el Albense superior y en el Vraconiense.

Materiales de facies de influencia pelágica se han encontrado en el Berriasense, en el Valanginiense superior y en el Vraconense.

También en el Senonense. (GONZALEZ-DONOSO y LOPEZ-GARRIDO-1975) se repite el esquema sedimentario aquí propuesto.

- Los dominios sedimentarios de las Sierras de Cazorla y del Segura (sobre todo en esta), evolucionan de forma notable de Sur a Norte. La plataforma en el sector septentrional es más amplia y uniforme, además está más influenciada a lo largo del tiempo por los aportes terrígenos que hacia el Sur. Lo primero aparece en la actualidad acentuado por un mayor acortamiento tectónico de la cobertera en el sector meridional.
- La plataforma sedimentaria de la Sierra del Segura en el Sur (sierras del Pozo, Castril y Seca) está muy protegida de las influencias terrígenas del continente. Por ello hay un predominio casi exclusivo de materiales carbonatados a lo largo del Jurásico y del Cretácico.

Es una plataforma relativamente estrecha y muy subsidente hacia el Este, por lo que los cambios de facies en la horizontal se producen de forma rápida y notoria.

Las partes más internas de la misma están muy influenciadas, en algunos momentos de la historia sedimentaria, por episodios pelágicos. Este fenómeno no ocurre nunca en las áreas equivalentes del sector septentrional.

- La parte central (Hoja de Santiago de la Espada y Nerpio) constituyen un área interesante, donde tiene lugar en líneas generales el paso de un tipo a otro de plataforma.

C) Conclusiones de índole bioestratigráfica

El estudio de los aspectos bioestratigráficos, a los que se les ha concedido un especial interés, ha permitido poner en evidencia la validez de la biozonación con Foraminíferos bentónicos propuesta por FOURCADE (1970) en los confines de las Cordilleras Bética e Ibérica.

Sin embargo, y teniendo en cuenta las bases que se establecían en el apartado III, 3, se han introducido varias modificaciones en la zonación del mencionado autor. Así por ejemplo dada la gran abundancia de *Hoffatella pyrenaica* PEYBERNES y REY y *Likanella campanensis* AZEMA y JAFFREZO, en los niveles correspondientes a la biozona de *P. lituus* y *Pf. neocomienses* de FOURCADE, se ha establecido unas biozonas paralelas de *P. lituus*, (*h. pyrenaica*) y *L. campanensis*, para caracterizar el Berriasense superior-Valanginiense inferior. *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER) no se incluye como indicador biozonal, a pesar de ser un organismo de distribución vertical corta, por no ser frecuente.

También se modifica, para la región estudiada, las biozonas que caracterizan el Gargasense - Albense inferior. Por las razones señaladas en el apartado III.3, prefiero erigir una zona única-biozona intervalo de *O. (Mesonitolina) texana texana*, a diferenciar varias de distribución más corta, pero en las cuales los indicadores zonales no son frecuentes en esta región.

Es interesante señalar que el valor estratigráfico de muchas de las biozonas propuestas vienen apoyadas por la presencia de Calpionellas y algunos niveles de Ammonites. Así inmediatamente por encima de la biozona de *A. lusitanica* se han encontrado Ammonites referibles al género *Jatronella* y (*Calpionella* cf. *elliptica*), los cuales marcarían una edad Berriasense.

En la biozona de *P. lituus*, (*h. pyrenaica*) y *L. campanensis*, están presentes niveles con *Calpionellites danderi* (COLOM) y una asociación de Ammonites (Hoya de Ortiz) que indican la base del Valanginiense (zona de *roubaudi* - subzona de *pentransiensis*).

El Valanginiense superior - base del Hauteriviense, está en casi toda la región representado por una asociación de Ammonites pertenecientes a la zona de *Lytioceras*.

De modo local, en el Albense inferior-medio se encuentran algunos *Knemiceras* y *Ergonoceras*, por debajo de los niveles que corresponden a la biozona de *N. conulus*.

Los foraminíferos bentónicos del Vraconense coexisten en algunos puntos con organismos plantónicos y Ammonites que caracterizan tal edad.

D) Problemas pendientes que se plantean

Como se señalaba en la Introducción de este trabajo, son muchos los aspectos que pueden abordarse en esta región del Prebético, bien porque ni siquiera se hayan planteado en este trabajo, bien porque se hayan enfocado de forma no correcta o porque han sido resueltos de modo parcial e incompleto.

De todos ellos, señalaré tan solo aquellos que son más urgentes de resolver a escala sedimentológica y paleogeográfica. Uno de ellos atañe a la más exacta interpretación de los ambientes sedimentarios de los materiales terrígenos. Otro, consiste en poder precisar, con datos paleontológicos, la edad de los materiales terrígenos de "facies Utrillas", en los sectores en que estos se disponen directamente sobre distintos términos jurásicos.

La resolución definitiva de ambas cuestiones vendrían a completar en gran medida la interpretación paleogeográfica de la Zona Prebética.

VIII.- BIBLIOGRAFIA

NOTA: En la presente relación se incluye tan solo las citas que aparecen en el texto.

- AGUILAR, M.J., RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971) "Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la Zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)". Estudios Geológicos, Vol-XXVII, pp.-497-512.
- ALLEN, J.R.L. (1963) "The classification of cross-stratified units, with notes on the origin". Sedimentology, Vol-2, Nº 2, pp.-93-114.
- AINARDI, R. et CHAMPETIER, J. (1976) "Processus de formation d'intraclastes par dessiccation en milieu margino-littoral; exemple dans le "Purbeckien" du Jura". Bull.Soc. Geol.France. (?), t-XVIII, Nº 1, pp.-159-164.
- ALVARO, M., GARCIA-ARGÜESO, J.M. y ELIZAGA, E. (1975) "La estructura del borde Prebético en la Zona de Alcaráz (provincia de Albacete)". Boll.Geol. y Minero, Tomo-LXXXVI, pp.-1-11.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1969) "Quelques précisions concernant l'appareil embryonnaire du genre *Palorbitolina* SCHROEDER". Micropaléontologie, Vol-12, Nº 1, pp.-16-20.
- ARNAUD-VANNEAU, A. (1975) "Réflexion sur le mode de vie de certains Orbitolinidés (Foraminifères) barrémo-aptiens de l'Urgonien du Vercors". C.R. des Séances, SPHIN Genève, NS, Vol-10, Fasc. 2-3, pp.-126-130.
- ARNAUD-VANNEAU, A. y THIEJLOY, J.P. (1972) "*Orbitolinopsis buccifera* sp. nouveau représentant du genre *Orbitolinopsis* SILVESTRI des calcaires urgoniens du Vercors (France)". Revue de Micropaléontologie, Vol-14, Nº 4, pp.-248 - 258.
- AZEMA, J. (1977) "Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia". (Espagne) Thèse - Paris VI, pp.-393.
- AZEMA, J., CHAMPETIER, Y., FOUCAULT, A., FOURCADE, E. y PAQUE, J. (1971) "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: Essai de coordination". Cuadernos de Geología Ibérica. Vol-2, Nº 2, pp.-91-110.
- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., y CHAMPETIER, Y. (1975) "Le Cretacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. Essai de Coordination". 1^{er} Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España. Serie -7, Nº 1, pp.-159-217.

