

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, AL NE.
DE LA PROVINCIA DE JAEN

A.C. LOPEZ-GARRIDO

3.24.846

2/57

R. 16965

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, AL NE.

DE LA PROVINCIA DE JAEN

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
1987

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
ENTRADA

Fecha 1 JUN 87
Número 1211

A.C. LOPEZ-GARRIDO

R=24.846

R. 18967

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, AL NE.
DE LA PROVINCIA DE JAEN



UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
ENTRADA

Fecha 5 JUN. 1971

Número 1211

A.C. LOPEZ-GARRIDO

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

GEOLOGIA DE LA ZONA PREBETICA, AL NE. DE LA PROVINCIA DE JAEN

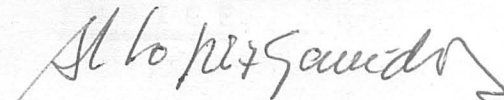
Visado en Granada
el día 5 de Junio de 1971
EL CATEDRÁTICO DIRECTOR



Fdo. J.M. FONTBOTÉ

Tesis que presenta
para alcanzar el Grado
de Doctor en Ciencias,
Sección de Geológicas,
el Licenciado ANGEL
CARLOS LOPEZ-GARRIDO.

Granada 4 de Junio de 1971



Fdo. A.C. LOPEZ-GARRIDO

| | |
|-----------------------------------------------------|-----|
| I.- INTRODUCCION | 1 |
| I-1.-Objetivos | 3 |
| I-2.-Metodología | 5 |
| I-3.-Plan de Agradecimientos | 8 |
| II.- LOCALIZACION GEOGRAFICA Y DEMOGRAFICA | 11 |
| II-1.-Localización Geográfica | 13 |
| II-2.-Localización Demográfica | 14 |
| III.- ANTECEDENTES | 23 |
| III-1.-Sobre el conjunto de la Zona Prebética | 25 |
| III-2.-Sobre la región estudiada | 26 |
| IV.- ESTRATIGRAFIA | 34 |
| IV-1.-Generalidades | 35 |
| IV-2.-Paleozoico | 42 |
| IV-3.-Triásico | 61 |
| Dedinas | 64 |
| "Formación de Chelera de Segura" | 66 |
| "Formación de Hornos-Bilas" | 71 |
| Conclusiones | 83 |
| IV-4.-El Cretácico y Cenozoico | 81 |
| Unidad de los estratos paleogeográficos | 83 |
| Unidad de Eoz de Segura | 84 |
| Unidad de la Sierra de Guadalupe | 88 |
| Unidad de la Sierra del Segura | 116 |
| IV-5.-Mioceno | 123 |
| Mioceno del Interior de la Zona | 127 |
| Mioceno de la Depresión del Guadalquivir | 133 |
| IV-6.-Cuaternario | 171 |

=====

I N D I C E

=====

| | Pag. |
|-------------------------------------------------|------|
| I.- INTRODUCCION | 1 |
| I-1.-Objetivos | 3 |
| I-2.-Métodos | 5 |
| I-3.-Mención de Agradecimiento | 8 |
| II.- LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA | 11 |
| II-1.-Localización Geográfica | 13 |
| II-2.-Localización Geológica | 14 |
| III.- ANTECEDENTES | 25 |
| III-1.-Sobre el conjunto de la Zona Prebética . | 26 |
| III-2.-Sobre la región estudiada | 28 |
| IV.- ESTRATIGRAFIA | 34 |
| IV-1.-Generalidades | 35 |
| IV-2.-Paleozoico | 42 |
| IV-3.-Triasico | 44 |
| Dominios | 44 |
| "Formación de Chiclana de Segura" | 48 |
| "Formación de Hornos-Siles" | 71 |
| Conclusiones | 88 |
| IV-4.-Jurásico y Cretácico | 91 |
| Unidades ó dominios paleogeográficos | 93 |
| Unidad de Beas de Segura | 94 |
| Unidad de la Sierra de Cazorla | 102 |
| Unidad de la Sierra del Segura | 116 |
| IV-5.-Neógeno | 155 |
| Mioceno del interior de la Zona Prebética ... | 157 |
| Mioceno de la Depresión del Guadalquivir | 165 |
| IV-6.-Cuaternario | 171 |

| | Pag. |
|----------------------------------------------------------------------------|------|
| V.- TECTONICA | 175 |
| V-1.-Unidades | 176 |
| V-2.-Meseta | 181 |
| V-3.-Cobertera Tabular | 182 |
| V-4.-Zona Prebética | 189 |
| Región de escamas | 190 |
| Región plegada | 203 |
| V-5.-Consideraciones sobre la tectonica del conjunto de la región | 214 |
| Datos fundamentales | 214 |
| Relaciones zócalo-cobertera | 216 |
| Cronología de los accidentes | 219 |
| VI.- CONCLUSIONES | 220 |
| BIBLIOGRAFIA | 225 |
| A.-Bibliografía geológico-regional | 226 |
| B.-Bibliografía litoestratigráfica y sedimentoló- gica | 233 |

INTRODUCCION

INTRODUCCION

I-1.- OBJETIVOS

Al comenzar, a finales de 1967, el trabajo que ahora se presenta eran varios los objetivos perseguidos. Se podrían resumir, en conjunto, como uno fundamental: el conocimiento geológico-regional del sector de Beas de Segura-Orcera-Siles. Este sector de las Cordilleras Béticas había sido hasta entonces, poco investigado desde el punto de vista geológico.

Los trabajos sobre la geología de este sector eran escasos y en gran parte anticuados. Los únicos mapas disponibles eran los de BRINKMANN y GALLWITZ (1933) y FALLOT (1945) a escala 1:600.000, que no llegan a cubrir, en su totalidad, el área investigada. De ahí que se planteara, de modo inmediato, la necesidad de contar con una cartografía geológica detallada, que sirviese de base para abordar estudios más detallados sobre la Estratigrafía y Tectónica de la región, y para establecer comparaciones y correlaciones. Este aspecto, suficientemente resuelto en otros sectores de las Cordilleras Béticas

cas, constituyó el primer objetivo a cumplir.

Otro objetivo, prácticamente no separable del primero, es la datación de las diferentes formaciones litoestratigráficas cartografiadas. En estas formaciones aparecen representados materiales cuyas edades varían desde el Paleozoico al Cuaternario. Dada la escasez de fauna que en conjunto presentan las diversas formaciones, el establecer la cronoestratigrafía detallada ha sido una tarea laboriosa, que ha precisado del levantamiento de diferentes series con la toma de numerosas muestras.

De igual modo, el análisis de las distintas estructuras me permitió delimitar unidades de varios órdenes, las cuales desde el punto de vista tectónico, han tenido un comportamiento diferente. Al mismo tiempo las observaciones realizadas suministraban datos con los cuales se podía intentar elaborar hipótesis para explicar la dirección un tanto aberrante que las estructuras de la región investigada presentan con respecto al conjunto de las Cordilleras Béticas.

A medida que estos objetivos iniciales se iban resolviendo, y con un conocimiento más profundo de la región, nuevas posibilidades de investigación se abrieron. Así se inició el estudio sedimentológico más detallado que acompaña a esta memoria, que no pretende ser exhaustivo, sino tan solo completar, en lo posible, las características sedimentarias de algunas formaciones. La reconstrucción paleogeográfica y geológico-histórica de la región, fué de hecho el último objetivo abordado.

No obstante los numerosos datos nuevos y las interpretaciones que permiten, y que expondré en su momento, en modo alguno pretendería que con ello se hayan agotado los temas de trabajo. Si con la memoria que ahora presento, se hacen más fá-

ciles los ulteriores desarrollos de las investigaciones no consideraré baldíos los esfuerzos que he realizado.

I-2- METODOS

Se han utilizado los métodos usualmente empleados en este tipo de trabajos. Se pueden agrupar en dos importantes apartados; métodos de campo y métodos de laboratorio. Como es lógico ambos se han realizado coordinadamente pues se complementan entre sí.

I-2-1.- Métodos de campo.

El trabajo de campo ha consistido fundamentalmente en el levantamiento del mapa geológico sobre fotografía aérea (a escala aproximada 1:33.000) la cual posteriormente se pasó a la base topográfica del mapa a escala 1:50.000.

Al mismo tiempo que se distinguieron las diferentes unidades litoestratigráficas, se procedió al levantamiento de numerosas series estratigráficas detalladas, y se efectuó la toma de muestras de cada uno de los niveles. Dichas muestras se estudiaron más tarde en el laboratorio en sus dos aspectos; bio y litoestratigráfico. También se prestó especial interés al estudio de los contactos, relaciones y tránsitos laterales entre las unidades litoestratigráficas, en los distintos cortes establecidos, para su interpretación a escala regional. De igual modo se analizó el tipo de estructura mediante la realización de suficiente número de cor-

tes estructurales.

I-2-2.- Métodos de laboratorio

Las diferentes técnicas aplicadas en el laboratorio se resumen a continuación:

- Técnicas sedimentológicas y petrológico-sedimentarias.

Son numerosas y variadas las técnicas agrupadas en este apartado que se han empleado, así como la bibliografía consultada al respecto.

Se enumerarán aquéllas que se han empleado, según se trate de rocas carbonatadas ó detríticas, y en cada caso se indica la bibliografía básica correspondiente.

a) Rocas carbonatadas.-

-Determinación de carbonatos mediante calcimetrías y complexometrías. (VATAN, 1967; BISQUE, 1961).

-Determinación de texturas de rocas carbonatadas con la observación de láminas delgadas al microscopio. (FOLK, 1969; CHILINGAR, BISSELL, y FAIBRIGGE, 1968; y MULLER y FRIEDMAN, 1968).

b) Rocas detríticas.-

-Tinción con cobaltinitrito de láminas delgadas, para la determinación al microscopio de cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas. El cemento además se estudió con calcimetría y complexometría, (CAILLEUX y TRICART, 1963; MULLER, 1968; GRIFITS, 1967; PETTIJOHN, 1957).

-Determinación de minerales pesados por la separación con bromoformo y el estudio de sus propiedades ópticas al microscopio. (DUPLAIX, 1958; PEREZ MATEOS, 1965).

-Análisis granulométricos para obtener las diferentes curvas acumulativas. (CAILLEUX y TRICART, 1963; VATAN, 1967; KRUMBEIN y PETTIJOHN, 1938)

-En todos los casos precisos se ha contado con el auxilio del contador de puntos, con el que se han hecho medidas de porcentajes mediante el método areas y no de líneas.

- Técnicas de gabinete

Fundamentalmente han consistido en el paso de la cartografía levantada sobre el terreno con fotografía aérea, al mapa topográfico a escala 1:50.000. Para eso se ha contado con las bases topográficas precisas, correspondientes a las Hojas de Orcera (887), Siles (865), Beas de Segura (886) y Montizón (864). A excepción de la topografía de la Hoja de Beas de Segura, que corresponde al nuevo Mapa Militar 1:50.000, el resto se ha tomado de las Hojas a la misma escala editadas por el Instituto Geográfico y Catastral. Las demás Hojas del Mapa Militar correspondientes a la región estudiada, han aparecido (o están por hacerlo) con posterioridad a la elaboración de la base topográfica del Mapa Geológico 1:50.000 que acompaña a esta Memoria.

Quando ha sido necesario se han utilizado otras escalas para mapas de conjunto. En estos casos se ha empleado la base topográfica a escala 1:200.000 del Mapa Militar, efectuando las ampliaciones o reducciones precisas.

Otro aspecto importante ha sido la realización de los diferentes gráficos que acompañan a la Memoria (cortes geológicos, series estratigráficas, gráficos de correlaciones, etc., ...) así como de cuantas ilustraciones se ha creido conveniente realizar

para una mejor comprensión del texto.

- Técnicas Paleontológicas

Para el estudio de los fósiles encontrados se ha recurrido a la ayuda de especialistas, cuyos nombres figuran en la mención de agradecimientos y, en su caso, en el lugar oportuno del texto.

Se han podido obtener varias precisiones estratigráficas tanto por el estudio de la macrofauna como por el de la microfaua de todos los niveles fosilíferos de las series estratigráficas levantadas.

I-3.- MENCIÓN DE AGRADECIMIENTO

Son muchas las personas a las que desde estas líneas quisiera hacer llegar mi agradecimiento por haber colaborado de al gún modo en la realización de éste trabajo. Igualmente a aquellos organismos que han contribuido a la elaboración material del trabajo.

En primer lugar quiero expresar mi gratitud al Profesor Dr. J.M. FONTBOTÉ por haber aceptado dirigir esta Tesis Doctoral. Su orientación y sus observaciones, principalmente desde el punto de vista tectónico, han hecho posible la realización de este trabajo.

Me siento profundamente agradecido al Profesor Dr. J.A. VERA. Él ha sido mi maestro en el campo de la investigación estratigráfica. Sus observaciones y enseñanzas sobre el terreno, unidas

a su incansable ayuda de todo tipo, han sido muy valiosas.

Igualmente deseo manifestar mi agradecimiento a la Profesora Dr^a. A. LINARES, por la clasificación de la fauna de Ammonites, al Dr. J.M. GONZALEZ-DONOSO, por sus determinaciones micropaleontológicas y al Dr. F. HIRSCH, por el estudio de la fauna triásica. Gracias a sus respectivas, y valiosísimas ayudas se ha podido establecer con suficiente precisión la cronoestratigrafía de la región investigada. También al Dr. F. ALDAYA al que debo importantes sugerencias sobre el comportamiento tectónico de la región que he estudiado.

Recuerdo con especial agrado los días pasados en el campo con diferentes personas. Con mi compañero C.J. DABRIO, que inició en 1969 su Tesis Doctoral en la región situada inmediatamente al Sur de ésta, y con el que he abordado conjuntamente los problemas planteados en el área limítrofe de nuestras respectivas Tesis. También con F. JEREZ-MIR y F. CARRASCO, que realizaron su Trabajo Fin de Carrera dentro de los límites de mi Tesis Doctoral. Sus observaciones y opiniones sobre los diversos problemas planteados han sido muy valiosas.

Igualmente respecto a los Sres. F. PENDAS, L. LINARES-GIRELA y T. RODRIGUEZ-ESTRECLA, que realizan el estudio hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla. Tuve ocasión de intercambiar numerosas ideas en el campo y su amabilidad permitió que extendiese mis observaciones a sectores próximos a la región objeto de mis investigaciones.

Del mismo modo a diferentes geólogos del I.G.M.E., especialmente a L. JEREZ-MIR, que realiza su Tesis en una región cercana, en la cual se continúan, en cierto modo, varios de los elementos geológicos de los que es objeto el presente trabajo. Hemos

podido realizar visitas conjuntas a las regiones que estudiamos cada uno, con frecuente intercambio de datos e interpretaciones.

Me complace también hacer constar mi agradecimiento a los alumnos de la Sección de Geología de la Facultad de Ciencias de Granada que me han acompañado en mis salidas al campo. De modo más especial a M. GARCIA-HERNANDEZ, que además ha colaborado asiduamente en diversos aspectos de la realización del trabajo, y a G. BURGOS, J.L. CRESPO y G. PENDON.

Quisiera que en estas líneas encontrasen también mi gratitud aquellas personas que han hecho posible materialmente este trabajo. Desde el personal auxiliar, técnicos preparadores, delineante, fotógrafo, etc., hasta las gentes de la región que con su hospitalidad hicieron más grata mi estancia en el campo.

Por lo que respecta a las diversas entidades y organismos debo manifestar mi gratitud al Instituto Nacional de Geología del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, bajo cuyos auspicios, y en su Sección de Estratigrafía, ha sido elaborada esta Tesis. De igual modo a la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia, que me concedió una Beca para Formación de Personal Investigador durante los tres últimos años.

Al Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada que ha puesto a mi disposición el material de laboratorio y bibliográfico necesarios.

Finalmente desearía que todas aquellas personas y entidades, cuya relación sería demasiado larga, encuentren aquí el testimonio de mi reconocimiento por la ayuda recibida.

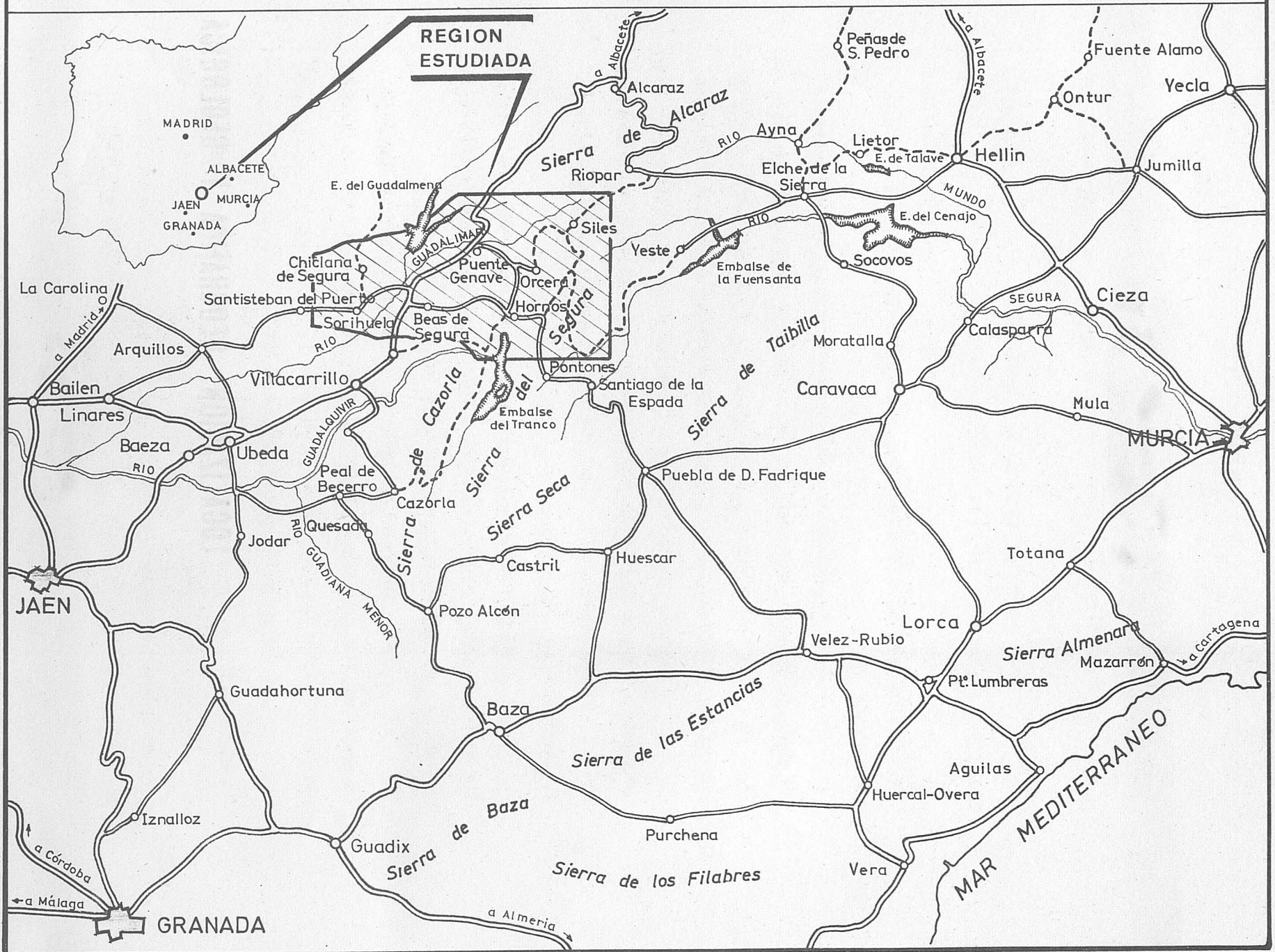


LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

LOCALIZACION GEOGRAFICA

Escala
0 10 20 30 40 50Km.

Fig. 1



II-1.- LOCALIZACION GEOGRAFICA.- (fig. 1)

La región estudiada se situa al NE. de la provincia de Jaén. Comprende la totalidad de la Hoja de Orcera (887), dos tercios de la de Siles (865) y parte de las de Beas de Segura (886) y Montinzón (864), del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Desde el punto de vista geográfico la región se extiende desde el borde SE. de la Meseta hasta las elevaciones montañosas de las Sierras de Cazorla y del Segura, y comprende la parte alta de la Depresión del Guadalquivir.

La situación del área estudiada, así como los principales núcleos de población, accesos y comunicaciones más importantes quedan reflejados en el gráfico de la fig. 1.