- BASSOULLET, J.P. y BENEST, M. (1975) "Microfaciès, Structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts carbonatés inter et supracotideaux du Lias de Sidi Yahia Ben Sefia (Monts de Tlemcen, Algérie)". Publ. Serv. Géol. Algérie. Bull. N° 45, pp.-35-63.
- BASSOULLET, J.P., MOLLADE, M. (1962) "Les Orbitolinidae du Crétacé inférieur de la Sierra du Montsech, province de Lérida (Espagne)". Micropaléontologie, Vol-5, N° 2, pp.- 104-114.
- BATHURST, R.G.G. (1971) "Carbonate sediments and their diagenesis". Elservier - Developpements in Sedimentology. pp.-620.
- BERNIER, P. (1971) "Deux nouvelles algues Dasycladacées du Jurassique supérieur du Jura méridional". Geobios, Fasc. 3, N° 4, pp.-173-184.
- BERNIER, P. (1974) "*Campbelliella striata* (CAROZZI): Algue Dasycladacée?. Une nouvelle interprétation de l'organisme C" FAVRE et RICHARD, 1927". Geobios, Fasc.2, N° 7 pp.-155-176.
- BERNOULLI, D. y WAGNER, C.W. (1971) "Subaereal diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy)". N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Vol-138, N° 2, pp.-135-149.
- BERTHOU, P.Y. (1973) "Le Cénomanién de l'Estrémadure portugaise". Serviços Geológicos de Portugal. Memoria N° 23, pp.-164.
- BLUMENTHAL, M. (1927) "Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordillieren von Central - und Südwest-Andalusien". Eclogae. Geolog. Helv. Vol-XX, pp.-487-532.
- BILOTTE, M. (1973) "Le Cénomanién des Corbières méridionales (Pyrénées)". Extrait du Bulletin Soc. d'Hist. Natur. de Toulouse. t-109, N° 1-2, pp.-7-22.
- BOSELLINI, A. (1967) "La tematica deposizionale della dolomia Principale (Dolomiti e Frealp Venete)". Bull. Soc. Geol. It. N° 86, pp.-133-169.
- BRINKMANN, R. y GALLWITZ, H. (1933) "Der betische Aussenrand in Südost-Spanien". Bitr. geol. west Medit., N° 10 (traducción española 1950). Publ. extr. sobre Geología de España., Inst. Lucas Mallada, N° 5, pp.-177-290.
- BRONNIMANN, P. y CONRAD, M.A. (1968) "Remarks on the morphology and occurrence of *Pseudo-textulariella? scorsellai* (De Castro) in the lower Cretaceous of the Geneve region". Geologica Romana. Vol-VIII, pp.-95-106.
- BUSNARDO, R. (1960) "Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne)". Bull. Soc. Geol. France, (7) 11, pp.-324-329.
- BUSNARDO, R. (1960-62) "Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie)". Livre. Mém. Prof. Fallot. Vol-I, pp.-189-198.
- BUSNARDO, R., CHAMPETIER, Y., FOURCADE, E., y MOLLADE, M. (1968) "Etude stratigraphique des faciès à Orbitolinidés et à Rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Ali-

- cante, Espagne)". Geobios, N° 1, pp.-165-185.
- CANEROT, J. (1974) "Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne)". Enadimsa, Serie 5, N° 4, pp.-517.
- CARBONE, F., PRATURLON, A. y SIRNA, G. (1971) "The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Preneestini mts. Latium)". Geologica Romana, Vol-X, pp.-131-198.
- CAROZZI, A. (1955) "Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève". Eclogae Geol. Helv. Vol-48, N° 2, pp.-32-67.
- CAROZZI, A.V., BOUROULLEC, J., DELOFFRE, R. y RUMEAU, J.L. (1972) "Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine". Bulletin Centre de Recherches. PAU-SNPA. pp.-591.
- CATALANO, R., D'ARGENIO, B. y LO CICERO, G. (1974) "I ciclotemi triassici di Capo Rama (Monte di Palermo): Studi sulle piattaforme carbonatiche siciliane". Geologica Romana, Vol-XIII, pp.-125-145.
- CHABRIER, G., FOURCADE, E. y JAFFREZO. (1975) "Sur le Crétacé du Sud-Ouest de la Sardaigne". C.R.somm. S.G.F. pp.-3.
- CHAFETZ, H.S. (1973) "Morphological evolution of Cambrian algal mounds in response to a change in depositional environment". Jour. Sed. Petro. Vol-43, N°2, pp.-435-446.
- CHAMPETIER, Y., y FOURCADE, E. (1966) "A propos de *Cladocoropsis mirabilis* Felix dans le Jurassique supérieur du Sud-Est de l'Espagne". Estudios Geológicos. Vol-XXII pp.-101-111.
- CHAMPETIER, Y. y MOULLADE, M. (1970) "Corrélations des faciès à Orbitolinidae à l'Est du rio Albaida, provinces de Valence et d'Alicante (Espagne). Conséquences stratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques". Bull.Soc.Geol. de France. (7) XII, N° 5, pp.-765-773.
- CIRY, R. & RAT, P. (1953) "Description d'un nouveau genre de Foraminifère. *Simplonitolina manasi* nov.gen.nov.sp!" Ext. Bull. Scient. Bourgogne. Vol-XIV, pp.-85-100.
- COLACICCHI, R. (1967) "Geologia della Marsica orientale". Geologica Romana, Vol-VI, pp.-189-316.
- COLACICCHI, R., PASSERI, L. y PIALLI, G. (1975) "Evidences of tidal environment deposition in the calcareo Massiccio Formation (Central Apennines - Lower Lias)". in GINSBURG, R. editor, Springer-Verlag. pp.-345-355.
- COMBES, P.J., GLACON, G. y GRAMBAST, L. (1966) "Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Ouest du Maestrazgo (Espagne)". C.R.S. S.G. France. Fasc. 10, pp.-390.
- CONRAD, M.A. (1969) "Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève". Eclogae Geol. Helv. Vol-62, N° 1, pp.-1-79.

- CONRAD, M.A. (1970) "Barremian and lower Aptian dasycladaceae". Geologica Romana, Vol-IX pp.-63-100.
- CONRAD, M.A., PRATURLON, A. y RADOICIC, R. (1974) "The genus *Actinoporella*- GUÉMBEL in ALTH 1882, Dasycladales, green algae, A revisión". Geologica Romana, Vol-XIII, pp.-1-16.
- CUMMINGS, E.R. (1932) "Reef of biohermes?". Bull. Geol. Soc. Amer. Vol-43, pp.-331-332.
- DALBIEZ, F. (1958) "*Cuneolina hensoni*, a new lowermost marker in southwestern France". Micropaleontology, Vol-4, Nº 1, pp.-97-101.
- DABRIO, C.J. (1970) "Bosquejo estratigráfico sobre la región El Tranco-Santiago de la Espada (Zona Prebética, provincia de Jaén)". Cuad. Geol. Univ. Granada. pp.-141-148
- DABRIO, C.J. (1973) "Geología del sector del alto Segura (Zona Prebética)" Tesis Universidad de Granada. II Tomo , pp.-388.
- DABRIO, C.J. (1975) "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 22-36. (Santiago de la Espada)". I.G.M.E.
- DABRIO, C.J., y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1970) "Estructura en escamas del sector Noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la Depresión del Guadalquivir (Provincia de Jaén)". Cuad. Geol. Universidad de Granada. T-1. pp.-149-157.
- DAVIES, G.R. (1970) "Carbonate bank sedimentation, Eastern Shark Bay, Western Australia". Carbonate . Sedim. and Environ., Shark' bay W. Australia!" Am. Ass. Petr. Geol. Mem. 13, pp.-85-168.
- DEBELMAS, J. y THIELOY, J.P. (1963) "Etage Hauterivien". Colloque sur le Cretacé inférieur. Mem. Bur. Recher. Geol. et Minère, Nº 34, pp.-85-96.
- DELFAUD, J. y GOTTIS, M. (1966) "Sur quelques figures de sédimentation dans le Portlandien du Lot et sur le cadre paléogéographique en Aquitaine septentrionale.". Soc. Linnéenne de Bourdeaux. Tome 103, sér. B, nº7, pp.-4.
- DELOFFRE, R. y RAMALHO, M. (1971) "*Macroporella* (*Macroporella*) *espichelensis* n.sp. Dasycladacée portlandienne du Portugal et observations sur le genre *Macroporella* PIA". Bull. Centre. Rech Pau S.N.P.A. Vol-5, Nº 2, pp.-189-201.
- DICKSON, J.A.D. (1965) "A modified staining technique for carbonates in thin section". Nature. Vol-205, pp.-587.
- DONZE, P. (1958) "Précision sur *Clypeina jurassica* FAVRE". C.R. Somm. Séans. Soc. Geol. France. Nº 2, pp.-21-22.
- DRESNAY, R. du (1972) "Sédiments carbonatés intercotideaux et supracotideaux du Lias inférieur, dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen". Bull. Soc. Geol. France, Paris, Sér 7, t-13, Nº 1-2, pp.-46-56.