Para el levantamiento de la cartografía geológica en el campo se han utilizado los siguientes fotogramas aéreos, cedidos por el Servicio Geográfico del Ejército.

| | | | | |
|-----------|----------|-------|---|-------------------------------|
| Rollo 118 | fotos nº | 10489 | a | 10480 |
| " | 124 | " | " | 11147 " 11167 |
| " | 270 | " | " | 27313 " 27300 y 27345 a 27343 |
| " | 365 | " | " | 37053 " 37042 |
| " | 366 | " | " | 37108 " 37124 |
| " | 373 | " | " | 37874 " 37883 |
| " | 469 | " | " | 47606 " 47618 y 47709 a 47703 |
| " | 569 | " | " | 47702 " 47693 |

II-2.- LOCALIZACION GEOLOGICA Y GRANDES UNIDADES REPRESENTADAS.-

II-2-1.- Introducción

La región objeto del presente estudio se encuentra situada en su mayor parte, en un área de las Cordilleras Béticas; el resto, sobre la Meseta.

De las grandes unidades que comprenden las Cordilleras Béticas (fig. 2) (FALLOT, 1948; FONTBOTE, 1965-1970), y que son de Norte a Sur:

- La Zona Prebética
- La Zona Subbética
- La Zona Bética,

en esta región está representada solamente la primera, la Zona Prebética.

En la parte situada en la Meseta, a su vez hay que distinguir dos elementos:

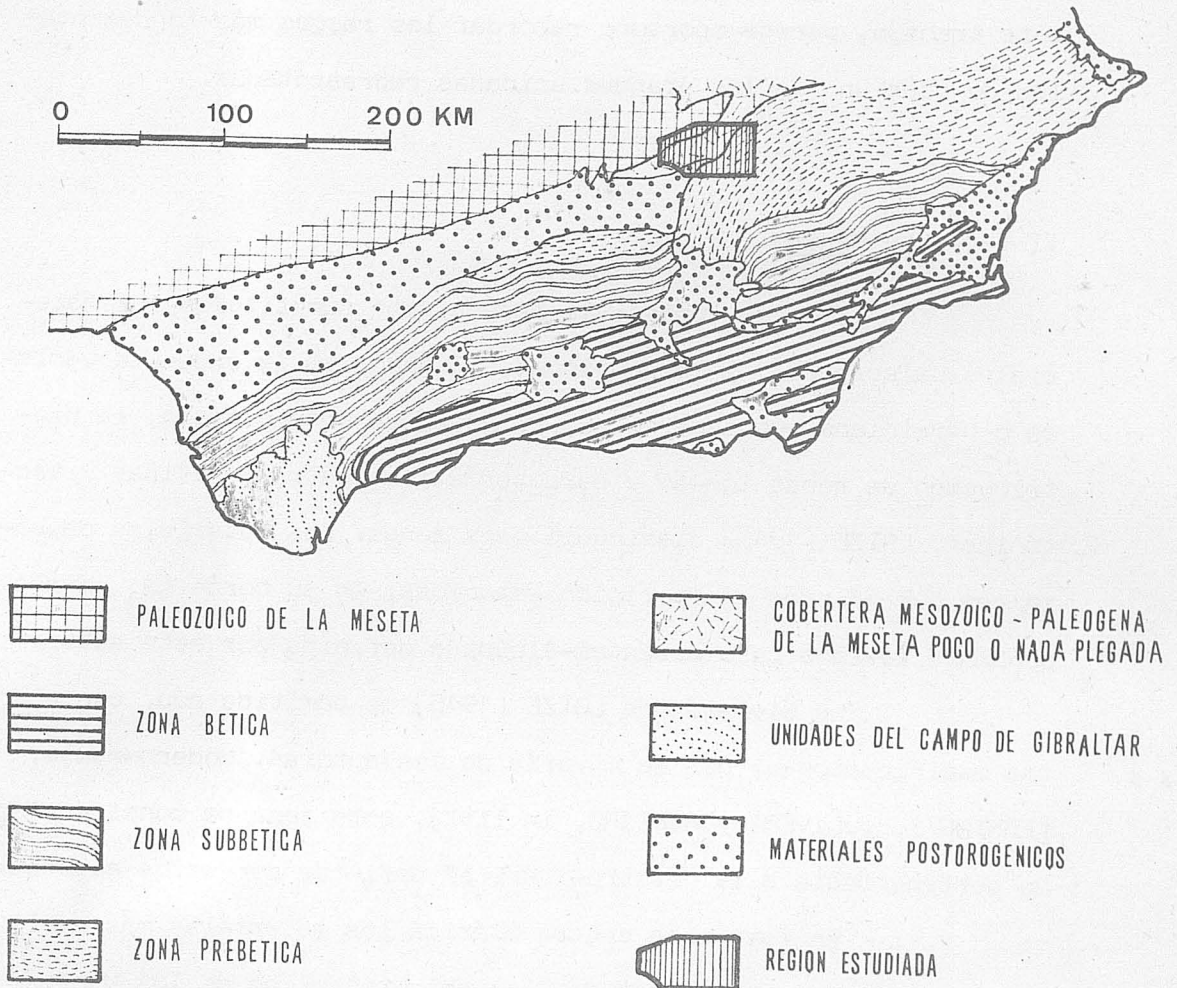
- el zócalo
- la cobertera

El primero está constituido por terrenos paleozoicos, y más antiguos (estos últimos no llegan a aflorar en la región), plegados por efecto de la orogenia herciniana.

La segunda, en esta región, está constituida por materiales de edad mesozoica, no plegados, que han quedado horizontales o subhorizontales.

El máximo interés se ha centrado en el estudio de los terrenos sedimentarios que componen la cobertera postpaleozoica de la Meseta, y muy especialmente los de las Cordilleras Béticas (Zona

LOCALIZACION GEOLOGICA



(del esquema de FONTBOTÉ, 1963)

Fig. 2

Prebética). Su distribución cartográfica se observa en la fi: 2, y con mayor detalle para la región estudiada en la fig: 3.

Antes de volver estrictamente sobre el área objeto de este trabajo, parece oportuno recordar los rasgos más fundamentales de cada una de las grandes unidades representadas.

II-2-2.- La Meseta

Como es sabido, la Meseta está constituida por materiales paleozoicos, y más antiguos, plegados en la orogenia varisca o herciniana. De acuerdo con el grado de metamorfismo, la distribución de rocas igneas y características estratigráficas y tectónicas, LOTZE (1945) distinguió seis zonas. Los materiales paleozoicos que afloran en la región estudiada, en su borde NW, corresponden a la Zona Luso oriental-Alcúdice definida por este autor.

La división de LOTZE (1945) es admitida aún, con ciertas modificaciones, por la mayoría de los autores. Modernamente, (FONTBOTE, JULIVERT y RIBEIRO, in litt), esta zona se considera como perteneciente a la "Centro-ibérica" definida por estos autores.

En esta zona centro-ibérica los materiales más antiguos que afloran son, sin duda, los del Cristalino de los Montes de Toledo y de algún otro sector, que deben pertenecer a un Precámbrico no datado, pero indudablemente anterior al "Alcudicense" definido por BOUYX (1970). Ni éste, ni aquellos materiales, afloran en la región de este estudio, ni en las proximidades. Por ello, se puede suprimir toda referencia más detallada, para lo cual se remite a la bibliografía correspondiente.

El Cámbrico está todavía mal delimitado en la zona

centro-ibérica. Tampoco aflora en la región ni en las proximidades. La memoria de LOTZE (1970), por lo demás, puede ser una buena introducción al tema.

La serie paleozoica representada en la región y en sus proximidades es la que TAMAIN (1970) ha estudiado con bastante detalle un poco más al W. Sin perjuicio de una descripción más detallada (Capítulo IV-2) se debe recordar aquí que se trata fundamentalmente de una serie arcilloso-detritica, con muy escasa representación de calizas, y en la cuál quedan representados desde el ORDOVICICO hasta el CARBONIFERO inferior. La estructura herciniana, por lo menos en sus rasgos principales, no es muy complicada y se caracteriza principalmente por sus pliegues de dirección WNW-ESE. La actividad magmática está representada por algunas manifestaciones de plutonismo granítico y de la actividad filoniana subsiguiente.

Los materiales paleozoicos de la Meseta constituyen el zócalo sobre el que se han depositado los materiales mesozoicos y terciarios que afloran en la región objeto de este trabajo. El zócalo aflora en amplias extensiones de la zona centro-ibérica y éste es el caso de Sierra Morena oriental.

Ahora bien, en la parte correspondiente al área de este trabajo, el zócalo queda progresivamente oculto, hacia el SE, debajo de materiales mesozoicos discordantes. No se trata aún de las Cordilleras Béticas, sino simplemente, de una cobertera verdadera cobertera de plataforma- no plegada, que queda muy bien representada en los sectores de Navas de San Juan, Chiclana de Segura, Alcaraz, y que será estudiada con más detalle en los capítulos IV-3-2 y VI-3.

II-2-3.- Las Cordilleras Béticas.

Las Cordilleras Béticas ocupan la parte meridional de la Península. Constituyen un segmento del conjunto de cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental. Se distinguen, siguiendo la división de FALLOT (1948), tres grandes unidades: Zona Bética, Zona Subbética y Zona Prebética, sin perjuicio de considerar otros elementos en cierto modo de importancia subordinada: Depresiones, "Unidades del Campo de Gibraltar", elementos alóctonos diversos no pertenecientes en sentido estricto a las unidades antes referidas, etc.

A continuación se resumen las características geológicas de las unidades anteriormente citadas.

II-2-3-1.- Zona Bética

Ocupa la posición más interna. Se extiende desde Estepona a Mazarrón y su límite sur es el mar Mediterráneo.

Los datos más completos y modernos para el conocimiento de esta Zona se encuentran en ALDAYA (1969), EGELER y SIMON (1969) y PUGA (1971).

La Zona Bética es la única unidad en la que afloran terrenos de edad paleozoica, y posiblemente más antiguos en su mayor parte metamórficos. La cobertura mesozoico-nummulítica presenta un desarrollo muy reducido. Salvo en el complejo maláguide, el mesozoico se reduce al Triás.

Se distinguen tres complejos limitados entre sí por superficies de corrimiento. Del más profundo al más super

ficial son:

- Complejo Nevado-Filabride, constituido por un conjunto de terrenos metamórficos que comprenden con seguridad el Paleozoico y posiblemente el Triás. No aparecen representados materiales de edad más moderna.
- Complejo Alpujárride, que comprende terrenos metamórficos de edad paleozoica y el Triás de tipo alpino. Al igual que en el complejo anterior no aparecen terrenos más modernos.
- Complejo Maláguide, que está constituido por terrenos antiguos francamente metamórficos, atribuibles al precámbrico, una serie paleozoica sedimentaria apenas afectada por el metamorfismo y una serie mesozoico-nummulítica muy poco potente y localizada.

Desde el punto de vista tectónico su estructura fundamental consiste en un empilamiento de mantos de corrimiento de zócalo de gran envergadura. En el detalle la estructura es extremadamente complicada por despegues internos, escamaciones y otros accidentes.

Finalmente hay que señalar que tanto el zócalo como parte de la débil cobertura han sido afectados por procesos de metamorfismo regional alpino, hecho que no se da en las demás unidades de las Cordilleras Béticas.

II-2-3-2.- Zona Subbética

Se sitúa al Norte de la Zona Bética, que consti-

tuye su límite Sur. El límite Norte, desde Cádiz a Martos, lo constituye la Depresión del Guadalquivir, y, desde Martos hasta el cabo de La Nao, la Zona Prebética.

Los datos más recientes para el conocimiento de esta Zona se deben, principalmente, a VERA (1966); GARCIA-DUEÑAS (1967); CHALVE (1967); PAQUET (1969), y FONTBOTE (1970).

La Zona Subbética está constituida por materiales mesozoicos y nummulíticos, de facies marina pelágica a excepción del Triás que es de tipo "germano-andaluz". No afloran terrenos paleozoicos o más antiguos.

Son frecuentes los cambios de facies y potencia que se producen desde el Liás superior al Cretáceo. Estos fenómenos son consecuencia de una marcada subsidencia diferencial. Se pueden distinguir una serie de dominios con características estratigráficas notablemente diferentes: mientras que en unos dominios las series se presentan muy reducidas, en otros alcanzan potencias notables con desarrollo de turbitas y abundantes intercalaciones de coladas volcánicas submarinas, de tipo básico, de diferentes edades, que indican sin duda condiciones de mayor profundidad.

La estructura tectónica de esta Zona se caracteriza por presentar pliegues de dirección WSW-ENE, con un importante despegue a nivel del Triás, lo que produce duplicaciones y el desarrollo de mantos de corrimiento de cobertura.

II-2-3-3.- Zona Prebética

Es la Zona más externa de las tres y se extiende desde las cercanías de Martos hasta el cabo de La Nao.

En su extremo oriental su borde norte lo constituye la Cordillera Ibérica, hacia el W., la Meseta, y más hacia el W. aún desaparece debajo de los materiales de la Depresión del Guadalquivir. No obstante datos de sondeos (PERCONIG, 1960-62) confirman su existencia debajo de los materiales negenos de dicha depresión.

Los materiales que afloran en esta Zona son equivalentes en edad a los de la Zona Subbética, aunque de facies menos profundas y más próximas a costas, caracteres que se van acentuando hacia el borde occidental de la misma.

El Triás es de facies similar al de la zona subbética y también al de otros sectores de la Península (Cordillera Ibérica por ejemplo). Hacia el borde de la Meseta pasa a ser más detrítico y se presenta bajo una "facies de borde".

Las características estratigráficas del Jurásico son bastante similares en todos los sectores. El Lías y Dogger es calizo-dolomítico. El Oxfordense superior está representado constantemente por calizas nodulosas. En el kimmeridgense ya empieza la diferenciación de las facies de modo que se puede distinguir un kimmeridgense detrítico, de facies muy litoral, y otro francamente marino. El Portlandense-Neocomiense se presenta en una facies en la que alternan los materiales marinos y los no marinos. En amplios sectores el límite Jurásico-Cretácico está aún mal delimitado.

El Cretácico inferior presenta también caracteristicas de sedimentación marina muy litoral con importante influencia continental. El Barremense-Aptense representa un episodio francamente marino, de poca profundidad. A escala regional es ligeramente transgresivo. Hacia el borde de la

Meseta los terrenos de la misma edad se presentan bajo la "Facies de Utrillas" predominantemente arenoso-margosa.

Hacia el E. se va perdiendo el carácter continental en la sedimentación. Las series muestran un dominio casi absoluto de facies marinas desde el Jurásico inferior al Cretácico superior.

El Cretácico superior es de características muy uniformes, calizo-dolomítico con algunos episodios salobres.

El Nummulítico sólo aflora en algunos sectores, bajo facies marinas poco profundas o facies continentales.

Desde el punto de vista estratigráfico la separación entre la Zona Prebética y la Subbética es arbitraria, pues corresponde a un cambio de facies y éste no se realiza para todos los términos en la misma alineación. De ahí que se puedan distinguir "unidades intermedias", (FOUCAULT, 1960-62) con características mixtas en las que alternan las facies neríticas poco profundas con las pelágicas.

La estructura tectónica de la Zona Prebética es relativamente sencilla, representada por estructuras de plegamiento, con despegue a nivel del Triás, pero sin llegar a producirse mantos de corrimiento aunque sí cabalgamientos de envergadura variable. La dirección de las grandes estructuras es la WSW-ENE, con importantes variaciones en amplios sectores, región de Cazorla-Alcaraz-Hellín, donde las estructuras son primero de dirección NNE-SSW, después E-W. y finalmente NW-SE.

II-2-3-4.- Depresiones.

Se pueden distinguir dos tipos de depresiones:

marginal (Depresión del Guadalquivir) y las interiores o intramontañas (Granada, Guadix-Baza, etc.).

La Depresión del Guadalquivir queda comprendida entre la Meseta, al N. y las Cordilleras Béticas, al Sur. Presenta una fuerte asimetría de modo que cerca de su borde Sur los materiales alcanzan potencias considerables, superior a los 1.500 m., mientras que hacia su borde Norte sólo constituye un relleno no muy potente.

Los materiales de relleno de esta depresión son, en su mayor parte, marinos y cada vez más completos en términos hacia la desembocadura actual del Guadalquivir. En cuanto a los materiales del borde Norte dominan las facies detriticas y margosas. Hacia el Sur aumenta rápidamente la potencia y las facies son margosas con episodios de tectofacies molasas.

Las depresiones interbas individualizadas después de la última etapa de deformaciones importantes, se rellenan de materiales marinos, que progresivamente pasan a lacustres y por último a fluviales.

La historia sedimentaria de cada depresión es diferente, así como las facies y potencias de los materiales. (VERA, 1970).

II-2-3-5.- "Unidades del Campo de Gibraltar".

Bajo este nombre se denominan un conjunto de unidades que ocupan el Sur de la provincia de Cádiz. Su posición es muy discutida por diversos autores, (BLUMENTHAL, 1931-33;

FALLOT, 1948; DIDON, 1969; CHAUVE, 1967 y HOEPPENER, HOPPE, DÖRR y MOLLAT, 1964). Para unos se trata de unidades subbéticas meridionales; para otros son unidades ultrabéticas; finalmente otros consideran la coexistencia de los dos tipos.

ANTECEDENTES

ANTECEDENTES

fijas y tectónicas locales y un masa geológica de conjunto, a su
vez (1883.000 m. s. n. m.), conserva cierta validez, para explicar
aspectos.

Con el siglo viene MALLADA (1884 a y b) inicia sus
trabajos por las Sierras de Guadalupe y del Segura. La mayoría de
sus observaciones están recogidas más tarde, (MALLADA, 1915) en

En este capítulo serán dos los apartados a conside-
rar. En el primero se incluirán los trabajos realizados en el
conjunto de la Zona Prebética. En el segundo, aquellas obras o
artículos que traten concretamente de la región objeto del pre-
sente estudio.

III-1.- Sobre el conjunto de la Zona Prebética

Los trabajos más antiguos se deben a MALLADA (1884),
que hace un reconocimiento geológico general de la Provincia de
Jaén. Posteriormente, en 1904, parte de sus observaciones son in-
corporadas a una serie de Memorias que constituyeron la "Explica-
ción del Mapa Geológico de España".

Durante bastantes años la región llama poco la aten-
ción de los geólogos. No es hasta los años treinta cuando los geó-
logos españoles, alemanes, y franceses empiezan a trabajar más sis-
temáticamente en esta Zona, como parte de estudios más amplios que
comprenden el conjunto de las Cordilleras Béticas.

Merecen mencionarse varias síntesis regionales. BRINK-
MANN y GALLWITZ (1933) realizan un amplio estudio del borde de las
Cordilleras Béticas y sectores adyacentes, entre Martos y el Medi-
terráneo. Su trabajo contiene numerosas descripciones estratigrá-

ficas y tectónicas locales y un mapa geológico de conjunto, a escala 1:600.000 que, aún hoy, conserva cierta validez, para amplios sectores.

Casi al mismo tiempo FALLOT (1928 a y b) inicia sus recorridos por las Sierras de Cazorla y del Segura. La mayoría de sus observaciones serán recogidas más tarde, (FALLOT, 1945) en una obra básica para el conocimiento de esta región, que además contiene abundantes referencias bibliográficas, y (FALLOT 1948) en su síntesis completa de las Cordilleras Béticas.

En la parte oriental de la Zona Prebética se cuenta con una obra básica, original de DARDER-PERICAS (1945) y con las Hojas del Mapa Geológico 1:50.000 del I.G.M.E., en su mayor parte debidas a DEPUY DE LÔME y publicadas de 1950 a 1960.

Son estos trabajos los que constituyen el punto de partida para posteriores investigaciones, que son continuadas de modo más intensivo a partir de 1960.

BUSNARDO (1960) estudia la estratigrafía del Prebético en las inmediaciones de Jaén, el cual presenta unas características estratigráficas bastante diferentes de las de la región aquí estudiada. FOUCAULT, en diversas publicaciones aparecidas a partir de 1960, da a conocer la geología de la parte sur de las Sierras de Cazorla y del Segura y sus relaciones estratigráficas y tectónicas con los materiales de la Zona Subbética. AZEMA (1966-1969) y PAQUET (1969, Tesis Doctoral) abordan problemas similares en el Prebético y Subbético de las provincias de Alicante y Murcia.

Por otra parte FOURCADE (1970, Tesis Doctoral) estudia detalladamente la estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Zona Prebética en el sector comprendido entre los meridianos de Albacete y Játiva. Su trabajo, basado principalmente en el estudio

micropaleontológico de las diferentes asociaciones de foraminíferos, es de gran valor.

Merecen además mencionarse los trabajos, en su mayor parte inéditos, que se realizan por parte del I.G.M.E. en el Prebético de la región Cazorla-Hellín-Yecla, los cuales van a aportar nuevos e importantes datos para un mejor conocimiento del conjunto de la Zona Prebética.

III-2.- Sobre la región estudiada y sectores próximos.

Los datos anteriores referentes a la región estudiada son muy escasos. Se reducen casi exclusivamente al trabajo de BRINKMANN y GALLWITZ (1933), ya citado, el cual solo trata del sector más occidental de dicha región. Además se ha contado con datos dispersos de MALLADA (1884 y 1904), que sitúa algunos yacimientos fosilíferos, y FALLOT (1945), que da descripciones muy generales de la región.

Muy útiles han sido los datos referentes a otros sectores próximos o equivalentes, en especial las numerosas publicaciones de FOUCAULT, y más recientemente los datos aportados por mi compañero G. J. DABRIO (1970).

FOUCAULT (1960-62) describe por primera vez las "unidades intermedias" con características estratigráficas mixtas entre las Zonas Prebética y Subbética. Además hace un ensayo de interpretación paleogeográfica de conjunto.

Posteriormente, FOUCAULT (1964) establece con mayor precisión las relaciones estratigráficas entre ambas Zonas, mediante el análisis de la evolución de las facies que de W. a E. van perdiendo su carácter herítico y pasan a ser de tipo pelágico, fundamentalmente durante el Cretácico.

Más tarde, FOUCAULT (1965 a) estudia las relaciones tectónicas entre el Subbético y Prebético. Llega a la conclusión de que la edad relativa de los distintos movimientos tectónicos es la siguiente: 1º) Corrimiento del Subbético sobre el Prebético. 2º) Plegamiento del Prebético autóctono. 3º) Falla de desgarre de Tíscar. Por otra parte pone de manifiesto la existencia de movimientos tectónicos de edad paleocretácea, deducidos a partir de las diferentes características estratigráficas de las series, a uno y otro lado del nacimiento del Guadalquivir. (FOUCAULT, 1965 b).

DABRIO (1970), en la región de Pontones-Santiago de la Espada, situada al sur de la que es objeto de este estudio, encuentra series mesozoicas análogas y describe los materiales Nummulíticos (que no afloran dentro del área estudiada por mí) y Miocénicos.

Son varias las publicaciones que a lo largo de la realización del trabajo, he efectuado. En su mayor parte contienen conclusiones parciales e hipótesis de trabajo sobre varios problemas muy concretos.

En la primera, (LOPEZ-GARRIDO, 1969) se daban a conocer los primeros datos estratigráficos de los materiales aflorantes en la región. Además se emitían hipótesis de trabajo, alguna de las cuales, posteriormente, fué abandonada. Tal es la atribución de edad de las "Formaciones rojas de Chiclana de Segura y Beas de Segura", para las que inicialmente se consideró la posibilidad de atribuirles a una facies wealdica. Al extender la cartografía hacia el norte y comprobar que la "Formación de Chiclana de Segura" cambia lateralmente de facies a la "Formación de Hornos-Siles"

(datada como triásica por la presencia de calizas fosilíferas del Muschelkalk), tal hipótesis fué abandonada.

En la segunda, (LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ-ESTRELLA, 1970) se analiza, mediante el estudio petrológico-sedimentario, la fracción detrítica media de la "Formación de Chiclana de Segura" y se da una interpretación sedimentaria de dicha formación.

En las dos siguientes, (GONZALEZ DONOSO y LOPEZ-GARRIDO, 1970 a y b) se estudian los materiales miocénicos de la región. Inicialmente aquellos que son discordantes sobre el Prebético, y para los que se llega a la conclusión de que pertenecen al Mioceno medio, sin poder precisar más. Después se realizó un estudio de la microfauna de foraminíferos planctónicos de los materiales que constituyen el borde oriental de la Depresión del Guadalquivir. Las asociaciones faunísticas permiten datarlos como del Tortonense.

Al mismo tiempo, (DABRIO y LOPEZ-GARRIDO, 1970) se analizó la estructura en escamas del sector noroccidental de la Sierra de Cazorla. Al quedar pellizcado en alguna de las escamas materiales del Tortonense de la Depresión del Guadalquivir se pone de manifiesto la existencia de una importante etapa de plegamiento desarrollada durante y/o posteriormente al Mioceno medio.

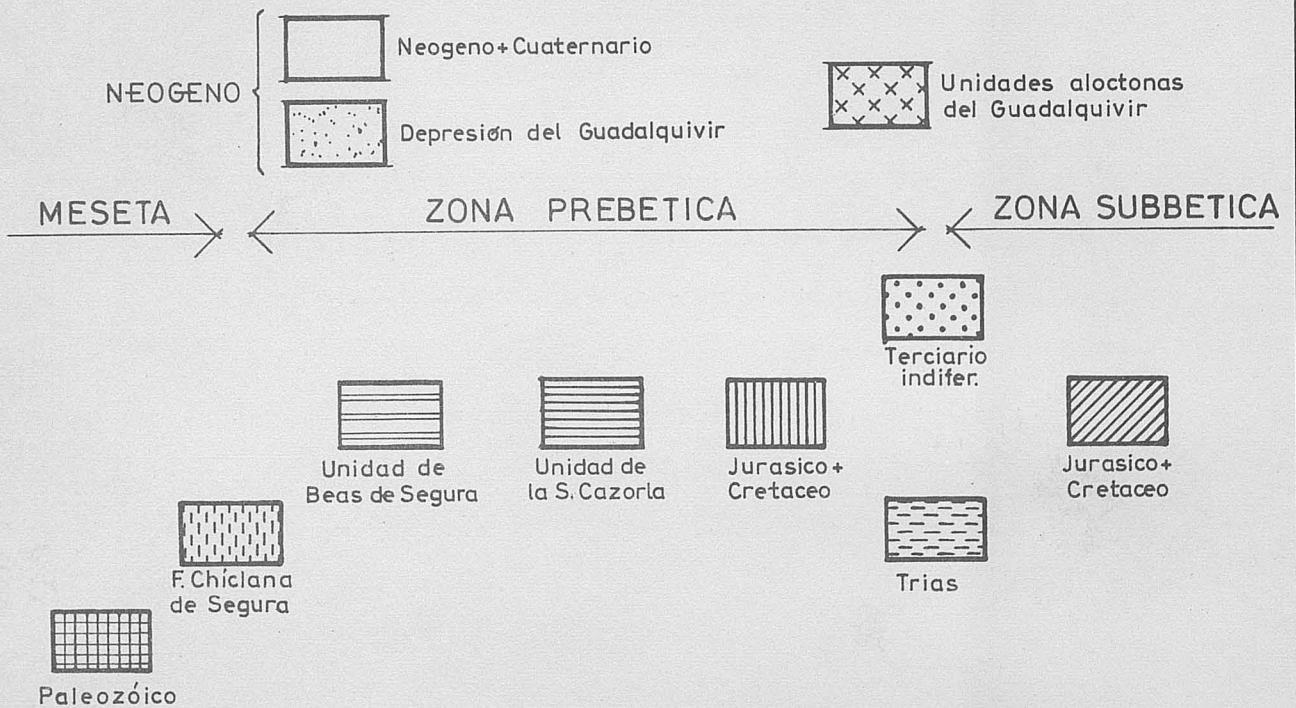
En la sexta, (LOPEZ-GARRIDO y JEREZ-MIR, 1970) se establece la serie tipo para el Mesozoico Prebético de un amplio sector y se describen las principales características lito y bioestratigráficas de la misma.

En la última, (LOPEZ-GARRIDO, 1971) se discute la posición que los terrenos de "facies Utrillas" presentan respecto a los materiales infrayacentes. Dicha posición se interpreta

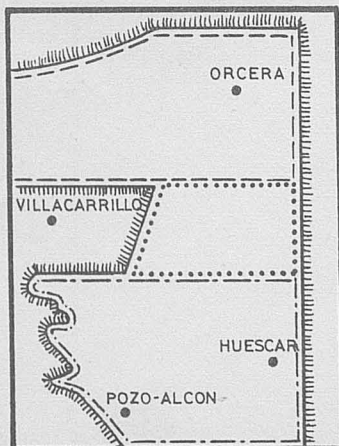
—ESQUEMA GEOLOGICO DEL EXTREMO OCCIDENTAL DE LA ZONA PREBETICA—

Por A.C. LOPEZ-GARRIDO (1.971)

LEYENDA



DATOS CARTOGRAFICOS UTILIZADOS



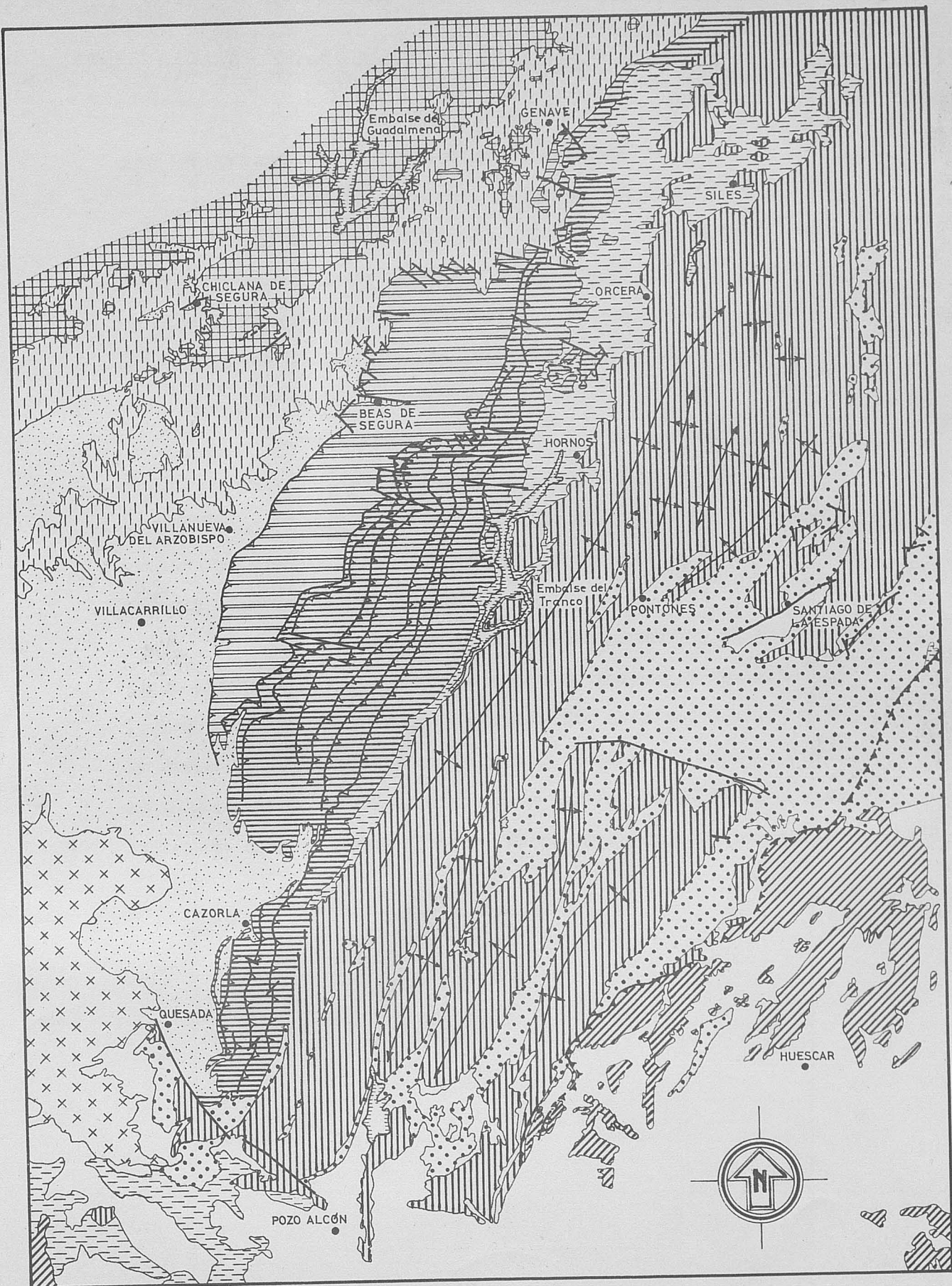
..... DABR IO.— E. 1:50.000 (levantamientos rapidos)

- - - - FOUCAULT.— E. 1:50.000

I. G. M. E.— E. 1:200.000

- - - - LOPEZ - GARRIDO.— E. 1:50.000

Leyenda de la Fig. 3



como un contacto de tipo "overlap" ó solapamiento.

Además el autor ha colaborado en la elaboración del Mapa Geológico a escala 1:200.000 (síntesis de cartografía existente) del I.G.M.E. En la Hoja 71 (VILLACARRILLO), de dicho mapa, ha sido incorporada la cartografía del autor, y muchos datos inéditos o ya publicados del mismo han sido utilizados en la redacción de alguna de las memorias.

De otra parte el autor ha tenido ocasión de leer los textos originales (enviados para su publicación) de L. JEREZ, y L. LINARES y T. RODRIGUEZ-ESTRELLA, lo cual ha servido para comprobar que algunos hechos observados en la región objeto de este estudio tienen una amplitud regional.

Con el conjunto de los datos propios y de los sectores próximos, en especial obtenidos de las Hojas del Mapa Geológico 1:200.000 (síntesis de cartografía existente) del I.G.M.E., en curso de publicación, se ha podido elaborar el mapa esquemático de la fig: 3, donde se distinguen las diversas unidades y distribución de las mismas dentro y fuera de la región estudiada.

ESTRATIGRAFIA

ESTRATIGRAFIA

IV-1.- GENERALIDADES

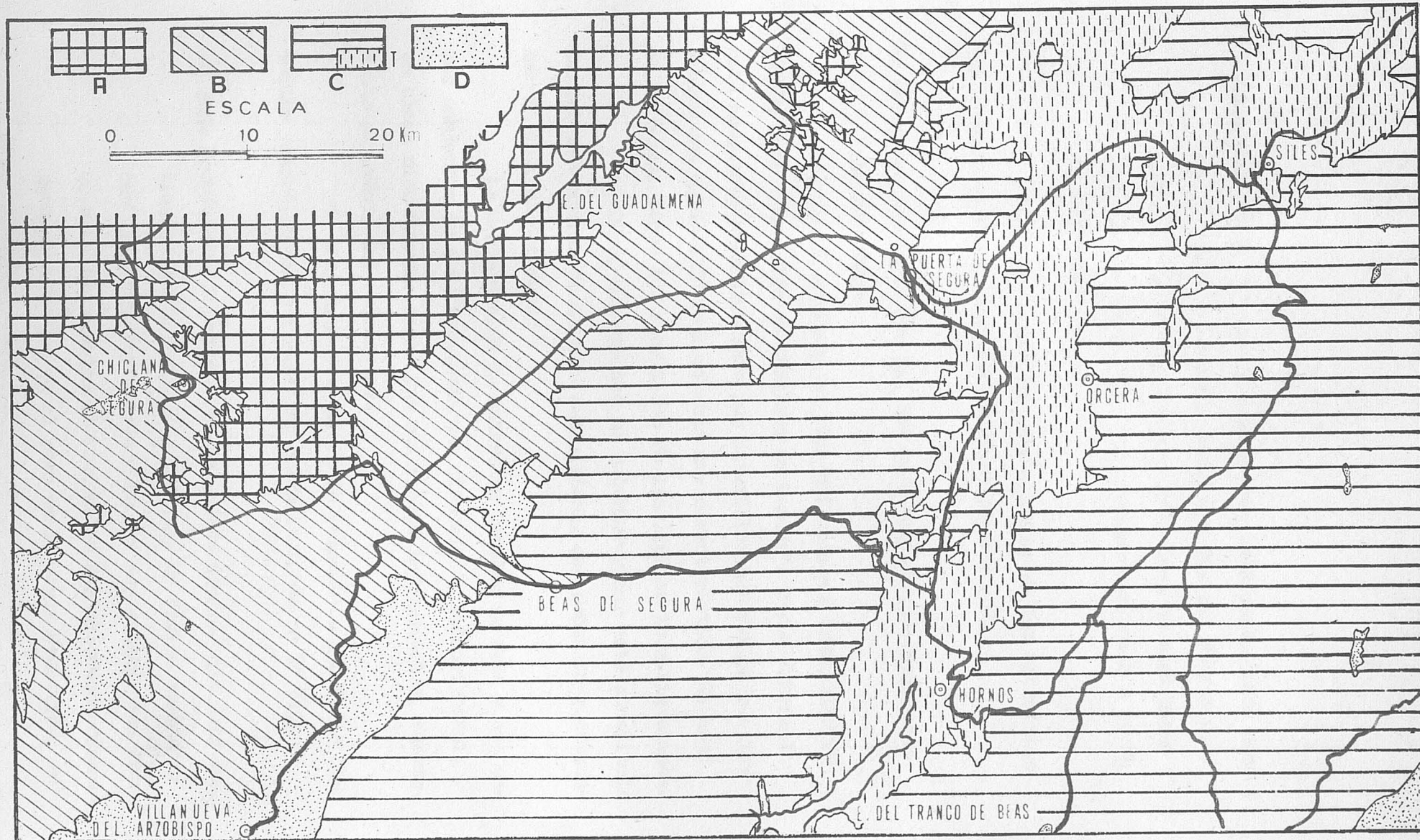
IV-I-1.- Terrenos y materiales representados.

Dadas las notables diferencias que, desde el punto de vista estratigráfico, presentan distintos sectores de la región investigada, se puede hacer una primera división en cuatro grandes conjuntos estratigráficos: A) Paleozoico de la Meseta; B) Cobertura tabular de la Meseta; C) Zona Prebética; D) Neógeno.

A grandes rasgos, esta división en conjuntos estratigráficos coincide con otras tantas grandes zonas estructurales.

A su vez, la Zona Prebética se ha subdividido en tres Unidades; denominadas respectivamente, de Beas de Segura, Sierra de Cazorla, y Sierra del Segura. La subdivisión se basa en las características de sus series estratigráficas. Se distingue además una unidad litoestratigráfica para los materiales triásicos de las dos últimas unidades, la que se denomina "Formación de Hornos-Siles".

La distribución de los diferentes dominios estratigráfico-tectónicos es la representada en la fig. 4



A) Paleozoico de la Meseta.- Esencialmente está constituido por un conjunto de terrenos sedimentarios que fueron plegados por la orogenia herciniana. Como ha sido dicho (II-2-2) la parte aquí representada pertenece a la zona centroibérica.

La distribución de afloramientos de los materiales paleozoicos se puede observar en las figuras 3 y 4.

B) Cobertera tabular.- Son dos los conjuntos de materiales que la integran.

a) El más antiguo, ha sido definido por LOPEZ-GARRIDO (1969) como "Formación de Chiclana de Segura". Dicha formación está compuesta exclusivamente por materiales detríticos que presentan una coloración rojo-vinácea muy característica. Su edad es triásica, según los resultados de las últimas investigaciones.

b) Otro, superpuesto al anterior y que está constituido por unos metros de calizas dolomíticas, que deben de representar el paso al Jurásico.

La denominación de Cobertera tabular se debe a que ambos conjuntos (a + b) presentan una disposición subhorizontal, y en clara discordancia sobre los materiales infrayacentes, fuertemente plegados, del Paleozoico.

Su extensión y su posición respecto a los demás dominios estratigráficos-tectónicos queda indicada en la fig: 4.

C) Zona Prebética.- A grandes rasgos, puede decirse que está constituida por materiales mesozoicos de facies marinas y con episodios terrestres y de mar muy somero. Son frecuentes los cambios de facies. Se han observado discordancias internas en el seno de la serie Prebética, en

algunos sectores de la región investigada.

Cabe destacar la ausencia de materiales de edad Numulítico, dentro de los límites de la región estudiada. Inmediatamente al Sur de la misma, en la región de Pontones, C.J. DABRIO (1970) pone de manifiesto la existencia de dichos materiales.

Su extensión, dentro de los límites de la región estudiada, se esquematiza en la fig: 4.