- DUNHAM, R.J. (1969a) "Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico". in FRIEDMAN (ed.) Depositional environments in carbonate rocks. Soc. Economic. Pal. Min. Special pub. nº 14. pp.- 139-181
- DUNHAM, R.J. (1969b) "Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas". Depositional environments in Carbonate rocks FRIEDMAN (ed). Soc. Economic. Pal. Min. Special pub. nº 14 pp.- 182-191
- DUNHAM, R.J. (1970) "Keystone vugs in carbonate beach deposits". Bull. Assoc. Petrol. Geol. Vol-54, Nº 5, pp.-845.
- DURAND, J.H. (1963) "Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie, formation et âge". Bull. Soc. Geol. France. sér.7.5., pp.-959-966.
- ESTEBAN, M. (1972) "Presencia de caliche fósil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona". Acta. Geológica Hispánica. Tomo-VII, Nº 6, pp.-164-168.
- ESTEBAN, M. (1973) "Caliche textures and "Microcodium". Boll. Soc. Geol. It. pp.-105-125.
- EVAMY, B.D. (1963) "The application of a chemical staining technique to a study of de dolomitization". Sedimentology, Vol-2, nº 2, pp.-164-170.
- EVAMY (1973) "The precipitation of Aragonite and Its Alteration to Calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf". The Persian Gulf, Springer-Verlag, in Purser B.H.(ed). pp.-329-341.
- FAHREUS, LE SLATT, R.M. y NOWLAN, G.S. (1974) "Origin of carbonate pseudopellets!" Jour. Sed. Petrol. Vol-44, pp.-27-29.
- FALLOT, P. (1928) "Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique III. Observations sur la geologie des environs de Gazorla (prov. de Jaén)" Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Vol-XXVIII, pp.-273-288 y 321-345.
- FALLOT, P. (1930-34) "Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des alpides espagnoles!" Geol. Méd. occid, IV, 2ª part., Nº 1, Introduction, pág. 1-8., I. - Le Trias, pág 9-28, II. - Le Lias, pág. 29-64, III.- Le Dogger, pág. 65-72. IV.- Le Jurassique supérieur, pág. 73-118.
- FALLOT, P. (1943) "El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas". Mem. Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C. pp.-110.
- FALLOT, P. (1945) "Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el rio Guadiana Menor". Mem. Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C. pp.-719.
- FALLOT, P. y BATALLER, J. (1927) "Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo". Mem. Real. Acad. Cienc. Artes Barcelona. Vol-XX, Nº 8, pp.-143.

- FARINACCI, A. (1965) "Breccias and laminated dolomites of the Gavignano exposure". Geol. Romana. Vol-IV, pp.-129-144.
- FELGEROSO COPPEL, C. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971) "Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo)". Cuadernos de Geología Ibérica. Vol-2, pp.-439-488.
- FOLK, R.L. (1959) "A practical petrographic classification of limestones". Bull. Am. Ass. Petr. Geol. Vol-43, Nº 1, pp.-1-38.
- FOLK, R.L. (1962) "Spectral subdivision of limestone types." In Symposium sobre "Classification of Carbonates rocks". Memoria 1. Am. Ass. Petr. Geol. pp.-62-84.
- FOUCAULT, A. (1960-62) "Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversales de la Sierra Sagra (province de Grenade, Espagne)". Liv. Mém. Prof. Fallot. Mem. hors-sér, S.G.F., I, pp.-175-182.
- FOUCAULT, A. (1964) "Sur les rapports entre les zones prébétique et subbétiques entre Cazorla (prov. de Jaén) et Huéscar (prov. de Grenade, Espagne)". Geol. Miñ. Vol-43 pp.-268-272.
- FOUCAULT, A. (1965) "Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du Haut-Guadalquivir (prov. de Jaén)" B.S.G.F., (7).VII, pp.-567-570.
- FOUCAULT, A. (1971) "Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale)" Paris Tesis Doctoral, pp.-633.
- FOUCAULT, A. (1974) "L'âge d'*Ampullina* (ex *Nathica*) *Leviathan* précisé en Espagne du Sud (Zone Prébétique) grâce à des Calpionelles (Berriasien et Berriasien-Valanginien inférieur)" Boletín Geológico y Minero., I-LXXXV-I, pp.-4-9.
- FOURCADE, E. (1970) "Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)". Thèse Sc. Nat. Paris. pp.-427.
- FOURCADE, E. (1971) "Le jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: Les confins du Prébétique et des chaînes Ibériques entre le rio Mundo et le rio Jucar (stratigraphie, zones à Foraminifères et paleogeographie). Cuadernos Geol. Ibérica, Nº 2, pp.-157-182.
- FOURCADE, E. (1975) "Le Cretacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. III.- Les confins du Prébetique et du chaînes ibériques entre le rio Mundo et le rio Jucar (stratigraphie et paleogeographie)" I^{er} Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Empr. Nacional Adaro. serie 7, Nº 1, pp.-233-244.
- FOURCADE, E. y JEREZ MIR, L. (1973) "El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarrubia". Rev. española de micropal. Vol-V, Nº 2, pp.-291-299.
- FOURCADE, E., JEREZ, L., RODRIGUEZ, F. y JAFFREZO, M. (1972) "El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la sierra de la Muela (provincia de Murcia). Consideraciones

sobre las biozonas con foraminíferos del Albense-Aptense del Sureste de España". Revista española de Micropaleontología, nº extraordinario, pp.-215-248.

- FOURCADE, E., RAULT, J.F., VILA, J.M. (1972) *Debarina hahounerensis* n.gen.n.sp., nouveau Lituolidé (Foraminifère) du Crétacé inférieur constantinois (Algérie)". Ext.C.R. S.A.C. Paris, Vol-274, série - D, pp.-191-193.
- FOURCADE, E. y RAULT, J.F. (1973) "Crétacé du Kef Hahouner et position stratigraphique de *"Ovalveolina" reicheli* P. DE CASTRO (série septentrionale du Méséneritique du Constantinois, Algérie)". Revue de Micropaleontologie, Vol-15, Nº 4, pp.-227-246.
- FREYET, P. (1973) "Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and lower Eocene of Langisloc. (Southern France)". Sedimentary Geology. Vol-10, pp.-25-60.
- FRIEDMAN, G.M. (1959) "Identification of carbonate minerals by staining methods". Jour. Sedim. Petrol. Vol-29, pp.- 87-97.
- FRIEDMAN, G. y BRAUN (1975) "Shoaling and tidal deposits that accumulated marginal to the proto-Atlantic ocean: The Tribes Hill formation (Lower Ordovician) of the Mohawk valley, New York". Tidal Flat in R. GINSBURG editor, Springer-Verlag, pp.-307-314.
- GARCIA HERNANDEZ, M. (1974) "Los materiales detríticos del Cretácico inferior en el sector de Cabañas (Zona Prebética). Relaciones estratigráficas". Cuadernos de Geología Univ. Granada, Vol-5, pp.-117-134.
- GARCIA RODRIGO, B. y PENDAS, F. (1971) "Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete". Cuad.Geol. Ibérica. Vol-2, pp.-255-272.
- GARCIA ROSSELL, L. (1973) "Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes". Tesis Doctoral Universidad de Granada. inédito. pp.-549.
- GINSBURG, R. y HARDIE, L. (1975) "Tidal and storm deposits, Northwest Andros island, Bahamas". Tidal deposits. R.GINSBURG editor. Springer-Verlag. pp.-201-208.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1975) "Características bioestratigráficas y Paleogeográficas del Cretácico superior de la Sierra del Segura (NE de la provincia de Jaén, Zona Prebética)". Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España. Serie 7, Nº 1, pp.-45-61.
- GRAMBAST, L. (1966a) "Un nouveau type structural chez les Clavatoracées; son intérêt phylogénétique et stratigraphique". Série D, C.R. Acad. Sc. Paris, t-262, pp.-1929-1932.
- GRAMBAST, L. (1966b) "Structure de l'utricule et phylogénie chez les Clavatoracées". C.R. Sc. Paris, Série D, t-262. pp.-2207-2210.
- GRAMBAST, L. (1967) "La série évolutive *Perimnester-Atopochara* (Charophytes)". C.R.Sc. Paris, Série D, pp.-581-584.

- GRAMBAST, L. (1969) "La symétrie de l'utricule chez les Clavatoracées et sa signification phylogénétique". C.R.Acad.Sc. Paris. Série D, pp.-878-881.
- GRIFFITH, L.S., PITCHER, M.G. y WESLEY RICE, G. (1969) "Quantitative environmental analysis of a lower Cretaceous reef complex". in Depositional environments in carbonate rocks, in FRIEDMAN editor. pp.-120-138.
- GUILLAUME, H./ et REICHEL, M. (1957) "*Neotrocholina frisingensis* sp. foraminifère l'urgonien alpin". Eclog. Geol. Helv. Vol-50, N° 2, pp.-285-288.
- HAGAN, G.M. y LOGAN, B.W. (1975) "Prograding tidal-flat sequences: Hutchison embayment, Shark bay, Western Australia". Tidal deposits, GINSBURG editor Springer-Verlag pp.-215-222.
- HAHNE, C. (1930) "Investigaciones estratigráficas y tectónicas en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona". Publ. alemanas sobre Geol. España. Vol-II, pp.-51-97.
- HAMAQOUI, M. (1973) "*Barkerina* et formes voisines (Foraminifères)". Bull. Centre.Rech.PAU-SNPA. Vol-7, N° 2, pp.-337-359.
- HAMAQOUI, H. y SAINT-MARC, P. (1970) "Microfaunes et microfaciès du Cénomanién du Proche-Orient". Bull. Centre. Rech. PAU-SNPA. Vol-4, N° 2, pp.-257-352.
- HEDBERG, H.D. editor (1971) "Preliminary Report on Biostratigraphic Units". Intern.Geolog. Congres. Montreal. Canada, N° 5, pp.-50.
- HOFKER, J. (1963) "Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminiferida)". Leidse, Geol. Meded. Vol-29, pp.-181-254.
- HOFKER, J. (1964) "Note sur *Orbitolina conulus* DOUVILLÉ". Micropaleontologie, Vol-7, N° 1, pp.-72-76.
- HOTTINGER, L. (1967) "Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain". Notes et Memoire du Service Geologique. N° 209, pp.-168.
- ILLING, L.V. (1954) "Bahamas calcareous sand". Bull. Am. Ass. Petr. Geol. Vol-38, N° 1, pp.-1-95.
- ILLING, L.V., WELLS, A.J. y TAYLOR, J.M.C. (1965) "Sedimentary structures in modern carbonate sand of the Bahamas". in G.V. MIDDLETON editor. Soc.Econ. Paleont.Mineral Special. Publ. N° 12, pp.-149-172.
- IRON, G. y MÜLLER, G. (1968) "Mineralogy, Petrology and Chemical Composition of some Calcareous Tufa from the Schwäbische Alb, Germany". Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Müller, G. y Friedman (Editor) pp.-157-171.
- JAFFREZO, M. (1973) "Les Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières. (Première partie)". Revue de Micropaleontologie. Vol-16, N° 2, pp.-75-88.

- JAFFREZO, M. (1974) "Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières (Deuxième partie)". Revue de Microp. Vol-17, pp.-23-32.
- JAFFREZO, M. et FOLCADE, E. (1973) "Deux nouvelles espèces de *Clypeines* de la limite Jurassique-Crétacé du Sud-Est de l'Espagne". Geobios. Fasc. 1, N° 6, pp.-65-72.
- JAFFREZO, M. y BENEST, M. (1975) "Une nouvelle espèce d'*Hétéroporella* du Jurassique supérieur. *Hétéroporella fourcadéi* nov. sp." Geobios, Vol-8, Fasc. 1, pp.-61-69
- JAMES, N.P. (1972) "Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure". Jour. Sediment. Petrol. Vol-42, N° 4, pp.-817-836.
- JANSA, L. (1975) "Tidal deposits in the Monkman Quartzite (lower Ordovician) Northeastern British Columbia, Canada". Tidal flat. in R. GINSBURG, editor Springer-Verlag. pp.-153-161.
- JEREZ MIR, L. (1973) "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia)". Tesis doctoral. Univ. Granada. pp.-749.
- KENDALL, C.C. St. C. y SKIPWITH, P.A. d'E. St. (1968) "Recent algal mats of the Persian Gulf Lagoon". Jour. Sed. Petrol. Vol-38, N° 4, pp.-1040-1058.
- KENDALL, C.G. St. C. y SKIPWITH, P.A. d'E. St. (1969) "Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of khor al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf". Am. Ass. Petr. Geol. Bull. Vol-53, N° 4, pp.-841-869.
- LAPORTE, L. (1975) "Carbonate tidal-flat deposits of the early Devonian Manlius Formation of the New York State". Tidal deposits in GINSBURG editor Springer - Verlag. pp.-243-250.
- LE HEGARAT, G. et REMANE, J. (1968) "Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles". Geobios, N° 1, pp.-7-70.
- LE HEGARAT, G. (1973) "Le Berriasien du Sud-Est de la France". Thèse Lyon 149, Univ. Claude-Bernard, Vol-I y II, pp.-576.
- LEIKINE, M. et VILA, J.M. (1975) "Microfossiles jurassiques et crétacés des Hautes Plaines sétifiennes au Djebel Youssef et au Djebel Braou (Algérie). Conséquences structurales". Revue de Micropaléontologie, Vol-18, N° 2, pp.-89-96.
- LINARES GIRELA, L. (1976) "Datos sobre las series Jurásico-Cretácico en el sector Peñas de San Pedro-Chinchilla de Montearagón (prov. Albacete)". Boletín geológico y Minero. T-LXXXVII-IV, pp.-355-364.
- LINARES GIRELA, L. (inéd.) "Características estructurales del borde externo del Prebético de Albacete".