Se pueden distinguir diferentes unidades, con series stratigráficas distintas, que situadas de W. a E. son:

1) Unidad de Beas de Segura: - Su serie ha sido definida por LOPEZ-GARRIDO (1969) como "Formación de Beas de Segura". Está constituida por una alternancia de materiales detríticos y carbonatados de facies muy litoral. Los indicios hasta ahora encontrados sugieren una edad jurásica, sin mayores precisiones.

Su distribución de afloramientos se puede observar en la fig: 3.

2) Unidad de la Sierra de Cazorla. - Su serie ha sido establecida por separado por FOUCAULT (1965 b), como serie de la Sierra de Cazorla y por LOPEZ-GARRIDO (1969), como serie de Fuentepinilla. Aparecen representados materiales principalmente carbonatados. Los detríticos quedan reducidos a un sólo nivel situado hacia el techo de la serie. En su mayor parte son de edad jurásica.

Los afloramientos de esta Unidad se representan gráficamente en la fig: 3.

3) "Formación de Hornos-Siles".— De edad triásica y com

puesta por un conjunto detrítico de "facies Kauper",
y otro calizo-arcilloso de "facies Muschelkalk".

Los materiales de esta formación constituyen la ba-
se sobre la que descansan los materiales Jurásicos y
Cretácicos de las unidades de la Sierra de Cazorla y
de la Sierra del Segura.

Su distribución de afloramientos se representa gráfi-
camente en la fig: 4.

4) Unidad de la Sierra del Segura.— Descrita al Sur por

FOUCAULT (1964 y 1965 b) como serie de la Sierra del
Pozo, y al Norte por LOPEZ-GARRIDO y JEREZ-MIR (1970)
como serie de Navalperal. Estan representados mate-
riales que comprenden desde el Lías hasta el Senonen-
se. El Jurásico es francamente marino. El Cretácico
inferior presenta unas condiciones mixtas en las que
alternan sedimentos marinos y no marinos. El Cretáci-
co superior vuelve a ser marino, de mar muy somero
con episodios de circulación restringida (albufera o
lagoon).

D) Neógeno.— Se pueden considerar dos tipos de afloramientos Neó-
genos. Aquellos que constituyen la Depresión del Guadal-
quivir y los que aparecen sobre los materiales mesozoi-
cos de la Zona Prebética.

En la fig: 4 se muestra la distribución de afloramien-
tos del Neógeno indiferenciado. Esencialmente está constituido por
materiales de facies marina, que en el sector estudiado son de edad
principalmente miocénica.

Aparte de los conjuntos estratigráfico-tectónicos que se acaban de describir, dentro de la región estudiada, aparecen representados materiales de edad cuaternaria.

Se trata de materiales de diversos tipos: aluviales, eluviales, coluviales, etc. sobre los cuales se dará sólo una breve referencia. Los más importantes son los primeros, cuya distribución viene regida esencialmente por la red hidrográfica. En general, los terrenos cuaternarios aparecen sólo según depósitos de poco grosor y muy discontinuos.

IV-I-2.- Equivalencia entre los dominios estratigráficos y estructurales.-

Las distintas unidades estratigráficas, pertenecientes a los dominios sedimentarios descritos, se comportan de un modo diferente desde el punto de vista tectónico.

Los materiales del Paleozoico de la Meseta fueron plegados por la orogenia herciniana y durante la alpina permanecen rígidos.

Por el contrario la cobertura mesozoica tiene un comportamiento muy diferente; parte de la misma permanecerá prácticamente horizontal, sin haber sido afectada por el plegamiento alpino (Cobertera tabular). En cambio otra parte de la cobertura, que corresponde a la parte más externa de las Cordilleras Béticas (Zona Prebética), será afectada por el plegamiento. Ahora bien, las características geométricas de plegamiento varían notablemente, y de modo sistemático. Según los dominios se caracteriza por pliegues más o menos amplios, en otros por escamas.

El desarrollo de las fallas es igualmente variable y no caótico, sino que también muestra una ordenación.

Por tanto, aunque sea adelantar datos sobre la estructura de la región, que será analizada en detalle en el capítulo correspondiente, a continuación se da la equivalencia entre los dominios sedimentarios y tectónicos, a fin de evitar equívocos tanto en el texto como en la comprensión de los diferentes esquemas geológicos de conjunto.

EQUIVALENCIA ENTRE LOS DOMINIOS SEDIMENTARIOS Y TECTONICOS

| <u>DOMINIOS ESTRUCTURALES</u> | | <u>Dominios Sedimentarios</u> | |
|-------------------------------|-------------------|----------------------------------------------|--------------------------------|
| DEPRESION DEL GUADALQUIVIR | | Neógeno de la Depresión del Guadalquivir | |
| | Neógeno | Mioceno en el interior de la Zona Prebética | |
| COBERTERA | ZONA PREBETICA | Con desarrollo de PLIEGUES Y FALLAS | Unidad de la Sierra del Segura |
| | | "Formación de Hornos-Siles" | |
| | ZONA ESCALMAS | Con desarrollo de ESCALMAS | Unidad de la Sierra de Cazorla |
| | | Unidad de Beas de Segura | |
| | COBERTERA TABULAR | "Formación de Chiclana de Segura + Dolomías" | |
| | ZOCALO | Paleozoico de la Meseta | |

IV-2.- PALEOZOICO

El estudio estratigráfico de los materiales paleozoicos no entra dentro de los objetivos del presente trabajo.

Aunque el predominio es de terrenos sedimentarios, existen también en el Paleozoico rocas ígneas y metamórficas por lo que, para su estudio, habría sido necesario emplear técnicas más o menos ajenas a mi especialidad. La reducida extensión de los afloramientos tampoco permitía obtener conclusiones suficientemente interesantes. Por otra parte, actualmente se están realizando investigaciones sobre estos terrenos en un área mucho más amplia (TAMAIN, 1970). Por todo ello he preferido dirigir y concentrar mis investigaciones exclusivamente a los terrenos sedimentarios de la cobertera postpaleozoica.

En el levantamiento del mapa geológico se han delimitado todos los afloramientos de materiales paleozoicos. En ellos únicamente se han diferenciado las rocas plutónicas ácidas y el resto se ha cartografiado conjuntamente, sin subdividir.

La distribución de afloramientos paleozoicos, dentro de la región estudiada, es la que se representa en la fig:5.

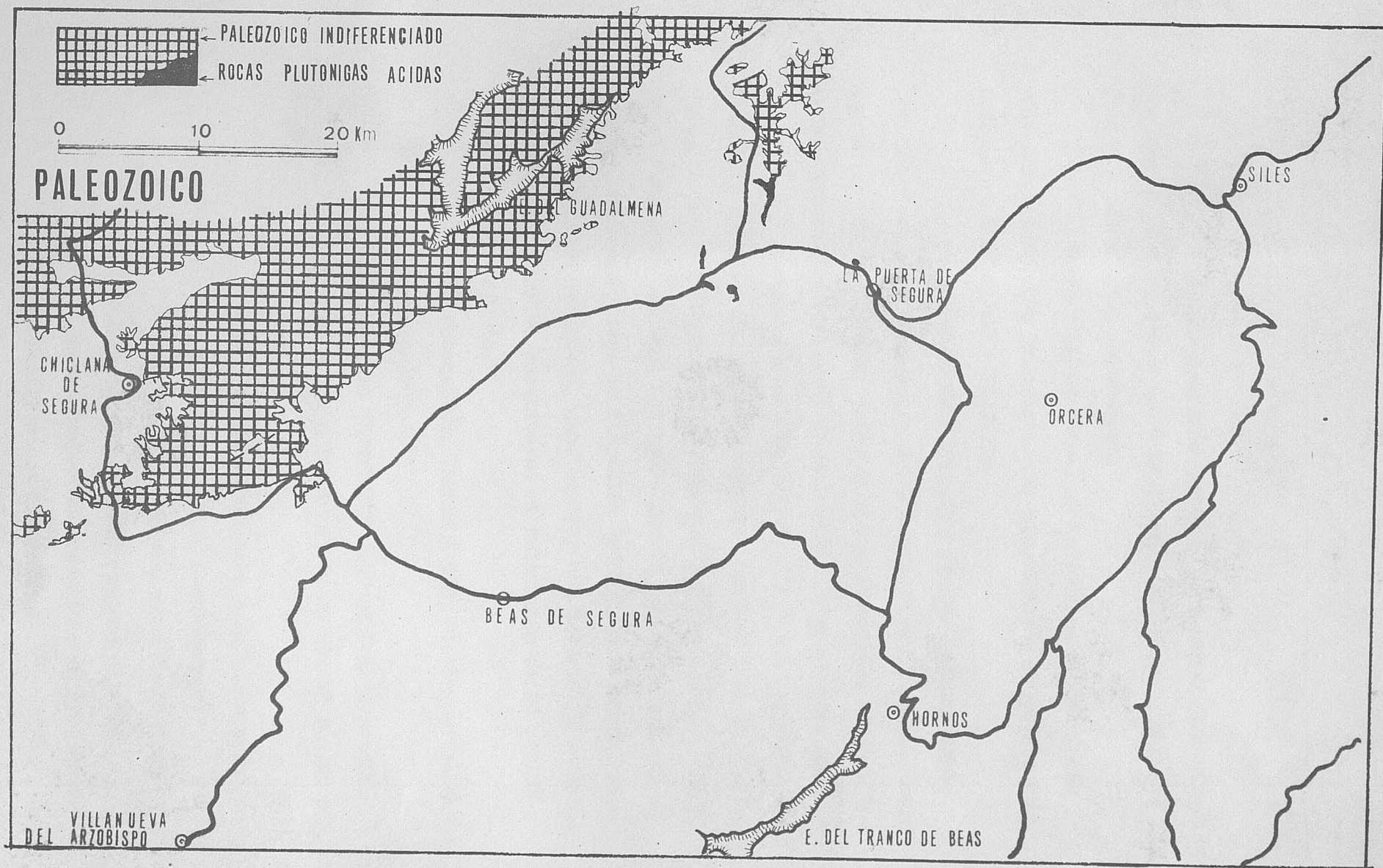


Fig.5

De la bibliografía consultada se han podido obtener los siguientes datos estratigráficos del Paleozoico de la región y de sectores adyacentes.

Según MALLADA (1884) el Paleozoico de la región está constituido por areniscas, calcoesquistos y cuarcitas atribuíbles al ORDOVICICO y SILURICO.

Para BRINKMANN y GALLWITZ (1933) está integrado por pizarras, grauvacas y cuarcitas fuertemente plegadas, entre las que aparecen potentes masas de rocas plutónicas ácidas. Todo el conjunto es atribuído al Paleozoico, sin precisar más.

Recientemente, TAMAIN (1970) estudia con mayor detalle los terrenos del reborde central y oriental de la Meseta Ibérica, justo en la región que limita al W con la que es objeto del presente estudio. Los datos por él aportados son muy valiosos puesto que, dada la dirección WNW-ESE. que las estructuras paleozoicas presentan, cabe esperar que materiales análogos a los que él describe constituyan el Paleozoico de la región objeto de este estudio.

En el Paleozoico, TAMAIN (1970) distingue los ciclos sedimentarios siguientes:

- A).- Un ciclo ORDOVICICO muy completo y potente (de 2.000 a 3.000 m.) en el que se pueden distinguir:
- Arenigiense.- Bajo facies de "areniscas (cuarcitas) armóricanas".
 - Llanvirnense.- Esencialmente esquistoso.
 - Llandeilense.- Esquistoso-areniscoso.
 - Caradocense.- Con predominio de areniscas.
 - Ashgillense.- Esquistoso.

B).- Un ciclo SILURICO-EDDEVONICO, compuesto por esquistos y areniscas de potencia mínima 300 m.

C).- Un ciclo NEODEVONICO-DINANTENSE, representado por una serie esquistoso-areniscosa muy potente (1.000 m.) y de tipo Culm.

Igualmente, TAMAIN (1970) pone de manifiesto la existencia de fenómenos magmáticos de dos tipos: manifestaciones volcánicas e intrusiones graníticas.

Vulcanismo.— Los terrenos paleozoicos son afectados por un vulcanismo tanto ácido como básico, a veces con carácter muy local.

Parece ser que la presencia de feldespatos, micas, cuarzo riolítico y minerales accesorios automorfos, en las capas de las formaciones esquistoso-areniscosas de tipo Culm, es debida a la influencia directa de un vulcanismo ácido importante de tipo explosivo, similar al que se da en la provincia de Huelva (STRAUSS, 1968; RAMBAUD, 1969; etc.), aunque bastante menos desarrollado que allí.

Granito.— Aflora extensamente. Su principal manifestación es el gran batolito de Los Pedroches, que se continua hacia el E. por Linares y Arquillos y, dentro de la región investigada por mí, por los pequeños afloramientos de Puente Gónave, Arroyo del Gavilán y La Puerta de Segura.

IV-3.- TRIASICO

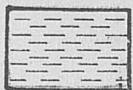
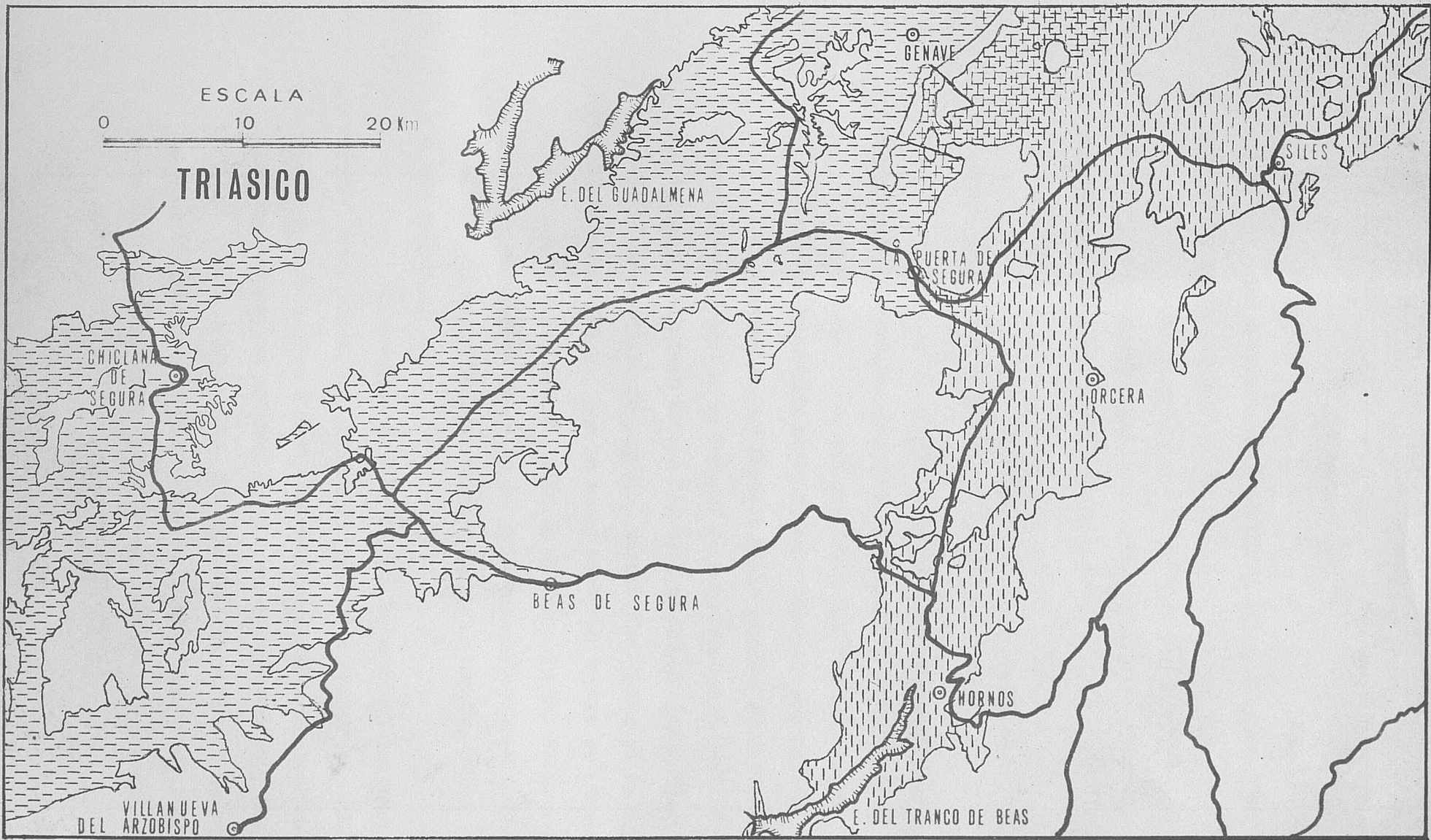
IV-3-1.- Dominios

En el Triás se pueden distinguir dos unidades litoestratigráficas con características sedimentarias ligeramente diferentes.

Una de ellas, la "Formación de Chiclana de Segura" definida por el autor (LOPEZ-GARRIDO, 1969), ocupa el borde SE. de la Meseta.

La otra se denominará "Formación de Hornos-Siles", por aflorar en el valle donde se encuentran ambos pueblos, y comprende a los materiales más antiguos que afloran en la Zona Prebética.

La diferencia más notable entre ambas formaciones estriba en que la "Formación de Chiclana de Segura" es totalmente detrítica y azoica, mientras que la "Formación de Hornos-Siles" presenta intercalaciones de niveles de calizas fosilíferas del Muschelkalk, entre materiales detríticos análogos a los de la "Formación de Chiclana de Segura".



“ FORMACION DE CHICLANA DE SEGURA ”

Fig. 6



“ FORMACION DE HORNOS — SILES ”

La distribución de afloramientos de ambos domi
nios es la que se observa en la fig: 6.

A continuación se describirán por separado las
características sedimentarias de ambas formaciones y poste-
riormente se hará un estudio comparativo.

IV-3-2.- "Formación de Chiclana de Segura"

Como ya se ha dicho fué definida por LOPEZ-GA-
RRIDO (1969) más recientemente LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ-ES-
TRELLA (1970) realizan un estudio petrológico-sedimentario
de la fracción detrítica media de la mencionada formación.

Dentro de los límites de la región estudiada la
"Formación de Chiclana de Segura" se extiende ampliamente des-
de el pueblo del mismo nombre hasta el de Génave (fig: 6).
Fuera del área objeto de estudio, se continua tanto al W. co-
mo al NE. Hacia el W., por lo menos hasta el sector de Lina-
res; hacia el NE. hasta más allá de Alcaraz. Es por tanto una
franja de materiales que a lo largo de aproximadamente 125 km.
constituye el borde SE. del Paleozoico de la Meseta, sobre
el que descansa.

En conjunto toda la formación presenta una colo-
ración rojo-vinácea, muy llamativa, con algunos niveles ver-
dosos. Igualmente una disposición subhorizontal, discordante
sobre los materiales paleozoicos plegados y erosionados, de
modo que fosiliza un relieve preexistente. Es de notar que se
trata de un relieve con desniveles de cierta importancia, de
hasta 200 m.; caracterizado por la existencia de numerosos

montes-isla cupuliformes.

La formación presenta un conglomerado basal formado por cantos silíceos muy angulosos, procedentes de la erosión de los notables relieves modelados en los materiales graníticos y paleozoicos. Esto permite deducir que el contacto entre los materiales de la formación (subhorizontales) y los paleozoicos (muy plegados) es del tipo de una discordancia angular y erosiva.

Se han levantado dos series estratigráficas para lo cual se han escogido los cortes más idóneos. Estos son aquéllos en que la formación es coronada por un paquete dolomítico, que se considera la base del Jurásico. El paquete protege de la erosión a los materiales detríticos subyacentes; allí donde ha sido erosionado, los materiales más blandos de la formación son arrasados, y solo se conserva un suelo rojo en donde es imposible seguir los diferentes niveles.

IV-3-2-A) Serie de Chiclana de Segura

El corte estratigráfico se ha realizado en la dirección N-S., y se sitúa a 1'5 km. al W. del pueblo en la ladera sur de la Loma de Chiclana de Segura.