- LINARES GIRELA, L. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1973) "Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo (Zona Prebética, provincia de Albacete)". Boletín Geológico y Minero, T-LXXXIV, Fasc. VI, pp.-419-425.
- LOEBLICH, A.R. y TAPPAN, H. (1964) "Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C, Protista 2". Moore, R.C. Editor, pp.-900.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1969) "Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-río Madera (Zona Prebética, provincia de Jaén)". Acta Geológica Hispánica. T-IV, Nº 4, pp.-84-90.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1971a) "Sobre la posición de los terrenos de "facies Utrillas" en la Zona Prebética, al NE de la provincia de Jaén". Boletín Geológico y Minero. T-LXXXII, Fasc. 1, pp.-47-51.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1971b) "Geología de la Zona Prebética, al NE de la provincia de Jaén". Tesis doctoral, Universidad de Granada. pp.-317.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1975) "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 23-35 (Orcera) E. 1:50.000" I.G.M.E. pp.- 28
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. y JEREZ MIR, F. (1970) "La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región de Orcera-Siles (Provincia de Jaén)". Acta Geologica Hispánica. T-VI, Nº 1, pp.-15-18.
- LUCIA, F.J. (1968) "Recent sediments and diagenesis of. South Bonaire Netherlands Antillas". Journal of Sediment. Petrol. Vol-38, Nº 3, pp.-845-858.
- MATTER, A. (1967) "Tidal flat deposits in the Ordovician of Western Maryland". Jour. Sed. Petrol. Vol-37, Nº 2, pp.-601-609.
- MARTINEZ, W. y NUÑEZ, A. (1974) "Mapa y memoria explicativa de la Hoja (21-36) (Villacarrillo) E. 1:50.000" . I.G.M.E. pp.- 28
- MAYNC, W. (1953) "*Pseudocyclamina hedbergi* n. sp. from the Urgo-Aptian and Albian of Venezuela". Contribution from the Cushman Foundation. Vol-4, pp.-101-102.
- MAYNC, W. (1955) "*Coskinolina sunnilandensis*, sp. a lower Cretaceous (Urgo-Albian) species". Contr. Cushman Foundation. Vol-VI, part 3, pp.-105-111.
- MAYNC, W. (1958a) "*Fewtillia frequens*, n. gen., n. sp. a new genus of lituolid foraminifera". Contr. Cush. Found. Vol-9, pp.-1-3.
- MAYNC, W. (1958b) "*Ammocycloloculina*, n. gen. an unknow foraminiferal genus". Contr. Cushman Found. Foram. Research, Vol-9, Nº 3, pp.-53-57.
- MAYNC, W. (1959) "Biocaractères et analyse morphométrique des espèces jurassiques du genre *Pseudocyclamina* (foraminifères) I-*Pseudocyclamina lituoid* (Yokoyama)". Vol-2, Nº 3, pp.-153-172.

- MAYNC, W. (1959) "The foraminiferal genera *Spirocyclina* and *Iberina*". Micropaleontology Vol-5, No 1, pp.-33-68.
- MILLIMON J.D. (1974) "Recent sedimentary carbonates. Part. I. Marine carbonates." Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp.- 375.
- MONTENAT, Ch. (1973) "Les formation néogènes et quaternaires du Levant espagnol". Thèse Paris Orsay, 3 Tomos. pp.-1.170.
- MOULLADE, M. (1974) "Zones de Foraminifères du Crétacé inférieur mésogéen" C.R. Acad. Sciences Paris. T-278, pp.-1813-1816.
- MOULLADE, M., BILOTTE, M., BUSNARDO, R., CANEROT, J., FOURCADE, E. y PEYBERNES, B. (1972) "Valeur stratigraphique et description de *Neoragunia cuvillerin*. sp., Orbitolinidé nouveau du Vraconien-Cénomanién inférieur des Pyrénées françaises et de la Péninsule Ibérique". C.R. Acad. Sc. Paris. Vol-275, Série D, pp.-2319-2322.
- MUKHERJI, K.K. (1969) "Supratidal carbonate rocks in the Black River (Middle Ordovician) group of Southwestern Ontario, Canada". Jour. Sed. Petrol. Vol-39, No 4, pp.-1530-1545.
- MULTER, H.G. y HOFFMEISTER, J.E. (1968) "Subaerial laminated crust of the Florida Keys". Geol. Soc. America. Bull. Vol-79, pp.-183-192.
- NEVIANI, I. (1960) "Le faciès à *Clypeina jurassica* in Italia e nel bacino mesogeo". Riv. Ital. Paleont. Stratig. Vol-66, No 4, pp.-525-549.
- PASCAL, A. (1974) "Un faciès type de l'Urgonien cantabrique (Espagne): les micrites à Rudistes". C.R. Acad. Sc. Paris. T-279, Série D, pp.-37-40.
- PASSERI, L. y PIALLI, G. (1973) "L'ambiente di sedimentazione dei calcari a *Rhaetavícula contorta* dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona". Geologica Romana, Vol-XII pp.-177-203,
- PERSOZ, F. y REMANE, J. (1973) "Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridionale" Eclogae. Geol. Helv. Vol-66, No 1 pp.-41-70.
- PEYBERNES, B. (1976) "Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles (entre la Garonne et la Méditerranée)". Thèse. Université Paul - Sabatier Toulouse. pp.-459.
- POSTUMA, J.A. (1971) "Manual of planktonic foraminifera". Elsevier Publishing Company Amsterdam, London, New York. pp.-420.
- PURDY, E.G. (1963) "Recent calcium facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups". Jour. Geol. Vol-71, pp.-334-355.

- PURSER, B.H. and LOREAU, J.P. (1973) "Aragonitic, Supratidal encrustation on the Tria-
cial Coast, Persian Gulf". in Purser (ed) The Persian Gulf-Springer-Verlag.
pp.- 343-376.
- PURSER, B.H. (1975) "Tidal sediments and their evolution in the Bathonian carbonates of
Burgundy, France" Tidal Deposits in GINSBURG edita, pp.-335-343.
- RAMALHO, M.M. (1968) "Sur la présence de "*Vaginella striata*" CAROZZI au Jurassique supé-
rieur portugais". Bol. Soc. Geol. Portugal. Vol-XVI, Nº 2, pp.-271-278.
- RAMALHO, M.M. (1971) "Contribuição à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du
Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)".
Tesis doctoral. Serviços Geológicos de Portugal. Nº 19, pp.-212.
- RAMALHO, M.M. y REY, J. (1969) "Corrélations stratigraphiques dans les couches de passage
du Jurassique-Crétacé du Portugal". Bol. Soc. Geol. Portugal. Vol-XVII, Nº 1
pp.-31-36.
- RAMALHO, M.M. y REY, J. (1975) "État des connaissances actuelles sur le Jurassique termi-
nal et le Crétacé basal du Portugal". Mémoires du B.R.G.M. Nº 86, pp.-265-273.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969) "Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Pur-
beckiense y wealdense del Norte de España". Edic. CIEPSA. pp.- 68.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971) "Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del
Norte de España. (Región Cantábrica)". Tesis doctoral-Instituto Geológ.Min.Esp.
Vol-3, pp.-357.
- RAT, P. (1959) "Le milieu et le développement des Orbitolines (Foraminifères)". Bull.Soc.
Geol. France, 7^e série, Tome I, nº 7, pp.-651-657.
- RAT, P. (1959a) "Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)". Thèse. Fac. Sc. Dijon
pp.-525.
- RAT, P. (1959b) "Les milieux urgoniens cantabriques". Bull. Soc. Geol. France. Série 7^e
T.I, pp.-378-384.
- RAT, P. (1963) "Rapport sur les formations non marines du Crétacé inférieur français".
Memoires B.R.G.M. Colloque sur le Crétacé inférieur Lyon. pp.-333-343.
- RAT, P. (1966) "Detalles de las perturbaciones detríticas en la sedimentación biológica
urgoniana". Boletín Instituto de Estudios Asturianos. Nº 12, pp.-9.
- REDMOND, C.D. (1964) "Lituolid foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Ara-
bia". Micropaleontology. V-10. pp.- 405-414
- REINECK, H.E. y SINGH, J.B. (1973) "Depositional sedimentary environment". Ed.Springer
Berlin. pp.-493.
- RODA, C. (1965) "Il calcare portlandiano a dasycladaceae di M.Mutolo (Reggio Calabria)".
Geologica Romana. Vol-IV, pp.-259-290.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (inédito) "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante". Empresa Nacional ADARO.
- ROEHL, P.O. (1967) "Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas!" A.A.P.G.B. Vol-51, Nº 10, pp.-1979-2032.
- SAEFTEL (1961) "Paleogeografía del Albense en las Cadenas celtibéricas de España. Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España, nº 36, pp.-163-192.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973) "Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)". Tesis doctoral, Universidad de Granada. pp.-274.
- SCHOLLE, P.A. y KINGMAN (1974) "Aragonitic and high Mg-calcite caliche from the Persian Gulf. A modern analog for the Permian of Texas and New Mexico". Journal Sedimentary Petrology. Vol-44, Nº 3, pp.-904-916.
- SCHROEDER, M.R. (1963) "Les connaissances acquises sur les Orbitolinidae rencontrés dans le Crétacé inférieur du SW de L'Europe". Mém. Bureau de Recherches Géol. et Min. Nº 34, pp.-525-530.
- SCHROEDER, R. (1964) "Communication préalable sur l'origine des Orbitolines". C.R.somm. S.G.F. Fasc. 10, pp.-411-413.
- SCHROEDER, R. (1965) *Neorbitolinopsis* n. gen. und ihre systematische position innerhalb der Orbitoliniden". Eclogae. Geol. Helv. Vol-58, Nº 1, pp.-579-589.
- SCHROEDER, R. (1968) "Sobre algunos foraminíferos del Valanginiense de la Sierra de Valdancha (provincia de Castellón)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.). Vol-66, pp.-311-318.
- SCHROEDER, R. (1972) "Zwei neue Orbitolinidae (Foram.) der spanischen Kreide". N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Nº 2, pp.-108-119.
- SCHROEDER, R. (1973a) "General evolutionary trends in Orbitolines". XIII European Colloquium of Micropaleontology - SPAIN. pp.-22.
- SCHROEDER, R. (1973b) "El corte de Aulet (prov. de Huesca). Evolución de las Orbitolines en el límite del Cretaceo inferior-superior". XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología. ENADIMSA. pp.-141-149.
- SCHROEDER, R. (1975) "General evolutionary trends in Orbitolines". Revista española de Micropaleontología. Nº especial, pp.-117-128.
- SCHROEDER, E., CHERCHI, A., SALIH, G. y VILA, J.M. (1974) "Biozonation par les grands Foraminifères du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et moyen des séries néritiques en Algérie NE. Considérations paléobiogéographiques. VI Coll. africain de Micropal. Tunes. pp.-8

- SHINN, E.A. (1968a) "Practical significance of birdseyes structures in carbonate rock". Jour. Sed. Petrol. Vol-38, Nº 1, pp.-215-223.
- SHINN, E.A. (1968b) "Selective dolomitization of Recent sedimentary structures". Jour. Sed. Petrol. Vol-38, Nº 2, pp.-612-614.
- SHINN, E.A., GINSEBURG, R.N. y LLOYD, R.M. (1965) "Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas". Soc. Econ. Paleont. Min. Special Publ. Nº 13, pp.-112-123.
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. y LLOYD, R.M. (1969) "Anatomy of a modern carbonate Tidal-flat, Andros Island, Bahamas". Jour. Sed. Petrol. Vol-39, Nº 3, pp.-1202-1228.
- WALKDEN, G.M. (1974) "Paleokarstic surface in Upper Viséan (Carboniferous) Limestones of the Derbyshire block, England". Jour. Sediment. Petrol. Vol-44, pp.-1232-1247.
- WALLS, R.A., HARRIS, B. y NUNAN, W. (1975) "Calcareous crust (caliche) profile and early subaerial exposure of Carboniferous carbonates, northeastern Kentucky". Sedimentology. Vol-22, pp.-417-440.
- WANLESS, H.R. (1975) "Carbonate tidal flats of the Grand Canyon Cambrian". Tidal deposits editor R. GINSBURG. pp.-269-277.
- WILSON, J.L. (1975) "The rise of Rudists; Middle Cretaceous facies in Mexico and the Middle East". Carbonate Facies in Geologic History Springer-Verlag. Capítulo XI, pp.-319-347.
- WOODS, P.J. y BROWN, R.G. (1975) "Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nile-mah embayment Shark Bay, Western Australia". Tidal deposits. GINSBURG editor. pp.- 223-232.
- ZAMARREÑO, I. (1972) "Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica". Tesis Doctoral. Trab. Geol. Univ. Oviedo. Nº 5, pp.-118-
- ZAMARREÑO, I. (1975) "Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain". Tidal deposits. GINSBURG editor. pp.-289-298.

	<u>Pág.</u>
I.- INTRODUCCION	1
I.1. OBJETIVOS	3
I.2. METODOLOGIA	4
I.2.1. Métodos de campo	4
I.2.2. Métodos de Laboratorio	5
I.2.2.1. Técnicas petrológicas-sedimentarias y sedimentológicas	5
I.2.2.2. Técnicas paleontológicas	5
I.2.3. Métodos de gabinete	7
I.3. AGRADECIMIENTOS	7
I.4. LOCALIZACION GEOGRAFICA	11
II.-LOCALIZACION GEOLOGICA Y ANTECEDENTES	13
II.1. ENCUADRE DE LA REGION DENTRO DEL CONTEXTO GENERAL DE LA ZONA PREBETICA ...	15
II.1.1. Prebético externo	18
II.1.2. Prebético interno	20
II.2. ANTECEDENTES	21
III.-PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO Y CUESTIONES DE NOMENCLATURA	25
III.1. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO	27
III.2. SOBRE EL USO DE ALGUNOS TERMINOS RELATIVOS A LAS TEXTURAS DE ROCAS CARBONATADAS	28
III.3. ALGUNAS CUESTIONES RELATIVAS A LAS UNIDADES BIOESTRATIGRAFICAS Y LITOESTRATIGRAFICAS	30
III.4. SOBRE LOS TERMINOS PURBECK, WEALD, FACIES URGONIANAS Y FACIES UTRILLAS...	32
III.4.1. Facies purbeck y weald	32
III.4.2. Facies Urganianas	33
III.4.3. Facies Utrillas	35
IV.-EL JURASICO TERMINAL Y EL CRETACICO INFERIOR EN LA SIERRA DE CAZORLA	39
IV.1. INTRODUCCION	41
IV.2. DESCRIPCION DE AFLORAMIENTOS	43
IV.2.1. Transversal de Beas de Segura	43
IV.2.2. Transversal del embalse de las Aguacebas	47
IV.2.3. Sector meridional de Cazorla	49
IV.2.3.1. Corte de la Ermita de Monte Si6n	49
IV.2.3.2. Cortes a lo largo de la pista del nacimiento del Guadalquivir a Quesada	51
IV.2.3.3. Cortes al NE del puerto de Tiscar	53
IV.3. RESUMEN Y CONCLUSIONES DE LAS SUCESIONES LITOESTRATIGRAFICAS	55
IV.4. BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA	56
IV.4.1. Edad de los tramos jurásicos	56
IV.4.2. Edad de los niveles arcillosos y dolomíticos	56
IV.4.3. Discusi6n de las edades atribuidas por otros autores a la serie cretácica	59
IV.5. COMPOSICION, TEXTURAS Y ESTRUCTURAS	61
IV.5.1. Tramo de calizas del Jurásico terminal	61
IV.5.2. Margas amarillas y arcillas rojas ferruginosas	62
IV.5.3. Margas verdes con niveles de calizas	65