A-1.- Descripción de la serie

Ha sido descrita por LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ-ESTRELLA (1970). Como dichos autores indican la sucesión, de abajo a arriba, es la siguiente:

- TRAMO 1.- 10 m. Conglomerados de cantos muy angulosos.
- TRAMO 2.- 20-30 m. Margas y arcillas rojas que presentan, a veces, intercalaciones verdosas.
- TRAMO 3.- 15-20 m. Intercalaciones de areniscas micáceas verdes en las arcillas rojas. Potencia de las areniscas 1 m. máximo. Predominio de las arcillas.
- TRAMO 4.- 40 m. Arcillas rojas. Algunos niveles más compactos de areniscas rojizas (M-7).
- TRAMO 5.- 30-40 m. Areniscas y arenas rojas compactas.
- TRAMO 6.- 50 m. Arcillas rojas y margas arcillosas verdes (M-14) con intercalaciones de niveles de 50 cm. de arcillas arenosas (M-13).
- TRAMO 7.- 10-15 m. Areniscas rojas con niveles amarillentos (M-16).
- TRAMO 8.- 80 m. Arcillas rojas con intercalaciones de margas arenosas verdes y delgados niveles de areniscas muy duras y compactas.
- TRAMO 9.- 50-60 m. Areniscas rojizas amarillentas. Presencia de delgados lechos carbonosos.
- TRAMO 10.- 20-30 m. Arcillas rojas.
- TRAMO 11.- 20-30 m. Areniscas con ligeras intercalaciones de niveles arenosos y margas verdes arcillosas.
- TRAMO 12.- 60 m. Margas y arcillas yesíferas rojo-verdosas.
- TRAMO 13.- "Calizas de Chiclana". En realidad se trata de una dolomía que constituye el paso al Jurásico de facies marina.

A-2.- Composición y Textura

La composición mineralógica y las diferentes texturas de las rocas detríticas que componen la serie se expresan gráficamente en la fig: 7. En dicho gráfico se resumen por tanto todos los datos al respecto. De ellos se pueden obtener las siguientes conclusiones generales para cada una de las fracciones analizadas.

Carbonatos.- En conjunto, son más abundantes en los niveles margosos. El porcentaje varía entre el 0%, en las arcillas puras, a un 30%.

En los niveles de areniscas el máximo de carbonatos aparece en el techo del tramo, posiblemente al concentrarse los carbonatos por efecto de lavado de los niveles margosos superiores.

Cuarzo.- En los niveles de arenitas el contenido en cuarzo oscila entre un 30% y un 70%. En estos porcentajes se han incluido los cantos de cuarcita.

Feldespatos.- En los niveles de arenitas el contenido en feldespatos es alto. Varía entre un 15% y un 40%.

En general son más abundantes los feldespatos potásicos que los calco-sódicos.

Prácticamente en todas las muestras estudiadas el porcentaje de feldespatos es mayor que el de fragmentos de rocas, a excepción de la M-10 en que ocurre lo contrario.

Fragmentos de rocas.- Constituye en general la fracción menos abundante. El porcentaje oscila entre un 0% y un 15%. Los fragmentos son de pizarras y proceden de la erosión de los materiales paleozoicos.

Minerales pesados.- Los más abundantes son:

Menas metálicas (magnetita y, a veces, oligisto)

Moscovita

Biotita

Olivino

Rutilo.

Es resto de las especies minerales reconocidas queda expresado gráficamente en la fig: 7.

En general la fracción pesada tiene escaso valor respecto al porcentaje total. El mayor porcentaje de dicha fracción alcanza el 5 por mil, y lo normal es que varíe entre el 1^o5 al 2 por mil.

Arcillas.- El estudio mineralógico de las arcillas de esta y otras series ha sido realizado en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid. En cada caso se mencionará a quien se deben las determinaciones de los minerales de las arcillas. En la serie de Chiclana de Segura el estudio mineralógico de las arcillas ha sido realizado por F. LOPEZ-AGUAYO, a quien hago constar mi agradecimiento.

El análisis mineralógico de los distintos niveles es el siguiente:

TRAMO 2.- Exclusivamente Ilita.

TRAMO 3.- Exclusivamente Ilita (la muestra corresponde a un nivel arcilloso.

TRAMO 4.- Exclusivamente Ilita (la muestra está tomada en la base del tramo).

TRAMO 5.- Ilita (95%) Caolinita (5%).

TRAMO 7.- Exclusivamente Ilita.

TRAMO 12.- Ilita (95%) Caolinita (3%), Montmorillonita y edificios interestratificados 10+14 (2%). (la muestra está tomada en la base del tramo).

Las texturas varían de unos tramos a otros según el tamaño de las partículas. Las rocas más abundantes son las de tamaño lutita y arenita (fig: 7). Las ruditas únicamente están representadas en el tramo 1; los cantos son silíceos y la matriz calcárea.

Dentro de los tramos de arenitas abundan arenas y areniscas, cuya composición mineralógica ya se ha dado (fig:7). Se han realizado diversos análisis granulométricos, cuyos resultados se expresan mediante las curvas acumulativas de la fig: 8. La curva 1 corresponde a la M-3, del tramo 3; la 2 y la 3 a las M-11 y M-10, del tramo 5; la 4 a la M-24 del tramo 9; finalmente la 5 y la 6 a las M-28 y M-29, del tramo 11.

La escasa diferencia entre los tamaños menor y mayor de las partículas y la fuerte pendiente de las curvas (fig:8) indican una buena selección en casi todos los análisis granulométricos realizados.

Se puede observar como las curvas no se ajustan a una única forma. Por el contrario la variedad de formas indica un medio de corrientes irregulares, pero de dos tipos. Las curvas 1 y 6 son menos seleccionadas que las restantes. Ligándolo con su composición se observa que dichas curvas corresponden a los términos de mayor matriz detrítica y por tanto ligadas a corrientes de turbidez.

En general las formas de las curvas se asemejan a las gráficas de tipo sedimentos fluviales, de estuarios y deltas, o de sedimentos marinos poco profundos.

(1954) El índice de heterometría de CAILLEUX (Hé) presenta valores comprendidos entre 0'35 y 0'6 para las curvas 2, 3, 4, 5 y 6. El Q de phi de KRUMBEIN, para dichas curvas, valores de 0'4 a 0'72. Estos valores corresponden con mayor probabilidad a un medio de tipo playa o duna, aunque no son exclusivos de dichos medios. En cambio para la curva 1, el Hé es de 1'2 y el Q de phi 1'30, valores típicos de formaciones fluviales.

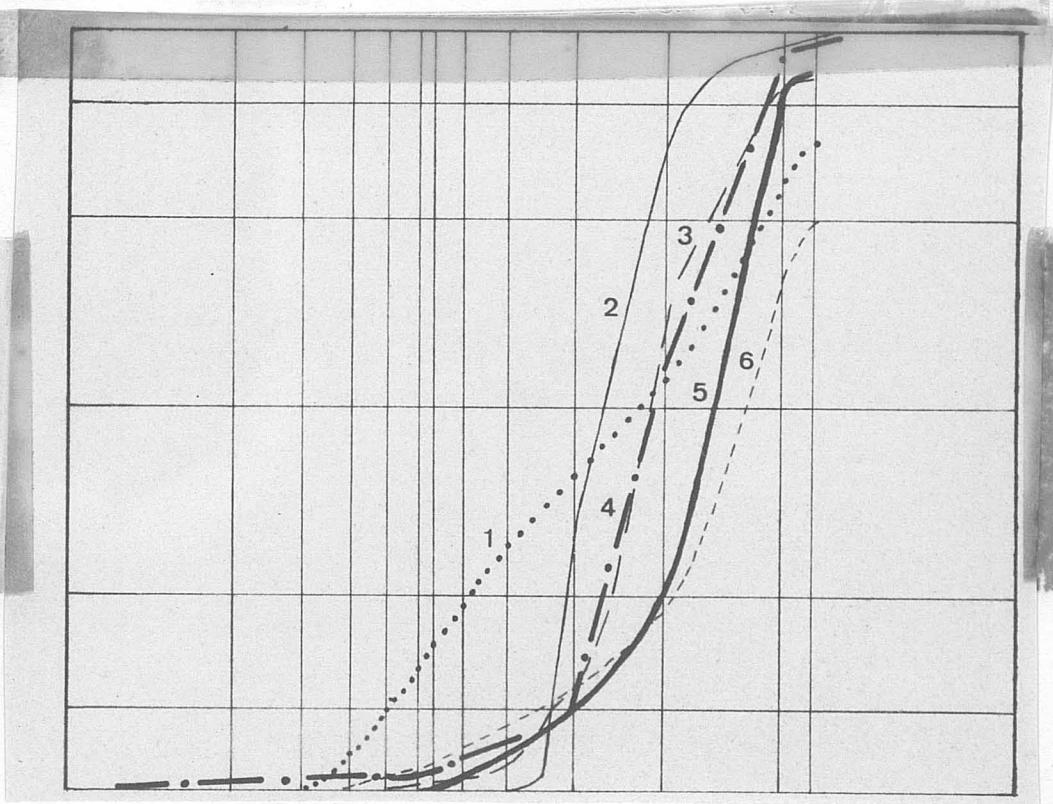


fig: 8 .- Curvas acumulativas de la serie de Chiclana de Segura.

En los tramos de arenitas se han diferenciado los distintos tipos, de acuerdo con los valores indicados en los gráficos 7 y 8 y según la clasificación de PETTIJOHN (1954):

TRAMO 3: M-3, M-4 y M-5; Grauvacas feldespáticas

TRAMO 4: M-7; Grauvaca feldespática arcillosa

TRAMO 5: M-9 y M-11; Arcosas. M-10; Subgrauvaca

TRAMO 7: M-15, M-16 y M-17; Arcosas.

TRAMO 8: M-19 y M-20; Grauvaca feldespática

TRAMO 9: M-22 y M-23; Grauvacas feldespáticas. M-24 y M-25; Arcosas.

TRAMO 11: M-28; Arcosa; M-29; Grauvaca feld. arcillosa. M-30; Grauvaca feldespática.

A-3 Estructuras

La única estructura que se ha observado es la estratificación cruzada. En la fig: 7 se indican aquellos tramos arenitas en los que aparece.

La estratificación cruzada se presenta en "set" agrupados. Cada "set" tiene aproximadamente de 30 a 50 cm. La superficie que separa cada "set" se asemeja a una superficie plana, no erosiva. La litología es homogénea.

En la fig: 9 se representa gráficamente la disposición observada en el campo. Esta disposición junto con las características antes enunciadas parecen indicar que estratificación cruzada es del tipo xi-cross-stratification, según la clasificación de ALLEN (1963).

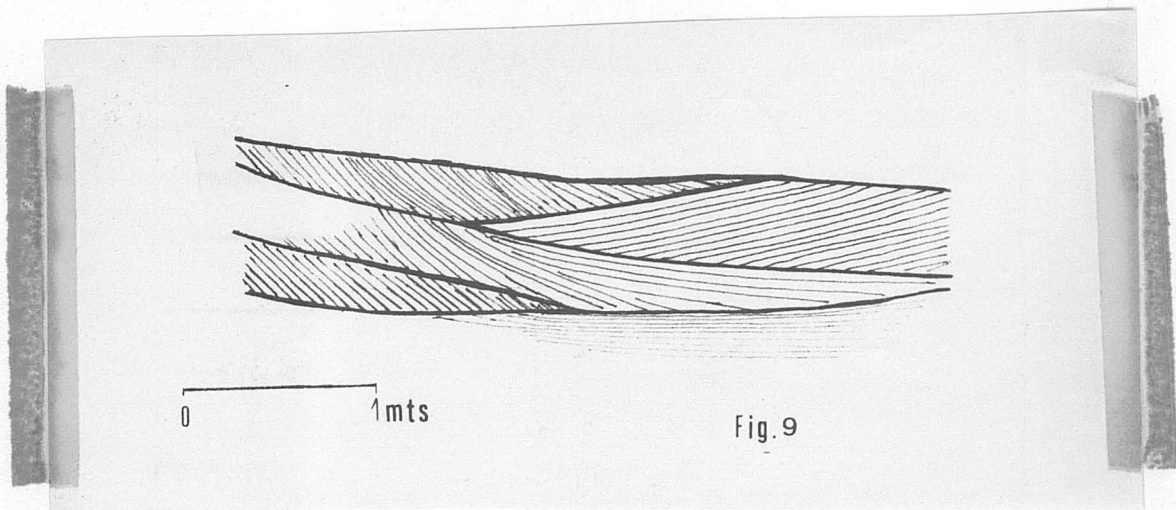


fig: 9.- Estratificación cruzada observada en el km. 19 de la Carretera a Chiclana de Segura.

Se han dado diversos orígenes para este tipo de estratificación cruzada.

McKEE (1957) muestra que la xi-cross-stratification se da en los depósitos de "backshore" de algunas playas. Según JOHNSON (1919, pag. 161) "backshore" es la parte de la costa cubierta por el agua solamente durante épocas de temporales.

THOMPSON (1937) parece haber demostrado su presencia entre depósitos de "foreshore". Según JOHNSON (1919, pag. 161) "foreshore" es la parte de la costa que queda comprendida entre los niveles de pleamar y bajamar de mareas normales, que es sometida diariamente a la acción del agua.

REICHE (1938), McKEE (1940) y BAGNOLD (1941) sugieren que una estructura parecida a xi-cross-stratification puede formarse bajo la acción del viento por migración de du

nas de tipo longitudinal.

En definitiva podría tratarse de un medio costero bien sometido a la acción del agua diariamente (foreshore) o sólo en épocas de grandes tormentas (backshore).

IV-3-2-B) Serie de Génave.

La serie ha sido levantada desde, aproximadamente, el km. 1 del camino vecinal a Génave, hasta la cota Picazo (1295 m.) según el corte de dirección W-E. realizado paralelo al Camino Vecinal.

B-1 Descripción de la serie.

La sucesión, de muro a techo, es la siguiente:

TRAMO 1.- 20-25 m. Alternancia de areniscas compactas amarillentas y arcillas del mismo color. Potencia de los niveles de areniscas 20 cm.; de las arcillas 25-30 cm. Las condiciones de observación no son muy buenas porque todo el tramo está muy cultivado.

TRAMO 2.- 20 m. Arcillas rojo-chocolate con tonalidades verdosas. En las arcillas se intercalan delgados niveles de areniscas blancas y rojas. Potencia de las areniscas 20-25 cm.; de las arcillas 1-1'5 m.

TRAMO 3.- 2'5 m. Areniscas amarillentas de grano fino.

TRAMO 4.- 15-20 m. Arcillas verdes. (predominio de este color aunque hay algo de rojo).

- TRAMO 5.- 50 m. Arcillas rojas con tonalidades verdosas en las que se intercalan delgados niveles de areniscas.
- TRAMO 6.- 10-12 m. Arenas rojas
- TRAMO 7.- 40 m. Arcillas rojas
- TRAMO 8.- 5-8 m. Arenas rojas
- TRAMO 9.- 180 m. Arcillas rojas y verdes.
- TRAMO 10.- 100 m. Las mismas arcillas rojas y verdes del tramo anterior presentan abundantes intercalaciones de bancos de yeso. El yeso llega a explotarse en canteras.
- TRAMO 11.- Calizas dolomíticas. Potencia de los bancos de 1 a 5 m.

Litológicamente esta serie es muy similar a la establecida en Chiclana de Segura, aunque existen diferencias respecto a la posición relativa de los distintos niveles detríticos. Estas diferencias, dentro de la gran homogeneidad de la "Formación de Chiclana de Segura", vendrán reguladas por la mayor o menor importancia de las corrientes y aportes que, lógicamente, serán muy variables de unos puntos a otros.

No se ha observado el tramo 1 de la serie de Chiclana de Segura, constituido por conglomerados, seguramente por las malas condiciones de observación que la serie de Génave presenta en su base.

B-2 Composición y Textura.

Los datos referentes a la composición y textura se expresan gráficamente en la fig: 10.

Como características más generales cabe destacar Carbonatos.- El porcentaje de carbonatos es bajo. En los niveles arcillosos varía entre un 0% a un 20%. En los de arenitas entre un 0'5% al 7'5%.

Cuarzo.- El contenido en cuarzo varía entre un 15% y un 50% para los niveles de arenitas.

Feldespatos.- Al igual que en las serie de Chiclana de Segura el contenido en feldespatos es alto. Oscila entre un 15% y un 60%. En todas las muestras los feldespatos son más abundantes que los fragmentos de rocas.

Fragmentos de rocas.- Esta fracción es prácticamente despreciable, pues nunca sobrepasa un 5%.

Minerales pesados.- Las asociaciones de minerales pesados, para cada muestra, se expresan gráficamente en la fig: 10. Prácticamente son análogos a los reconocidos en la serie de Chiclana de Segura.

En la serie de Génave el tamaño de grano de las partículas varía entre el tamaño lutita y arenita. En ningún nivel aparecen porcentajes apreciables de tamaño rudita, como se observa en la fig: 10.

En los niveles de arenitas se han efectuado análisis granulométricos. En la fig: 11, se expresan, mediante las curvas acumulativas, los resultados obtenidos. La 1 corresponde a las M-11 y M-13 de los tramos 6 y 8; la 2 a la M-6 y M-9 de los tramos 2 y 5; la 3 a la M-3 del tramo 1; la 4 a la M-2 del tramo 1; la 5 a la M-7 del tramo 3 y la 6 a la M-4 del tramo 2.



fig. 11.- Curvas Acumulativas de la serie de Génave.

Del mismo modo que en la serie de Chiclana de Segura la diversidad de formas en las curvas indican un medio de corrientes irregulares de tipo laminar, con formas típicas fluviales (curvas 2,3,4 y 5), y de delta ó estuario (curvas 1 y 6).

El índice Hé de CAILLEUX presenta valores comprendidos entre 0'40 y 0'9; el Q de phi de KRUMBEIN entre 0'45 y 1'25. Estos valores, junto con la semejanza de las curvas, parecen indicar un depósito de delta o estuario, con importante influencia fluvial.

Comparando los gráficos de granulometría de ambas series, (figs: 8 y 11) se observa que la selección es menor en esta serie de Génave, que en la de Chiclana de Segura.

En los tramos de arenitas se han diferenciado los distintos tipos, de acuerdo con los datos de composición mineralógica expresados en la fig: 10 y según la clasificación de PETTIJOHN (1954)

TRAMO 1: M-2 y M-3; Grauvacas feldespáticas.

TRAMO 2: M-4 y M-6; Grauvacas feldespáticas.

TRAMO 3: M-7; Grauvaca feldespática.

TRAMO 5: M-9; Grauvaca feldespática.

TRAMO 6: M-11; Arcosa.

TRAMO 8: M-13; Arcosa.

B-3 Estructuras.

En el muro de los niveles de grauvacas del tramo 1, aparecen pequeñas estructuras de carga, tipo load-cast (calco de carga).

En el resto de los tramos no se han observado, así como tampoco la estratificación cruzada, al contrario que en la serie anteriormente descrita.

IV-3-3.- Características estratigráficas y sedimentarias de conjunto en la "Formación de Chiclana de Segura"

IV-3-3-1.- Potencia

Gráficamente se indica en las figs: 7 y 10 la potencia total de cada serie, así como la de cada uno de sus tramos.

En general las potencias se conservan con bastante uniformidad en todo el sector estudiado.

IV-3-3-2.- Fósiles y edad

A pesar de que se han seguido diversos procedimientos no se ha encontrado ningún resto fósil, de valor cronoestratigráfico, en los materiales de la formación.

Se han levigado numerosas muestras, resultando todas azoicas.

Los niveles de lignitos han sido estudiados en el Departamento de Geología de la Universidad de Dijon, también con resultado negativo.

Los únicos restos fósiles que han aparecido se encontraron por el Profesor ELLEMBERGER fuera de los límites del sector objeto de mis investigaciones. Más tarde fueron reconocidos en una excursión realizada junto con el Profesor FONTBOTÉ, el Profesor LAPPARENT y los Sres. MONTENAT y TAMAIN. En las inmediaciones de Navas de San Juan, al W. de la región aquí estudiada y en materiales equivalentes, se encuentran estos restos, que son las huellas de unas pisadas pertenecientes

a un animal, al parecer un marsopial, según opinión del Prof. LAPPARENT no determinado aún, por lo que de momento no han su ministrado luz sobre la edad de los materiales de la formación.

Al fallar el método bioestratigráfico, la date- ción de la formación se ha efectuado mediante la convergencia de varios criterios: posición estratigráfica, criterios lito- lógicos y criterios de campo.

El primero indica que, como ya se ha dicho, la for- mación es coronada por unas dolomías, base del Jurásico. La date- ción de las dolomías se ha realizado también por criterios de correlación. Por éso este argumento por sí sólo no sería váli- do.

El segundo criterio utilizado ha sido el de seme- janza litológica. Los materiales detríticos de la "Formación de Chiclana de Segura" presentan una similitud de litofacies bastante notable con los de la "Formación Hornos-Siles". En varios niveles, puede decirse que son idénticas de una a otra formación. En ésta última aparecen intercalaciones de calizas fosilíferas del Muschelkalk, dentro del conjunto detrítico aná- logo al de la "Formación de Chiclana de Segura". Este nivel guía fosilífero permite la date- ción de la "Formación de Hornos-Siles" y, aplicando el criterio de semejanza litológica, la atribución al Triás de la "Formación de Chiclana de Segura".

Finalmente el argumento de mayor fuerza, que apo- ya al anterior, es el observar en el campo como existe un paso gradual de una a otra formación. Este hecho se puede observar en la Puerta de Segura y entre Génave y Torres de Albánchez. En dichos lugares se observa como la "Formación de Chiclana de Se-

gura", con abundancia de rocas detríticas de grano medio, subhorizontal, pasa progresivamente a otra formación más arcillosa, en la que aparecen calizas con fauna marina del Muschelkalk, plegada. El paso es gradual y existen recurrencias, de modo que se puede hablar de zona de cambio de facies y no de contacto por cambio de facies.

Todos estos argumentos permiten atribuir con suficiente seguridad una edad triásica, sin poder precisar más, para la "Formación de Chiclana de Segura", como ya habían supuesto otros autores. (BRINKMANN y GALLWITZ, 1933; BUSNARDO, 1960-62).

Una cuestión queda finalmente. Correlacionar los niveles de calizas fosilíferas del Muschelkalk de la "Formación de Hornos-Siles" con alguno de los tramos de arenas y/o arcillas de la "Formación de Chiclana de Segura". Por ahora queda planteado el problema, que será convenientemente analizado en el apartado de correlaciones y en el capítulo de paleogeografía.

IV-3-3-3.- Interpretación sedimentaria

La falta de datos bioestratigráficos, incluidos los de valor paleoecológico, impide precisar con exactitud el tipo de medio en que se depositaron los materiales de la "Formación de Chiclana de Segura".

Sin embargo se cuenta con bastantes datos sobre la composición mineralógica, texturas, estructuras etc. Analizados cuidadosamente, y teniendo en cuenta sus limitaciones, permitirán establecer el tipo de medio, sobre todo en aquellos casos en que coincidan más de un criterio. Esta interpretación es por

tanto forzosamente hipotética y susceptible de ser revisada a la luz de nuevos datos.

La procedencia de los diferentes componentes mineralógicos y texturales que integran los materiales de la formación es fácil de establecer.

Como se puede observar en las figs: 7 y 10, en los tramos de arenitas existe un alto contenido en cuarzo, feldspatos, micas y otros minerales accesorios.

Todos estos minerales se encuentran muy bien representados en las rocas del Paleozoico de la Meseta, área fuente de la cuál proceden, por erosión, los materiales que componen la "Formación de Chiclana de Segura".

Las rocas paleozoicas que mayor porcentaje de los mencionados componentes mineralógicos presentan son los granitos, que incluso afloran dentro de los límites de la región estudiada (fig: 5), y las correspondientes a capas de las formaciones esquisto-areniscosas de tipo Culm. (TAMAIN, 1970). La composición mineralógica de las arcillas de la "Formación de Chiclana de Segura" es muy uniforme. En todos los tramos domina la Illita, y sólo en algunos niveles aparece caolinita en pequeña cantidad y montmorillonita ligada al tramo superior de evaporitas.

Por los tipos de textura presentes en los tramos de arenitas (arcosas y grauvacas feldespáticas casi exclusivamente) se deduce que el transporte desde el área fuente hasta la cuenca de sedimentación debió de ser corto y rápido, ya que se trata de areniscas inmaduras. Los materiales paleozoicos debían de presentar un fuerte relieve, que favorecería además el

rápido transporte, como parece deducirse de que aún hoy sobresalen entre los materiales de la formación a manera de montes-islas. Si no se hubiesen dado estas condiciones de relieve relativamente acentuado y transporte corto y rápido, los feldespatos, tan abundantes, habrían sido eliminados.

El clima debía de presentar, igualmente, unas condiciones extremas que impidiesen la meteorización de los feldespatos. La presencia de evaporitas y algunos lechos carbonosos, entre los materiales detríticos, parecen sugerir la idea de que se tratase de un clima cálido, con épocas de clima árido o semi árido, en el que predominase una erosión de tipo físico. Posiblemente, debió carecerse de una red hidrográfica bien organizada y podían quedar, en los puntos más bajos, charcas más o menos persistentes.

Para el depósito de grauvacas se precisa un medio en el que la erosión, el transporte y la acumulación sean tan rápidos que no se produzca la eliminación de los feldespatos por la acción de una meteorización química. Este régimen podría dar en épocas de fuertes lluvias torrenciales que favorecerían la concurrencia de tales condiciones.

Para muchos autores las grauvacas se depositan en un medio marino, con corrientes de turbidez. Los análisis granulométricos efectuados a las muestras de grauvacas dan índices numéricos y curvas poco seleccionadas que se asemejan tanto a las de tipo fluvial, como a las de delta o estuarios. Podría tratarse de un medio en cierto modo semejante al de la desembocadura de grandes ríos, que llegarían hasta un mar muy somero, posiblemente con circulación restringida.

Las arcosas se depositarían en un medio de corrientes laminares, como parece deducirse de la presencia de estratificaciones cruzadas del tipo xi-cross-stratification. La distribución espacial de los tramos de arcosas es muy irregular de modo que no tienen gran continuidad lateral; se presentan a modo de grandes lentejones. Las curvas acumulativas se asemejan también a un medio de playa o duna. Correspondería por tanto a la zona costera de mar muy somero.

En épocas de mayor tranquilidad, o cuando las corrientes fuesen muy débiles, se depositaría la fracción más fina (lutitas). Hacia el techo, las condiciones debieron ser las propias de un mar muy somero y de circulación restringida, similar a la de las albuferas. Sin duda, se daban etapas de fuerte evaporación y concentración de sales con aportes del mar abierto, que produciría el depósito de evaporitas.

En resumen, a la vista de los datos expuestos y de la continuidad de los niveles lutíticos y de grauvacas, parece probable que esta formación se depositara en un medio marino muy poco profundo que sedimentariamente presentaría semejanzas a los medios fluviales. Algunos niveles muestran características de régimen muy próximo a costas.

IV-3-3-4.- Comparaciones

Las características sedimentarias descritas para la "Formación de Chiclana de Segura" son análogas a las que presentan lo que genéricamente se podrían denominar "facies rojas".

El carácter rítmico en el que alternan conglomerados, arenas y arcillas, en las que la Ilita es el mineral dominante, la presencia de ciclos de carbón y evaporitas, la falta

de fauna (únicamente huellas de pisadas, ostrácodos, polen, en general muy localizados) y la coloración roja, debida a óxidos de hierro, son características comunes a todas las "facies rojas".

Las "facies rojas" tienen, dentro de la serie estratigráfica mundial, una repartición tanto en el espacio como en el tiempo bastante amplia. No obstante su mayor desarrollo coincide con ciertos períodos que siguen a importantes etapas de plegamiento. Entonces constituyen el relleno de cuencas postectónicas y reposan en clara discordancia sobre los materiales recientemente plegados. Tal es el caso, por citar alguno, de las "facies rojas" desarrolladas durante el Devónico ó Permotriásico.

Comparando la "Formación de Chiclana de Segura" con otras "facies rojas" de España se aprecia una convergencia de facies respecto a materiales semejantes, situados igualmente en el borde de la Meseta. Dichas "facies rojas" pueden ser de igual o de diferente edad que la "formación de Chiclana de Segura".

En el sector occidental de la Cordillera Ibérica SANCHEZ DE LA TORRE Y AGEDA VILLAR (1970) citan una facies detrítica muy semejante, situada en el borde de la Meseta y que equivale al cambio lateral de facies al Triás de la Cordillera Ibérica.

Otro caso es el de la "facies Weald" que presenta características sedimentarias muy semejantes a las descritas para la "Formación de Chiclana de Segura".

Se han citado diversos ambientes de depósito para las "facies rojas"; fluvial, desértico, lacustre, albufera, marino y deltaico. La falta de fauna y la convergencia de re-

sultados sedimentológicos dejan el problema planteado. Posiblemente no se forman bajo un único medio ambiente uniforme, sino que coexistan varios de ellos.

IV-3-4.- "Formación de Hornos-Siles".

Se denomina "Formación de Hornos-Siles" a la unidad litoestratigráfica constituida por los materiales más antiguos que afloran dentro de la Zona Prebética, y cuya edad es triásica.

Sobre ellos descansan los materiales jurásicos y cretácicos de las demás unidades estratigráficas que se han diferenciado dentro de la Zona Prebética.

En la región estudiada, sus afloramientos se extienden desde las inmediaciones del Embalse del Tranco de Beas hasta Siles, a lo largo de un amplio valle. (Fig: 6). Fuera de estos límites la formación se prolonga al Sur y al N-NE. Al Sur, por el valle del Alto Guadalquivir hasta cerca de su nacimiento. (fig: 3). Por el N y NE. se continua, más allá de Siles, en forma de manchas aisladas que afloran en Fábricas de Riopar y Bogarra.

Es muy difícil establecer una serie tipo para la "formación de Hornos-Siles", principalmente porque el número de niveles de calizas fosilíferas del Muschelkalk es variable según el corte. En general dichas calizas afloran en forma de capas o lentejones, individualizados, sin continuidad lateral.

A continuación se describirá la serie levantada en las inmediaciones de Hornos, al Norte del Embalse del Tranco, que ha servido para caracterizar la formación. Posterior-

mente se comparará con otra serie levantada más al Norte por JEREZ-MIR (1969).

IV-3-4-A) Serie de Hornos.

Los niveles más inferiores se han cortado en la carretera que va desde Cortijos Nuevos a la presa del Embalse del Tranco. Después se ha continuado el levantamiento de la serie en dirección W-E, hasta llegar a los términos más modernos en la cota de Hornos (1143).

A-1 Descripción de la serie

De muro a techo la sucesión es la siguiente:

TRAMO 1.- 10 m. Arcillas rojas y verdes. Algunos lentejones de areniscas.

TRAMO 2.- 6-9 m. Arenas rojas, arcillas rojas y verdes, y areniscas blancuzcas compactas. La potencia de cada nivel es de 2 a 3 m.

TRAMO 3.- 7-8 m. Arcillas rojas y verdes.

TRAMO 4.- 60-70 m. Calizas fosilíferas que alternan con arcillas rojas.

La potencia de los diferentes niveles oscila de 5 a 20 m.

La distribución de los niveles calizos es muy irregular.

TRAMO 5.- 100-120 m. Margas y arcillas alternando con colores rojos y verdes.

- TRAMO 6.- 30 m. Areniscas amarillentas. En superficie aparecen teñidas de rojo.
- TRAMO 7.- 70 m. Arcillas rojas, que presentan un nivel de areniscas intermedio. Potencia de las areniscas 1'5m.
- TRAMO 8.- 10 m. Areniscas blancas que hacia el techo pasan a ser rojas.
- TRAMO 9.- 60 m. Arcillas rojas y verdes.
- TRAMO 10.- Dolomías, base del Jurásico.

A-2 Composición

En la fig: 12 se expresan gráficamente los porcentajes de los diferentes componentes para cada nivel y muestra.

Carbonatos.- Naturalmente el mayor porcentaje lo presentan los niveles calizos. En dichos niveles el contenido en carbonatos oscila entre el 80% y el 90%.

En los niveles detríticos el máximo de carbonatos se presenta cuando a las arcillas hay asociadas margas. No obstante nunca se sobrepasa el 30%. Los niveles de arenitas son pobres en carbonatos. El porcentaje normal es del 0% al 6'7%. Excepcionalmente en el techo del tramo 6 se ha encontrado un porcentaje del 18%.

Cuarzo.- El máximo de esta fracción aparece en los tramos de arenitas. El porcentaje varía entre un 20% y un 50%.

Feldespatos.- El contenido en feldespatos es más bajo que en la "Formación de Chiclana de Segura". No se sobre

TRIÁSICO

| HOROS | | | | COMPOSICION Y TEXTURA | | | | | | | | | | | | | ESTRUCTURAS | FOSILES | | | | | Fig.-12 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------------------|-------|---------|-----------------------|--------------|-------------------|-----------|--------------------|---------------|----------------|-------------------|---------|--------|-------------|---------|---------|-------------|---------|-----------|-------|----------|------------|---------|--------|------------|------------|---------------|-----------|------|---------------|-----------|------|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| EDAD | ESCALA en metros | TRAMO | MUESTRA | SERIE | % CARBONATOS | INTRAESPARRUIDITA | ESPARTITA | FRACCION DETRITICA | | | MINERALES PESADOS | | | | | | | | | YESOS | LIGNITOS | MACROFAUNA | | | MICROFAUNA | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | % CUARZO | % FELDESPATOS | % FRAGM. ROCAS | RUDITA | ARENITA | LUTITA | M. METALICA | BIOTITA | CLORITA | MOSCOVITA | EPIDOTA | TURMALINA | | | GLAUCOFANA | | ZIRCON | GRANATE | HORNBLENDA | MUY ABUNDANTE | ABUNDANTE | RARO | MUY ABUNDANTE | ABUNDANTE | RARO | | | | | | | | | |
| JURASICO | 450 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 400 | 10 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 9 | 20 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 8 | 19 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 48 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 300 | 7 | 17 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 15 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 6 | 14 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 13 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 200 | 5 | 12 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 4 | 11 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 100 | | 10 | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 9 | | | | X | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 7 | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 6 | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 5 | | | | X | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 0 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

FACIES KEUPER

F. MUSCHELKALK

GRANDES CALCOS DE CARGA

ESTRATIFICACION CRUZADA DE PEQUEÑA ESCALA

pasa el 30% y los valores normales oscilan entre el 10% y el 25%.

En los tramos inferiores abundan más los feldespatos calco-sódicos, al contrario que en los tramos superiores en que son más abundantes los feldespatos potásicos.

El menor porcentaje de feldespatos que esta formación presenta respecto a la de Chiclana de Segura se debe a que la "Formación de Hornos-Siles" se deposita más lejos del continente. El transporte es más prolongado y por tanto se da lugar a la meteorización parcial de dichos feldespatos.

Fragmentos de rocas.- Fracción de escasa representación pues nunca llega a sobrepasar el 10%.

Minerales pesados.- Los más abundantes son:

- Mena metálica
- Circon
- Biotita
-

Las asociaciones de especies mineralógicas para cada muestra se expresan en la fig: 12. En todos los casos indican una procedencia de rocas ígneas ácidas, metamórficas y sedimentarias, las cuales se encuentran muy bien representadas en el Paleozoico de la Meseta, que aflora al NE.

Arcillas.- El estudio mineralógico de las arcillas de la serie de Hornos ha sido realizado por A. CABALLERO, a quien hago constar mi agradecimiento.

- TRAMO 3.- M-5; Ilita (91%), Clorita (9%).
TRAMO 4.- M-9; Ilita (89%), Clorita (11%).
TRAMO 5.- M-11; Ilita (90%), Clorita (10%).
M-12; Ilita (88%), Clorita (12%).
TRAMO 7.- M-16; Ilita (85%), Clorita (15%).
TRAMO 9.- M-20; Ilita (69%), Clorita (31%).

A-3.- Texturas

a) Rocas carbonatadas.

Para la determinación de la textura de los niveles carbonatados se ha seguido la clasificación de FOLK (1959). En general los niveles calizos presentan una textura bastante uniforme. Se trata de Intraesparrudita, en la que los intreclastos son fragmentos de lamelibranquios y braquiopodos, y Esparritas.

b) Rocas detríticas.

El tamaño de las partículas varía entre el tamaño de lutitas y el de arenitas. Como se puede observar en la fig:12 son más abundantes las lutitas, que incluso en los niveles de arenitas alcanzan porcentajes notables.

En la fig: 13, se expresan los resultados obtenidos de los análisis granulométricos efectuados a los tramos de arenitas. Se puede observar como las curvas 5 y 6, que corresponden a las M-2 y M-4 del tramo 2, son más seleccionadas que las de los tramos superiores (curvas 1 y 2 de las M-13 y M-15 del tra

mo 6; curva 3 de la M-17, tramo 7; curva 4 de la M-19, tramo 8). Del mismo modo las curvas 5 y 6 presentan valores del Q de phi próximos a 0'45 y del Hé entre 0'40 y 0'45. Dichos valores, junto con la semejanza de las curvas, parecen indicar un medio de playa marina. En cambio las curvas de los tramos superiores (curvas 1, 2, 3, y 4) presentan formas parecidas a las formaciones fluviales que, junto con los valores del Q de phi, entre 0'8 y 1, y del Hé, entre 0'65 y 0'9, parecen indicar un medio posiblemente marino de circulación restringida (evaporitas hacia el techo) con importante influencia fluvial.

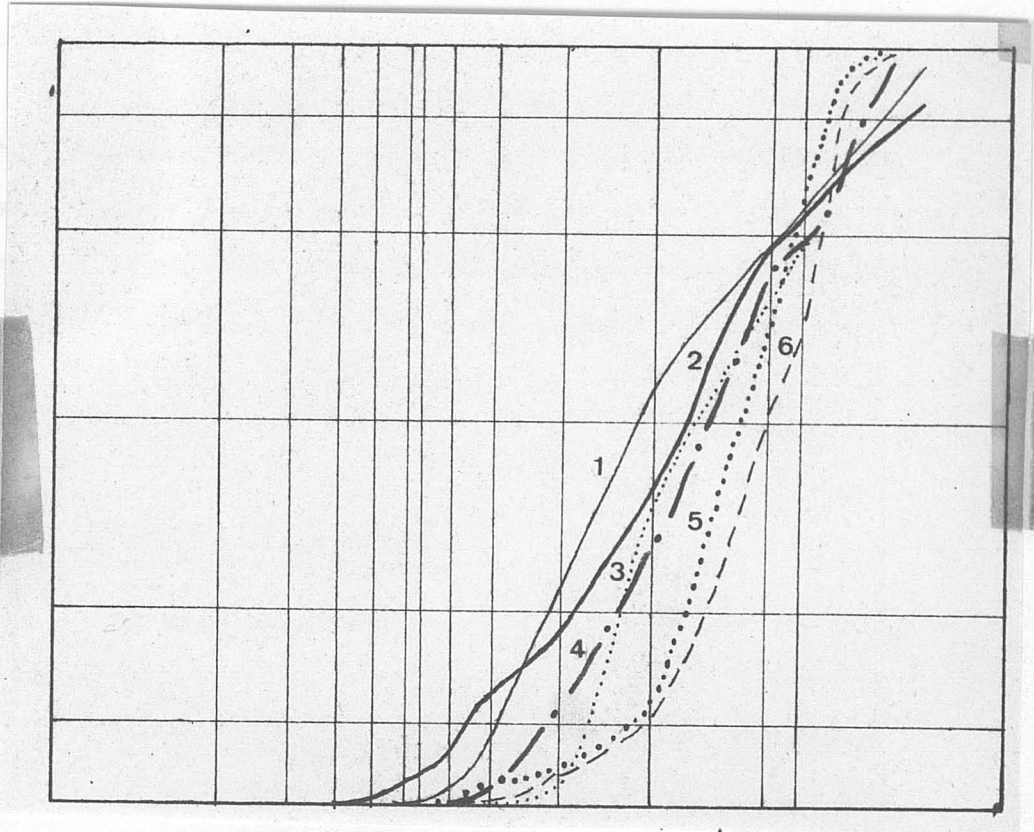


fig: 13.- Curvas acumulativas de la serie de Hornos.

Según la clasificación de PETTIJHON (1954), y de acuerdo con los valores indicados en la fig: 12 para cada fracción, el tipo de arenita, dado el alto porcentaje de matriz arcillosa presente en todos los tramos, es el de Grauvacas fel despáticas ó Grauvacas feldespáticas arcillosas.

A-4.- Estructura

Son dos los tipos de estructuras sedimentarias primarias que se han observado.

En las areniscas del nivel superior del tramo 2 aparece estratificación cruzada análoga a la observada en Chiclana de Segura, pero de menor escala. Las medidas de dirección de corrientes realizadas indican que el sentido dominante en las mismas es hacia el E, esto es, procedentes de la Meseta.