IV.5.4. Margas arenosas y niveles dolomíticos	66
IV.5.5. Dolomías pardas	66
IV.6. EVOLUCION EN EL TIEMPO DE LOS AMBIENTES SEDIMENTARIOS	66
IV.7. RESUMEN Y CONCLUSIONES	68
V.-EL JURASICO TERMINAL Y EL CRETACICO INFERIOR EN LA SIERRA DEL SEGURA	77
V.1. INTRODUCCION	79
V.2. DESCRIPCION DE CORTES	80
V.2.1. Sector Norte de la Sierra del Segura	81
V.2.1.1. Series del borde occidental del Sector Norte	81
V.2.1.2. Series del resto del sector Norte	83
V.2.2. Sector central de la Sierra del Segura	97
V.2.2.1. Partes marginales del sector central	97
V.2.2.2. Partes centrales e internas del sector central de la Sierra del Segura	104
V.2.3. Sector meridional de la Sierra del Segura	109
V.2.3.1. Sierra del Pozo	109
V.2.3.2. La Sierra de Quesada	122
V.2.3.3. La Sierra del Castril	122
V.2.3.4. La Sierra Seca	127
V.2.4. Cuadros resúmenes de las series estratigráficas en los distintos sec- tores	127
V.3. EL KIMMERIDGENSE MEDIO-BERRIASENSE SUPERIOR	132
V.3.1. Descripción de las unidades litoestratigráficas	132
V.3.1.1. Características litológicas de la formación más somera	132
V.3.1.2. Características litológicas de la formación con influencia pelágica	133
V.3.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	133
V.3.3. Composición, Texturas y Estructuras	140
V.3.3.1. Composición y estructuras sedimentarias primarias	140
V.3.3.2. Texturas	142
V.3.4. Ambientes sedimentarios	144
V.3.4.1. Ambiente del tramo J_2	144
V.3.4.2. Ambiente del tramo J_3	145
V.3.4.3. Ambiente sedimentario del tramo de calizas con Calpionellas- (J'_3)	147
V.3.5. Resumen y Conclusiones	147
V.4. EL BERRIASENSE SUPERIOR - VALANGINIENSE INFERIOR	163
V.4.1. Descripción de unidades litoestratigráficas	163
V.4.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	165
V.4.2.1. Organismos de facies no marinas	167
V.4.2.2. Organismos de facies marinas someras	168
V.4.2.3. Las facies de influencia pelágica y la biozonación mediante Calpionellas	173
V.4.3. Composición, Texturas y Estructuras	173
V.4.3.1. Tramos N_{1a} y N_{1c}	173
V.4.3.2. Los tramos J_3 y N_{1b}	176
V.4.4. Ambientes sedimentarios	178
V.4.4.1. Los tramos N_{1a} y N_{1b}	178
V.4.4.2. La parte superior del tramo J_3 y el tramo N_{1b}	179

	<u>Pág.</u>
V.4.5. Resumen y Conclusiones	181
V.5. EL VALANGINIENSE SUPERIOR - HAUTERIVIENSE	197
V.5.1. Descripción de unidades litoestratigráficas	197
V.5.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	199
V.5.2.1. La asociación de Ammonites de los tramos N_2 y N'_2	201
V.5.3. Composición, Texturas y Estructuras	202
V.5.3.1. Los tramos N_2 y N'_2	202
V.5.3.2. Los tramos N_3 y U_1	202
V.5.3.3. Los materiales de facies "weald" (tramo W)	203
V.5.4. Interpretación sedimentaria	203
V.5.5. Resumen y Conclusiones	205
V.6. EL BARREMIENSE - BASE DEL GARGASIENSE	207
V.6.1. Descripción de unidades litoestratigráficas	207
V.6.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	210
V.6.3. Composición, Texturas y Estructuras	218
V.6.3.1. El Tramo G_1	219
V.6.3.2. Las calizas del segundo episodio urgoniano U_2	224
V.6.4. Ambientes sedimentarios	226
V.6.4.1. Tramo G_1	226
V.6.4.2. El segundo episodio urgoniano U_2	228
V.6.5. Resumen y Conclusiones	230
V.7. EL APTENSE SUPERIOR - ALBENSE INFERIOR	255
V.7.1. Unidades litoestratigráficas representadas	255
V.7.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	258
V.7.3. Composición, Texturas y Estructuras	264
V.7.3.1. Las margas amarillentas con pisolitos y nódulos ferruginosos ..	264
V.7.3.2. Los episodios terrígenos	264
V.7.3.3. Los tramos G_3 y $G_3 + U_3$	265
V.7.3.4. El tercer episodio urgoniano U_3	266
V.7.4. Ambientes sedimentarios	267
V.7.4.1. Las margas con pisolitos ferruginosos y los episodios terrige- nos	267
V.7.4.2. Los tramos G_3 y $G_3 + U_3$	267
V.7.4.3. El tercer episodio urgoniano	268
V.7.5. Resumen y Conclusiones	268
V.8. EL ALBENSE SUPERIOR Y VRACONENSE	279
V.8.1. Materiales representados	279
V.8.1.1. Los materiales terrígenos del Albense superior ("facies Utri- llas") (Tramo G_4)	279
V.8.1.2. Las facies carbonatadas del Albense superior (G_{4a})	280
V.8.1.3. Las calcarenitas del Albense superior - Vraconense (V_1)	280
V.8.1.4. Las calizas micríticas (V_{2a}) y las margocalizas con Ammonites - (V_{2b})	281
V.8.2. Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	282
V.8.3. Composición, Texturas y Estructuras	287
V.8.3.1. Los materiales terrígenos de "facies Utrillas"	287
V.8.3.2. Las facies carbonatadas del Albense superior	287
V.8.3.3. Las facies del Vraconense	288
V.8.4. Ambientes sedimentarios	289

	<u>Pág.</u>
V.8.4.1. Los materiales terrígenos de facies Utrillas	289
V.8.4.2. Las facies carbonatadas del Albense superior	290
V.8.4.3. Los materiales del Vraconense	291
V.8.5. Resumen y Conclusiones	291
VI. PALEOGEOGRAFIA	301
VI.1. EL KIMMERIDGENSE MEDIO-BERRIASENSE INFERIOR	303
VI.2. EL BERRIASENSE SUPERIOR - VALANGINIENSE INFERIOR	306
VI.3. EL VALANGINIENSE SUPERIOR - HAUTERIVIENSE	308
VI.4. EL BARREMENSE - APTENSE INFERIOR	311
VI.5. EL APTENSE SUPERIOR - ALBENSE INFERIOR	313
VI.6. EL ALBENSE SUPERIOR	317
VI.7. EL VRACONENSE	319
VII. CONCLUSIONES GENERALES	321
VIII. BIBLIOGRAFIA	329

INDICE DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Fig. 1a. Clave de signos	6
Fig. 1b. Clave de siglas	8
Fig. 2. Localización geográfica	10
Fig. 3. Situación geológica	14
Fig. 4. Esquema geológico del extremo occidental de la Zona Prebética	17
Fig. 5. Cortes de la Sierra de Cazorla en la transversal de Beas de Segura.....	44
Fig. 6. Cortes de la Sierra de Cazorla en la transversal del Embalse de Aguacebas...	46
Fig. 7. Series del Arroyo de Aguacebas	48
Fig. 8. Serie de Monte Sión	50
Fig. 9. Cortes de la Sierra de Cazorla en la pista del Nacimiento del Guadalquivir a Quesada	52
Fig. 10. Cortes de la Sierra de Cazorla al NE del Puerto de Tiscar	54
Fig. 11. Esquema de distribución de edades según los diversos autores, de la serie - Cretácica de la Sierra de Cazorla	60
Fig. 12. Esquema general de situación de cortes	80/81
Fig. 13. Esquema cartográfico y cortes del sector Segura de la Sierra-Navalperal	82
Fig. 14. Series de Peñalta y cercanías de Segura de la Sierra	82/83
Fig. 15. Serie de Navalperal	84
Fig. 16. Serie de Peñalcón (Sierra del Agua)	85
Fig. 17. Serie de Navaltormillo	86
Fig. 18. Esquema cartográfico y cortes del sector oriental del Yelmo	88
Fig. 19. Serie del Yelmo	88/89
Fig. 20. Serie del Cortijo Cano	89
Fig. 21. Esquema cartográfico y cortes del Arroyo de los Anchos-Fuente del Charco ...	90
Fig. 22. Serie del Arroyo de los Anchos	91
Fig. 23. Serie de la Fuente del Charco (Flanco Oeste)	92
Fig. 24. Serie de la Fuente del Charco (Flanco Este)	93
Fig. 25. Corte en las cercanías de Casicas del Rio Segura desde Poyo Alto	94
Fig. 26. Serie del Cortijo de los Goldones	95
Fig. 27. Esquema cartográfico de la vertiente oriental del Calar de Cobos	96
Fig. 28. Serie del Arroyo de los Huecos	96/97
Fig. 29. Esquema cartográfico del sector de la isla de Bujaraiza	98
Fig. 30. Cortes del sector de la isla de Bujaraiza	99
Fig. 31. Serie del Cerro de Montalvo	100
Fig. 32. Serie de la ladera NE del arroyo de la Cerrada	101
Fig. 33. Serie de la Sierra de Mirabueno	102
Fig. 34. Serie de Cerro Lobo	102/103
Fig. 35. Serie del arroyo de Masegoso	102/103
Fig. 36. Corte del arroyo de Masegoso	103
Fig. 37. Cartografía y cortes de la cordillera de Banderillas	105
Fig. 38. Serie del rio Aguamulas	105/106
Fig. 39. Serie del rio Borosa	105/106
Fig. 40. Serie de la parte central de Banderillas	106
Fig. 41. Corte del Almorchón	107
Fig. 42. Serie del Almorchón-Cortijo de las Mesillas	108
Fig. 43. Esquema cartográfico de la Sierra de Huebras	110
Fig. 44. Serie de la Sierra de Huebras (rio Zumeta)	110/111
Fig. 45. Esquema cartográfico del sector Cabañas-Nacimiento del Guadalquivir	111/112

	<u>Pág.</u>
Fig. 46. Cortes del sector Cabañas - Nacimiento del Guadalquivir	112
Fig. 47. Series de Cabañas - Nacimiento del Guadalquivir	112/113
Fig. 48. Series de Cabañas	112/113
Fig. 49. Corte del Arroyo Amarillo	113
Fig. 50. Serie del Arroyo Amarillo	113/114
Fig. 51. Serie de Vadillo - Casa de los Collados	113/114
Fig. 52. Corte de Vadillo - Casa de los Collados	114
Fig. 53. Corte y esquema cartográfico del arroyo de Guadahornillos	116
Fig. 54. Serie del arroyo de Guadahornillos	116/117
Fig. 55. Serie de los arroyos de las Truchas y de las Graceas	117
Fig. 56. Esquema cartográfico y cortes del sector de la Nava de San Pedro	118
Fig. 57. Series de la cabecera del río Guadalentín.....	119
Fig. 58. Serie de Cabeza del Tejo	120
Fig. 59. Serie del arroyo de Guazalamanco	120/121
Fig. 60. Serie del Arroyo del Vidrio - Collado del Aire	121
Fig. 61. Serie del barranco del Tizón (Sierra de Quesada)	123
Fig. 62. Esquema cartográfico y cortes del sector Arenales - Nava de Pablo	124
Fig. 63. Serie de Arenales - Nava de Pablo	124/125
Fig. 64. Serie del Buitre (Sierra del Castril)	124/125
Fig. 65. Esquema cartográfico del sector Buitre (Sierra del Castril)	125
Fig. 66. Esquema cartográfico y cortes de Sierra Seca en el sector del Cortijo de - las Canalejas	126
Fig. 67. Serie de Sierra Seca	126/127
Fig. 68. Serie de Sierra Seca	126/127
Fig. 69. Cuadro resumen de las series estratigráficas en el sector septentrional....	128
Fig. 70. Cuadro resumen de las series estratigráficas en el sector central	129
Fig. 71 a y b. Cuadro resumen de las series estratigráficas en el sector meridional.	130/131
Fig. 72 a. Cuadro de distribución de organismos de facies someras en el Kimmeridgen se superior - Berriasense inferior	134
Fig. 72 b. Cuadro de distribución de organismos del Kimmeridgense medio - Berriasense inferior en facies pelágicas	135
Fig. 73. Cuadro de distribución de organismos en el Berriasense superior - Valangi- niense inferior	166
Fig. 74. Secuencias de estructuras en el Berriasense - Valanginiense inferior de al- gunas series del SW de la Sierra del Segura	175
Fig. 75. Representación esquemática tridimensional, de las unidades litoestratigrá- ficas del Portlandense al Valanginiense inferior	180
Fig. 76. Distribución vertical de organismos del Valanginiense superior - Hauterivien- se	200
Fig. 77. Esquema simplificado de distribución vertical de facies a lo largo del Barre- mense-Aptense inferior	209
Fig. 78. Distribución de organismos durante el Barremense-Aptense inferior	211
Fig. 79. Esquema simplificado de la distribución vertical de ambientes durante el Ba- rremense-Aptense inferior	227
Fig. 80. Distribución de organismos durante el Aptense superior-Albense inferior ...	259
Fig. 81. Relación de los materiales del Gargasiense-Albense inferior a lo largo de - tres transversales	269
Fig. 82. Distribución de organismos en el Albense superior y Vraconense	283
Fig. 83. Distribución tridimensional de los materiales del Albense superior-Cenoma- nense inferior	292

Fig. 84. Mapa de facies e isopacas del Kimmeridgense superior-Berriasense inferior...	304
Fig. 85. Mapa de distribución de facies e isopacas del Berriasense superior-Valanginiense inferior	307
Fig. 86 a. Mapa de facies del Valanginiense - superior Hauteriviense inferior	309
Fig. 86 b. Mapa de facies del Hauteriviense superior-base del Barremense e isopacas - del Valanginiense superior - base del Barremense	310
Fig. 87. Mapa de facies e isopacas del Barremense - Aptense inferior	312
Fig. 88. Mapa de facies del Gargasiense inferior	314
Fig. 89. Mapa de facies e isopacas del Gargasiense-Albense inferior	315
Fig. 90. Mapa de facies e isopacas del Albense superior	318
Fig. 91. Reconstrucción tridimensional de ambientes sedimentarios en el Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región estudiada	326

Adenda nº1

RELACION DE CORTES LEVANTADOS SOBRE LOS QUE REALIZARON EN LA REGION, LOS AUTORES INMEDIATAMENTE PRECEDENTES.

(Se indica el número de orden con el que aparece en este texto, la localidad y el autor o autores).

SIERRA DE CAZORLA

Transversal de Beas de Segura

- nº6.....Fuentepinilla.....López-Garrido (1969 y 1971)
 nº8.....Buitrera.....López-Garrido (1971)

Sector meridional de Cazorla

- nº1.....Monte Sión.....Foucault (1971)

Transversal nacimiento del Guadalquivir - Quesada

- nº1.....Nacimiento del Guadalquivir.....Foucault (1971)
 nº4.....Cortijo de la Mejuela.....Foucault (1971)

SIERRA DEL SEGURA

- nº1.....Peñalta.....López-Garrido (1971)
 nº3.....Segura de la Sierra (a la salida)...López-Garrido (1971)
 nº4.....Navalperal...López-Garrido y Jeréz(1970), López-Garrido (1971)
 nº6.....Navaltornillo.....Jeréz Mir (1969)
 nº7.....Yelmo (ladera oriental)...López-Garrido (1971)
 nº19.....Rio Aguamulas (Banderillas)...Dabrio (1973)
 nº22.....Almorchón.....Dabrio (1973)
 nº23.....Sierra de Huebras (Rio Zumeta)...Dabrio (1973) y Fourcade
 y otros (inérito)
 nº24.....Nacimiento del Guadalquivir.....Foucault (1971)
 nº26.....Cabañas (flanco oeste)...Foucault (1971)
 nº29.....Vadillo-Casa de Collados.....Foucault (1971)
 nº30.....Arroyo de Guadahornillos.....Foucault (1971)
 nº32.....Nava del Espino.....Foucault (1971)
 nº37.....Arroyo de Guazalamanco.....Foucault (1971)
 nº38.....Arroyo del Vidrio.....Foucault (1971)
 nº39.....Barranco de Tizón (Sª. de Quesada)..Foucault (1971)
 nº40.....Arenales-Nava de Pablo.....Foucault (1971)
 nº41.....Barranco Seco (Sª. de Castril).Foucault (1971)
 nº42.....Barranco Canalejas (Srra.Seca)...Foucault (1971)



DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA
FACULTAD DE CIENCIAS