La otra estructura corresponde a load cast (calcos de carga) que se presentan tanto en el muro de los tramos calizos como en el de los de areniscas. Los de mayor tamaño se encuentran en la base del tramo 6, con adaptación de las arcillas del tramo inferior a la estructura del techo.

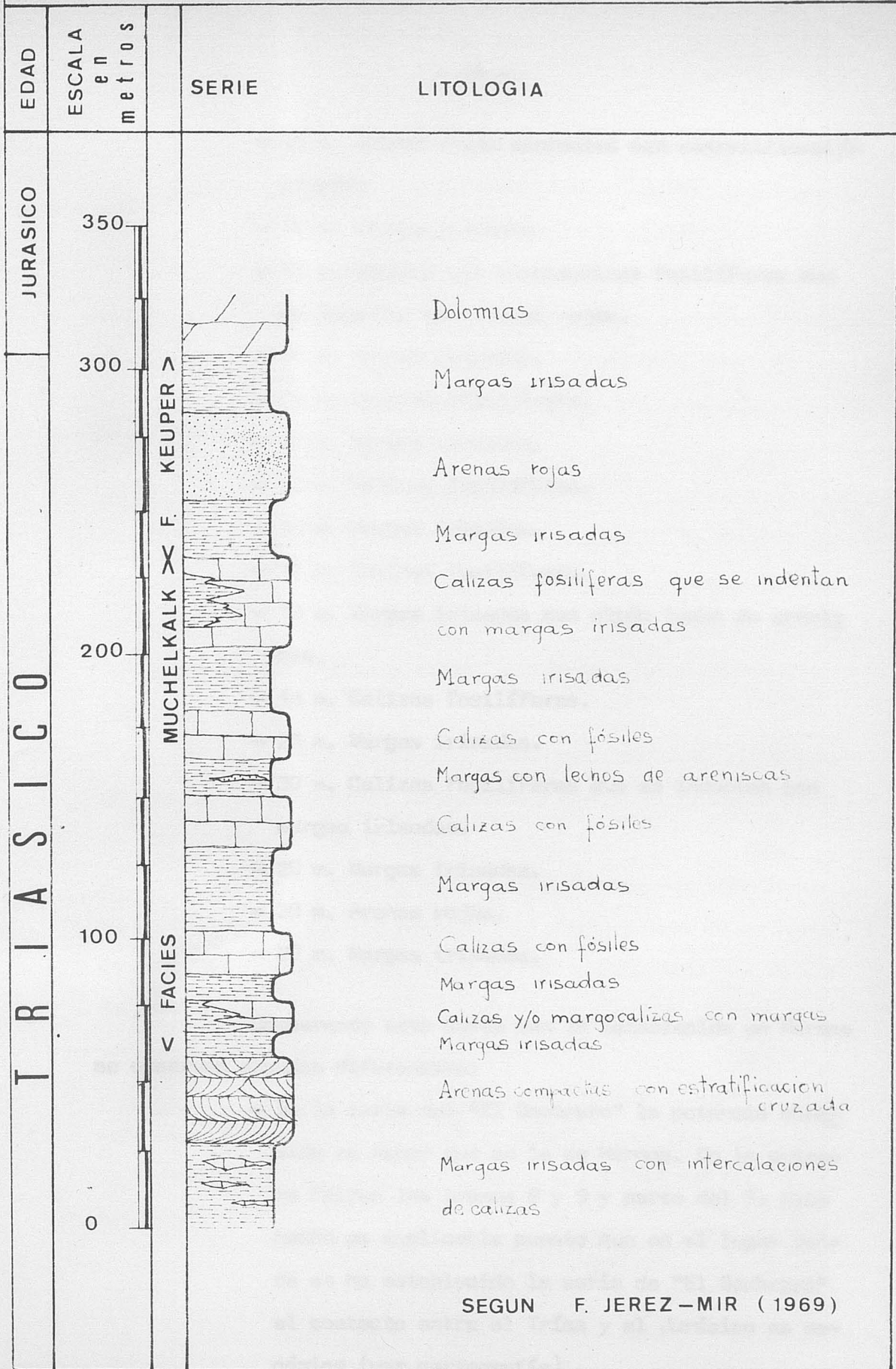
IV-3-4-B) Serie de "El Sombrero"

Ha sido establecida por JEREZ-MIR (1969) en la cota del mismo nombre (720), situada al W. de Orcera.

La sucesión en orden ascendente es la que sigue:

- 30 m. Margas irisadas con delgados niveles intercalados de calizas.

SERIE DEL SOMBRERO



SEGUN F. JEREZ-MIR (1969)

Fig. 14

- 30 m. Arenas rojas compactas con estratificación cruzada.
- 10 m. Margas irisadas.
- 10 m. Calizas y/o margocalizas fosilíferas que se indentan con margas rojas.
- 10 m. Margas irisadas.
- 15 m. Calizas fosilíferas.
- 30 m. Margas irisadas.
- 15 m. Calizas fosilíferas.
- 30 m. Margas irisadas.
- 15 m. Calizas fosilíferas.
- 15 m. Margas irisadas con algún lecho de areniscas.
- 15 m. Calizas fosilíferas.
- 25 m. Margas irisadas.
- 30 m. Calizas fosilíferas que se indentan con margas irisadas.
- 20 m. Margas irisadas.
- 30 m. Arenas rojas.
- 20 m. Margas irisadas.

Comparando esta serie con la establecida en Hornos se observan algunas diferencias:

- En la serie del "El Sombrero" la potencia observada es menor que en la de Hornos. En la primera faltan los tramos 8 y 9 y parte del 7. Este hecho es explicable puesto que en el lugar donde se ha establecido la serie de "El Sombrero" el contacto entre el Triás y el Jurásico es mecánico (ver cartografía).

- En la serie de "El Sombrero" aparecen mayor número de niveles de calizas fosilíferas. Ahora bien, como JEREZ-MIR (1969) admite, alguno de estos niveles pasan lateralmente a margas (concretamente los niveles calizos inferior y superior de la serie de "El Sombrero", fig: 14.

Esto significa que el número de niveles calizos que se puede encontrar en cada corte es variable (series de Hornos y "El Sombrero", por ejemplo).

Parece por tanto deducirse que, si no todos, alguno de los niveles de calizas fosilíferas se presenta a modo de lentejones, sin continuidad lateral aparente (ver cartografía), por lo que, en cada corte, el número y posición de las mismas puede variar.

De otra parte esta interpretación está de acuerdo con las observaciones realizadas a escala regional, dentro de los materiales triásicos.

En el gran anticlinal que forman los materiales de la "Formación de Hornos-Siles" se observa como en su flanco oriental (precisamente donde se han establecido las series de Hornos y "El Sombrero"), el número de niveles calizos es variable pero siempre del orden de 3 a 5.

En cambio en el flanco occidental únicamente aparece un solo nivel calizo (Cañada Morales) con las mismas características litológicas y faunísticas que las del flanco oriental.

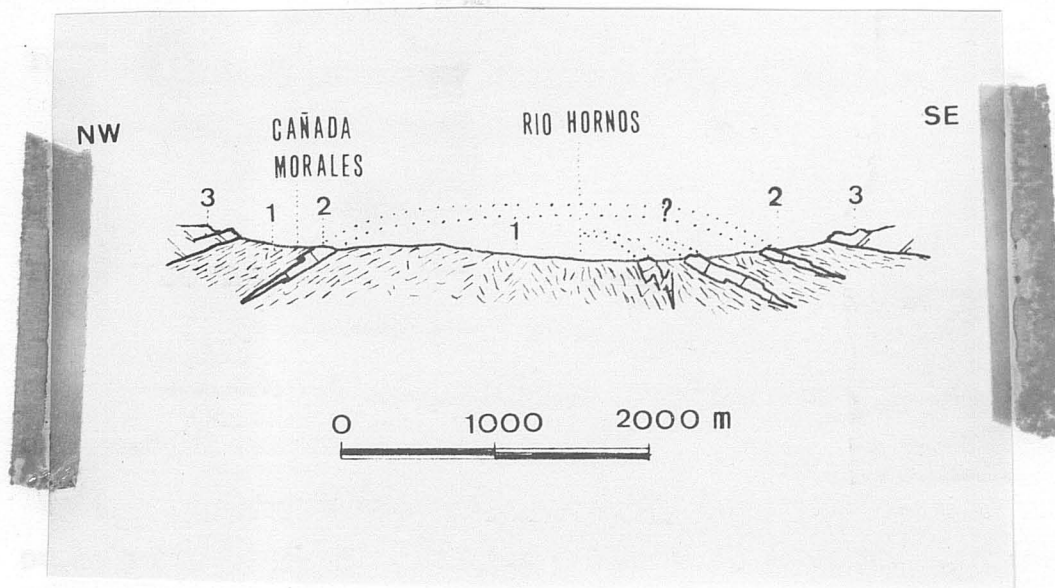


fig: 15.- Corte hipotético que muestra la relación espacial entre ambos flancos del anticlinal de Hornos.

- 1.- Arcillas, margas y areniscas TRIAS
- 2.- Calizas fosilíferas.
- 3.- Dolomías JURASICO

En definitiva hacia el W., el número de niveles calizos disminuye de modo que en la "Formación de Chiclana de Segura", equivalente lateral en el borde de la Meseta a la "Formación de Hornos-Siles", no se observa ningún nivel calizo y toda ella está integrada por un conjunto uniforme de trítico.

Posteriormente, en el Capítulo de Paleogeografía se volverá sobre el tema al dar una interpretación sedimentaria del conjunto de ambas formaciones triásicas.

IV-3-5.- Características sedimentarias de conjunto de la "Formación de Hornos-Siles".

IV-3-5-1.- Potencia

La potencia total de los materiales de la formación no se puede calcular puesto que en ningún punto ha sido observado el muro de la misma.

La potencia que se ha medido en cada serie se expresa gráficamente en las figuras 12 y 14. La potencia para cada nivel se ha indicado al describir las series.

IV-3-5-2.- Fósiles y edad

La fauna encontrada aparece exclusivamente en los tramos de calizas fosilíferas que han librado faunas de Lamelibranquios, Cefalópodos (Nautilus y Ceratites) y Conodontos.

El estudio y clasificación de la fauna triásica ha sido realizado por el Dr. F. HIRSCH (Museo de Historia Natural de Ginebra), al que además se deben algunas sugerencias sobre la paleogeografía del Muschelkalk.

Dicha fauna es la siguiente:

Placunopsis flabellum (SCHMIDT)

Placunopsis Teruelensis (WURM)

Myophoria kiliani (SCHMIDT)

Myophoria sublaevis (SCHMIDT)

Myophoriopsis cf. subundata (SCHAUROTH)

Neoschizodus laevigatus (ZIETHEN)

Modiola cf. minutaeformis (SCHMIDT)

Modiola cf. myoconchaeformis (PHILIPPI)

Myoconcha

Macrodon

Gervilleia goldfussi (SCHMIDT).

Gervilleia joleaudi (SCHMIDT)

Velopecten albertii (GOLDF.)

Pecten discites (SCHLOTH.)

Pecten sp. n.

Pleuromya sp.

Nautilus sp.

Progonoceratites sp.

Pseudofurnishius murcianus BOOGAARD

En parte, esta fauna (particularmente la de lame-
libranquios) ya había sido reconocida por SCHMIDT (1936) y atri-
buída al LADINIENSE superior.

Para HIRSCH, los porcentajes relativos de cada es-
pecie, respecto al total de la fauna, son significativos. La
fauna es dominada por Placunopsis flabellum 30%, Myophoria ki-
liani 27%, y localmente por Myophoriopsis cf. subundata 26%.
con presencia de Nautilus sp. y dos Ceratites, ratos gasterópo-
dos (cerca de Siles) y Pseudofurnishius murcianus. Esta asocia-
ción presenta analogías con la descrita en Néguev-Sinai (Israel),
por lo que HIRSCH propone una edad LADINIENSE INFERIOR para la
fauna del Muschelkal de la "Formación de Hornos-Siles". No obs-
tante, las precisiones estratigráficas se obtendrán unavez
clasificados los Ceratites, que junto con los Conodontos, son
citados por primera vez, y abren nuevas perspectivas para la
interpretación y datación de la fauna triásica de la "Formación
Hornos-Siles".

Por tanto, con los datos con que se cuenta actualmente, parece más conveniente hablar de "facies Muschelkalk" para el conjunto de calizas fosilíferas que admiten intercalaciones arcillo-margosas, independientemente de la edad. De igual modo, al conjunto detrítico que se superpone al último nivel de calizas fosilíferas se puede decir que presenta una "facies keuper".

Para los niveles que afloran por debajo de las calizas fosilíferas no se puede asegurar nada respecto a su edad. Si acaso decir que por su posición podrían corresponder a la "facies Buntsandstein" en el supuesto de que no existan más términos calizos por debajo.

IV-3-6.- Correlaciones entre las formaciones de Chiclana de Segura y de Hornos-Siles

La falta de datos bioestratigráficos en la "Formación de Chiclana de Segura" y la diferencia de facies respecto a la "Formación de Hornos-Siles" plantea dificultades muy considerables para correlacionar los distintos niveles de ambas formaciones triásicas.

Por otra parte, incluso en la "Formación de Hornos-Siles" en la que se cuenta con datos paleontológicos, éstos sólo permiten distinguir dos facies diferentes; "facies Muschelkalk" y "facies Keuper". Por tanto, la correlación entre las distintas series de una y otra formación está basada, exclusivamente, en la continuidad de las facies y en la interpretación de los posibles cambios laterales de facies existentes entre ambas formaciones.

En la fig: 16 se han representado las series descritas en cada formación. El dibujo está realizado a escala tanto en vertical como en horizontal, de modo que las series ocupan posiciones análogas a las que se encuentran actualmente.

El tramo superior, de evaporitas, es constante para todas las series, excepción hecha de la serie de "El Sombrero" donde puede faltar por causas tectónicas. Se puede por tanto asegurar que el Triás termina con un ciclo de evaporitas, que da paso al Jurásico.

El resto de las correlaciones que se pueden establecer son más que hipotéticas, y se dan aquí con las reservas necesarias.

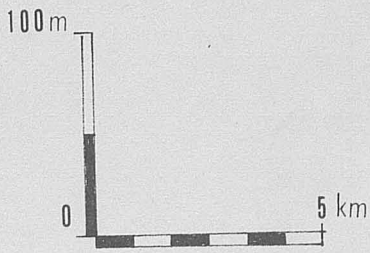
Si se tiene en cuenta las potencias, la "facies Muschelkalk" de la "Formación de Hornos-Siles" debe de equivaler en la "Formación de Chiclana de Segura" a parte de los tramos de arenitas y margas y arcillas alternantes. El indicar, y mucho menos precisar, a cuál ó cuales tramos corres-

ponderían los niveles de calizas en la "Formación de Chiclana de Segura" es totalmente gratuito, con los datos con que se cuenta actualmente.

El resto de los materiales detríticos, por encima y por debajo de la "facies Muschelkalk", se corresponde en líneas generales, si bien con diferencias en cuanto a posición y número de niveles de arenitas.

Leyenda fig: 16

| | |
|-------------------------------------------|------------|
| Dolomías | JURASICO |
| Yesos | |
| Areniscas | |
| Areniscas con estratificación cruzada | TRIAS |
| Calizas fosilíferas del Muschelkalk | |
| Arcillas y margas | |
| Conglomerado basal | |
| | PALEOZOICO |
| Límites Paleozóico-Trias y Trias-Jurásico | |



CHICLANA
DE SEGURA

GENAVE

SOMBRERO

HORNOS

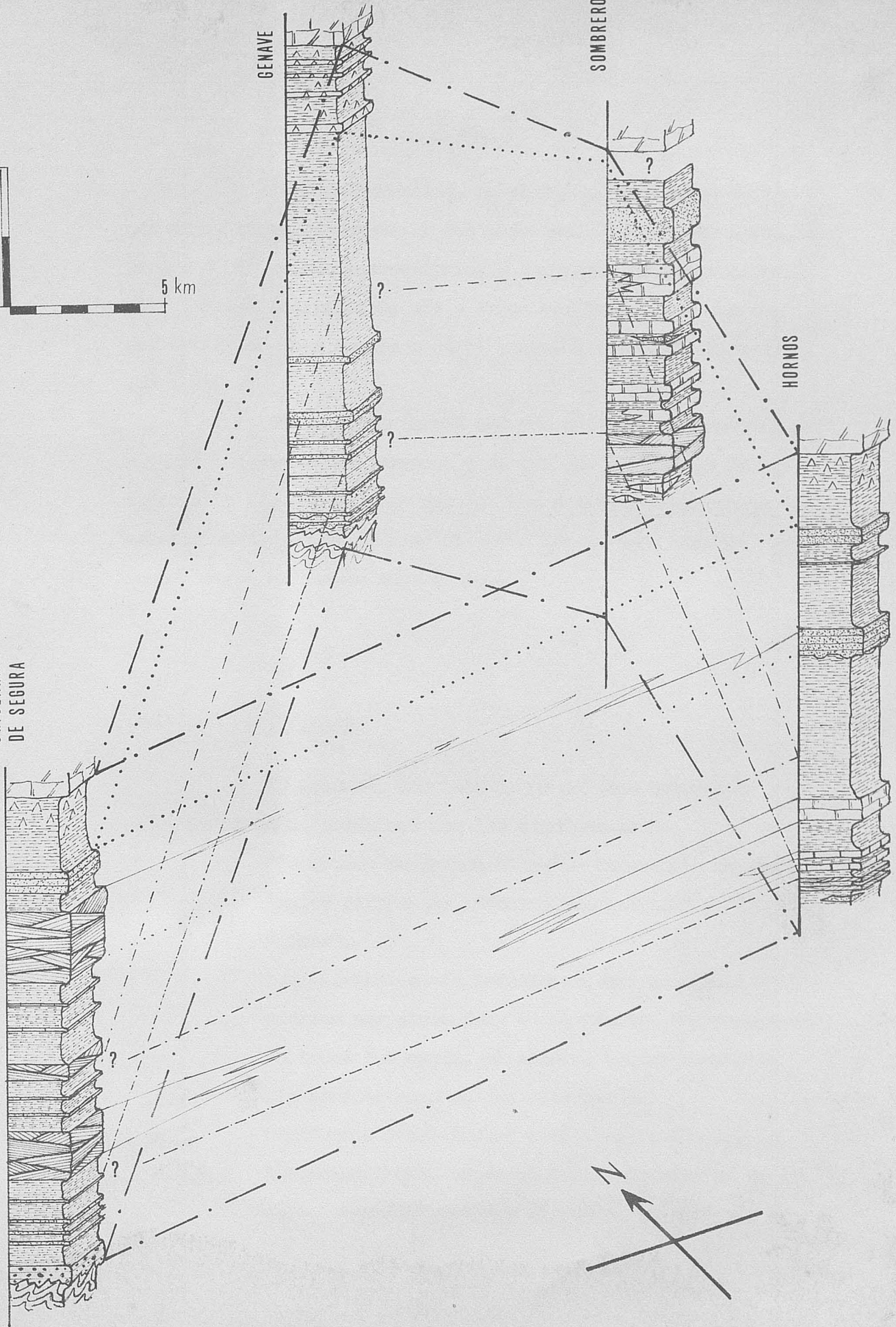


Fig.16

Estas diferencias, no obstante, se pueden explicar si se tiene en cuenta la posición relativa de cada serie, dentro de la cuenca sedimentaria, y las posibles circunstancias locales (corrientes, más o menos aportes, etc.) que pueden variar de unos puntos a otros y producir acuíñamientos de los tramos.

Estos acuíñamientos son más patentes en aquellos niveles integrados por arcosas y en los que se observa estratificación cruzada de gran escala. Los tramos de grauvacas, especialmente los de la base de todas las series, parecen presentar mayor extensión superficial.

IV-3-7.- Conclusiones

En resumen, los hechos que parecen seguros para ambas formaciones triásicas son los siguientes:

"Formación de Hornos-Siles".- Existencia de dos facies diferentes, "facies Muschelkalk" y "facies Keuper".

Los materiales más inferiores, por su posición, podrían ser atribuidos a una "facies Buntsandstein".

En todos los casos, el término facies se emplea sin indicar edad de los materiales.

La "facies Muschelkalk" está constituida por un número variable, según el corte, de niveles de calizas fosilíferas que alternan con margas y ar

cillas. La "facies Keuper" es esencialmente detrítica de grano fino, con algunos niveles de arenitas y un ciclo final de evaporitas.

"Formación de Chiclana de Segura".- Se presenta bajo litofacies muy uniforme que podría denominarse "facies de borde", equivalente lateral, hacia el ante-país, de la "Formación de Hornos-Siles".

Posiblemente, en la "Formación de Chiclana de Segura", bajo una facies única estén representados el Buntsandstein, el Muschelkalk y el Keuper, a no ser, que dada su posición de borde de cuenca, se diesen etapas de erosión o no depósito que hiciesen desaparecer parte de los materiales depositados. Por eso, para la "Formación de Chiclana de Segura" sólo se puede hablar de una edad triásica sin mayores precisiones, ni siquiera distinguir facies diferentes.

Sin perjuicio de volver sobre el tema en el Capítulo de Paleogeografía, los hechos descritos apoyan la idea de un mismo medio sedimentario para ambas formaciones.

Hacia la Meseta se situaría la facies de borde de la "Formación de Chiclana de Segura"; hacia el interior de la cuenca sedimentaria la facies con influencias marinas de la "Formación de Hornos-Siles".

El paso de una a otra se realizaría de una forma gradual, en una zona que actualmente queda cubierta, en su ma

yor parte, por materiales más modernos (Depresión del Guadalquivir, Unidad de Beas de Segura y Unidad de la Sierra de Ca-zorla).

Esta interpretación es apoyada por hechos obser-vados en otros bordes de la Meseta.

SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA-VILLAR (1970), en el sector occidental de la Cordillera Ibérica, analizan la distribución y cambios de facies de un Triás con Muschelkalk calizo a una facies de borde totalmente detrítica. En dicho sector se puede observar como "las facies calizas del Muschelkalk se indentan hacia el W. entre conglomerados y areniscas, continuando sobre una gran extensión el nivel calizo inferior que ha podido identificarse hasta que su espesor pasa a ser menor de 0'30 m., en que se transforma en una arenisca en la jas con fuerte cementación calcárea".

IV-4.- JURASICO Y CRETACICO

Los materiales más representativos de la Zona Prebética son los Jurásicos y Cretácicos. Ambos presentan facies marinas poco profundas y algunos episodios continentales.

Desde el punto de vista paleogeográfico los materiales de ambos sistemas se depositaron en una cuenca única, que lógicamente ha evolucionado a lo largo del tiempo de modo que los límites de las distintas formaciones no son siempre los mismos. Este hecho se traduce en acuñamientos, y solapamientos de unas formaciones sobre otras etc.

Además, el paso del Jurásico al Cretácico se realiza insensiblemente dentro de la misma facies, lo cuál dificulta enormemente la separación de ambos terrenos.

Por todas estas razones se estudiarán y describirán simultáneamente los materiales del Jurásico y Cretácico, lo que permitirá la descripción completa de las series establecidas en distintos sectores y abordar el problema del límite entre ambos sistemas, que en esta región es complejo.

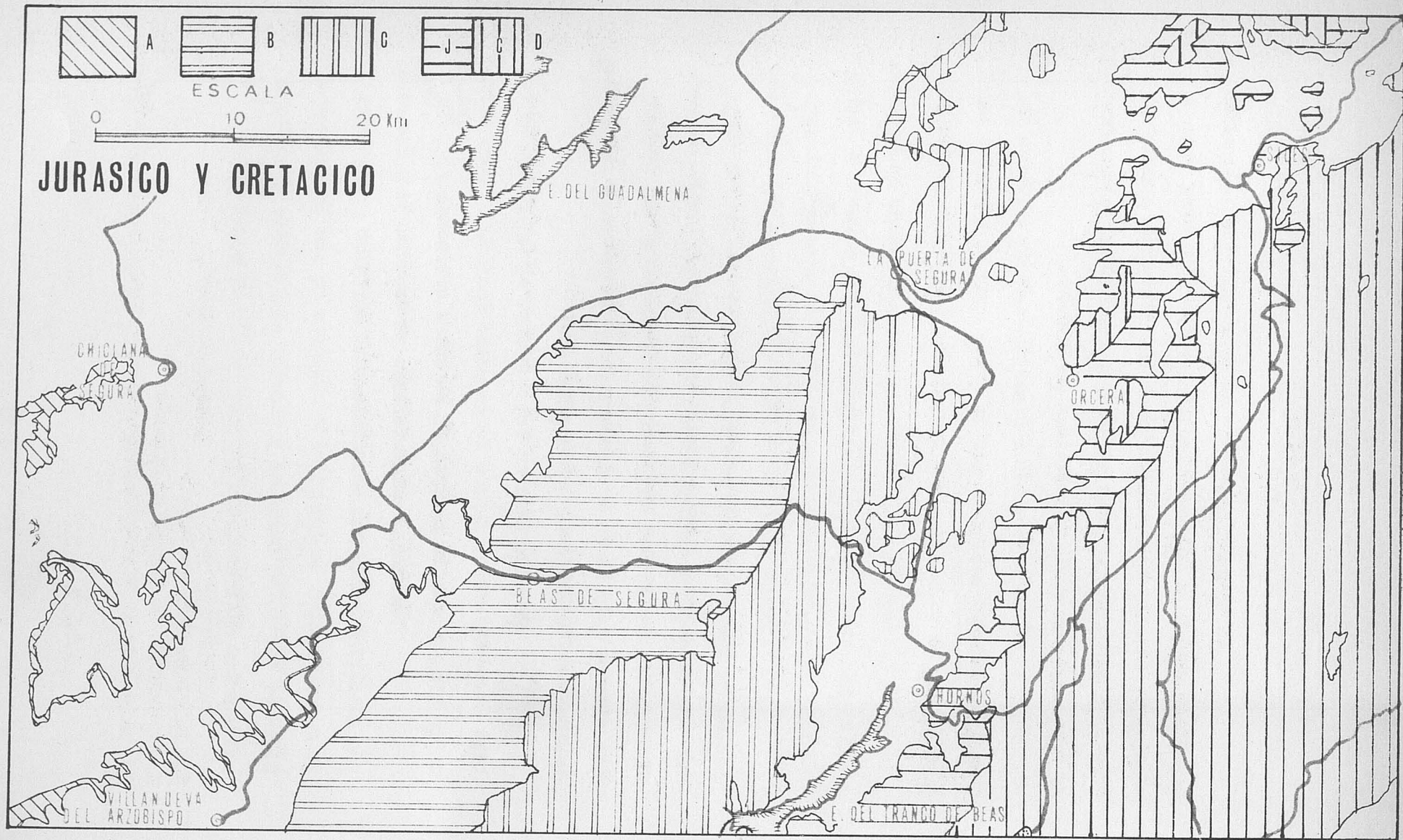


Fig.17

El trabajo realizado es especialmente litoestratigráfico aunque se han establecido numerosos palones cronoe stratigráficos, por el estudio de las biofacies presentes. Para ello se ha contado con la colaboración del Departamento de Paleontología de la Universidad de Granada.

La determinación y clasificación de la fauna de Ammonites ha sido realizada por la Prof. Dra. A. LINARES. Las microfaunas ha sido estudiada por el Dr. J.M. GONZALEZ-DONOSO.

IV-4-1.- Unidades ó dominio paleogeográficos.

Se pueden distinguir tres grandes unidades que corresponden a otros tantos dominios paleogeográficos. En las dos primeras únicamente aparecen representados materiales de edad jurásica. En la última, además de los jurásicos, los materiales cretácicos que afloran en la región.

Estas unidades, de W a E, o sea de más externas a más internas, son:

- Unidad de Beas de Segura
- Unidad de la Sierra de Cazorla
- Unidad de la Sierra del Segura

Leyenda fig: 17.-

- A.- Cobertera Tabular
 - B.- Serie de Beas de Segura
 - C.- Unidad de la Sierra de Cazorla
 - D.- Unidad de la Sierra del Segura: J = Jurásico; C = Cretácico.
- Unidad de Beas de Segura

En la fig: 17 se esquematiza la distribución de las unidades diferenciadas. En la Unidad de la Sierra del Segura se han distinguido los materiales jurásicos y cretácicos.

En el esquema además se ha delimitado el Jurásico de la Cobertera Tabular, cuya descripción se incluye en la Unidad de Beas de Segura, dada la similitud litológica de las dolomías de la Cobertera Tabular y los materiales de idéntica litología en la Unidad de Beas de Segura.

IV-4-2.- Unidad de Beas de Segura

En esta unidad se incluyen los materiales de edad jurásica que en una nota anterior del autor (LOPEZ-GARRIDO, 1969) fueron definidos como "Formación de Beas de Segura" y "Calizas de Chiclana". Estas últimas se superponen a la "Formación de Chiclana de Segura", triásica, y corresponden a las dolomías que se pueden atribuir a la base del Jurásico, en la Cobertera Tabular, aunque sin argumentos paleontológicos.

La Unidad de Beas de Segura, aflora ampliamente en todo el borde occidental del área estudiada. (Esquema fig: 17). En unos casos constituye la parte más moderna de la Cobertera Tabular (fig: 17.- A); en otros una serie bastante monótona que, al E del pueblo de Beas de Segura ocupa una banda de dirección NNE-SSW (fig: 17.- B).

Fuera de los límites de la región objeto de este trabajo han sido reconocidos materiales equivalentes. Mas al NE, LINARES-GIRELA y RODRIGUEZ-ESTRELLA (1971), en el sector de Robledo-Alceraz, describen la "Formación carbonatada" y la "Formación arcillosa", que por sus características litológicas

se pueden hacer equivaler a los que aquí se describen como Unidad de Beas de Segura, y que comprende a ambas formaciones.

Hacia el SE, también se continúan los materiales de la Unidad, según se ha podido observar por la carretera que va desde Villanueva del Arzobispo a la presa del Embalse del Tranco.

IV-4-2-1.- Descripción de la serie

La serie se ha establecido desde la carretera que va de Beas de Segura al Cortijo de los Nevazos, según el corte de dirección WNW-ESE que pasa al N de Corentia, (1.136) hasta llegar a los materiales de la Unidad de la Sierra de Cazorla.

TRAMO 1.- El muro de la serie no se observa porque el contacto inferior de este tramo es mecánico.

Potencia visible 60 m. de Dolomías de textura fina, que hacia el techo presentan rubefacciones.

TRAMO 2.- 5 - 8 m. Margas verdes dolomíticas.

TRAMO 3.- 10 - 15 m. de Dolomías grisáceas y Dolomías micríticas gris-violácea, con frecuentes rubefacciones.

TRAMO 4.- 10 - 12 m. Arcillas y Margas rojo-verdes, algo dolomíticas.

TRAMO 5.- 20 - 25 m. Dolomías grises recristalizadas.

TRAMO 6.- 5 - 8 m. Arcillas rojas y verdes semejantes a las del tramo 4.

TRAMO 7.- 10 - 15 m. Dolomías semejantes a las del tramo 5.

TRAMO 8.- 30 m. Arcillas y Margas verdes.

TRAMO 9.- 40 m. Dolomías micríticas de color gris violáceo.

TRAMO 10.- Arcillas y margas rojas y verdes, algo dolomíticas.

TRAMO 11.- 90 a 100 m. Dolomías algo arcillosas que a veces presentan manchas piritosas.

El techo de la serie no se observa porque el contacto superior del tramo es mecánico.

IV-4-2-2 Composición y texturas

A) Rocas carbonatadas.

En la fig: 18 se expresa gráficamente el contenido en dolomita y calcita de las diferentes tramos. Mediante complexometrías y/o calcimetrías se han determinado los porcentajes de CO_3Ca y CO_3Mg , que posteriormente, con la ayuda de las tablas de conversión de MÖLLER (1956) han permitido obtener el contenido en dolomita y calcita. Este método es el que se ha seguido en todas las series carbonatadas.

De acuerdo con los datos expresados en la figura 18, y según la clasificación de PETTIBON (1957) de rocas carbonatadas, basada en la composición de las mismas, las rocas de la Serie de Beas de Segura se pueden clasificar como dolomías, por su alto contenido en dolomita, que frecuentemente supera el 90%.

Las texturas de los diferentes tramos se indican gráficamente en la fig: 18 y varían desde las de textura fina (tamaño micrita) a las de textura media (tamaño esparita). El límite entre micrita y esparita se ha considerado 0.05 mm. según BISSELL y CHILINGAR (1967).

Si se tiene en cuenta la clasificación de FOLK

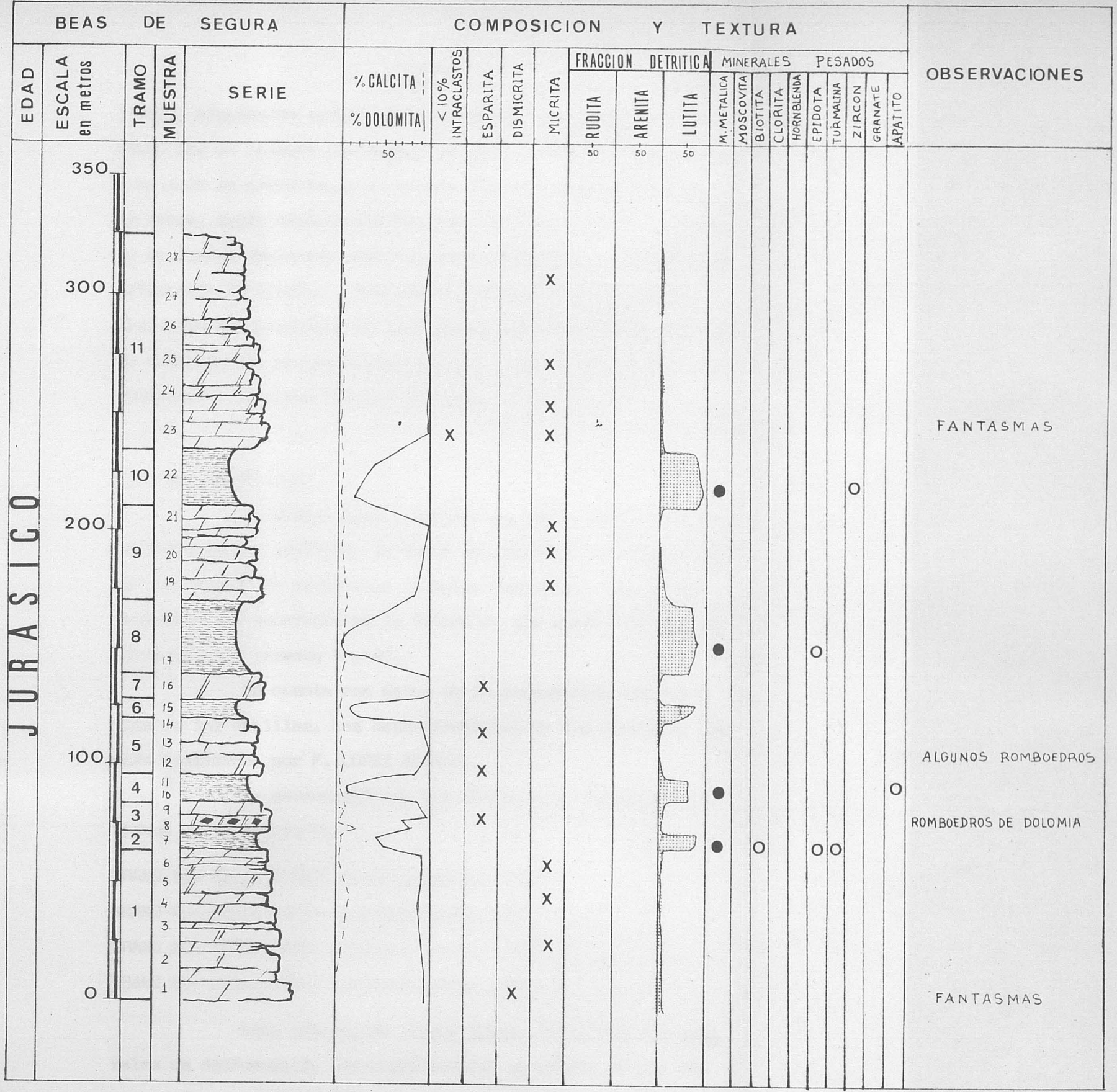


Fig. 18

(1959), algunas de estas dolomías deben de considerarse prima rias, por su textura micrítica, su alto contenido en dolomita, y su modo de presentarse en bancos finamente estratificados. Se trata, según dicha clasificación, de Dolomicritas. El resto se pueden denominar como Dolomías esparíticas según la cla sificación de BISSELL y CHILINGAR (1967). Estas últimas es frecuente que presenten al microscopio cristales romboedricos de dolomita. Se pueden considerar por tanto como dolomías se- cundarias o al menos recristalizadas.

B) Rocas detríticas.

La composición y textura de todos los tramos de- tríticos es muy uniforme. Se trata de arcillas con mayor o me nor proporción de carbonatos (niveles margosos). También el carbonato más abundante es la dolomita, que puede alcanzar va lores del 40% (tramos 4 y 8).

Se cuenta con datos de la composición mineraló- gica de las arcillas. Las determinaciones de los minerales han sido realizadas por F. LOPEZ AGUAYO.

La composición de las arcillas de los distintos tramos es la siguiente:

TRAMO 2.- Ilita (75%), Montmorillonita (25%)

TRAMO 4.- Ilita (70%), Montmorillonita (30%)

TRAMO 6.- Ilita (75%) Montmorillonita (25%)

TRAMO 8.- Ilita (70%) Montmorillonita (30%).

Esta asociación mineralógica, en la que hay mine rales de neoformación (montmorillonita) es propia de una fa- cies química alcalina (MILLOT, 1967).

IV-4-2-3.- Potencia

Como se ha indicado en el apartado IV-4-2-1, muro y techo de la serie no son observables porque la sucesión establecida está delimitada por contactos mecánicos.

De otra parte el carácter normal concordante de la serie establecida, en la que alternan dolomías y arcillas y margas, no se conserva en todos los sectores de esta Unidad.

Hacia el W, en el límite con la Depresión del Guadalquivir queda demostrado que la repetición de materiales se debe a causas tectónicas. En nivel guía de calizas bioclásicas de edad Mioceno permite establecer con toda claridad la estructura en escamas de este sector. (Ver cartografía). En el capítulo VI-4-1-A se volverá sobre el tema al analizar la estructura de la región.

La potencia estimada es por tanto la potencia mínima que se observa entre dos contactos tectónicos, y se ha calculado aproximadamente en 330 m.

La potencia de cada tramo se indicó al describir la serie.

IV-4-2-4.- Fósiles y edad.

En la serie establecida no se han encontrado restos fósiles. Se ha realizado un muestreo intensivo, a lo largo de diferentes transversales de la Unidad de Beas de Segura, con recogida de más de 100 muestras entre rocas carbonatadas, para su estudio en lámina delgada, y arcillas y margas para levigar.

Solamente en un nivel se ha encontrado alguna fauna. Este nivel corresponde a las dolomías micríticas gris violáceas y se encuentra al E. de Peñolite, en la cota más alta de la Cuerda de Lucas, junto a un repetidor de TV. Dicho nivel ha suministrado la siguiente biofacies:

Gesterópodos

Ostrácodos

Radiolarios

Esquínidos (espículas).

Esta fauna no tiene ningún valor cronoestratigráfico; solamente indica un medio marino sin mayores precisiones.

Otros datos paleontológicos de interés son los que han citado en materiales equivalentes a los de la Unidad de Beas de Segura, correspondientes a sectores situados fuera de los límites de la región aquí descrita. Al NE. de la misma, en el sector de Alcaraz-Robledo, la fauna citada (LINARES-GI-RELA y RODRIGUEZ-ESTRELLA, 1971) es muy similar a la del nivel de Peñolite (fig: 19).

Hacia el SW también se han encontrado niveles fosilíferos. Los datos hasta ahora conocidos, referentes a las microfaunas (GONZALEZ-DONOSO, comunicación oral), indican una edad Jurásica; con seguridad está representado el Lías y un Dogger y/o Malm.

IV-2-4-5.- Interpretación sedimentaria.

Con los datos sobre la composición y textura de los materiales de la Unidad de Beas de Segura y la biofacies que aparece en algunos niveles se puede asegurar que dicha

unidad se deposite en un medio marino, aunque con eventuales incomunicaciones con el mar abierto.

Por la composición mineralógica de las arcillas en las que se encuentra la asociación Ilita-Montmorillonita, la Unidad de Beas de Segura, pertenece a una facies química alcalina. Esta facies, según MILLOT (1967), es claramente marina en su conjunto, de zona nerítica.

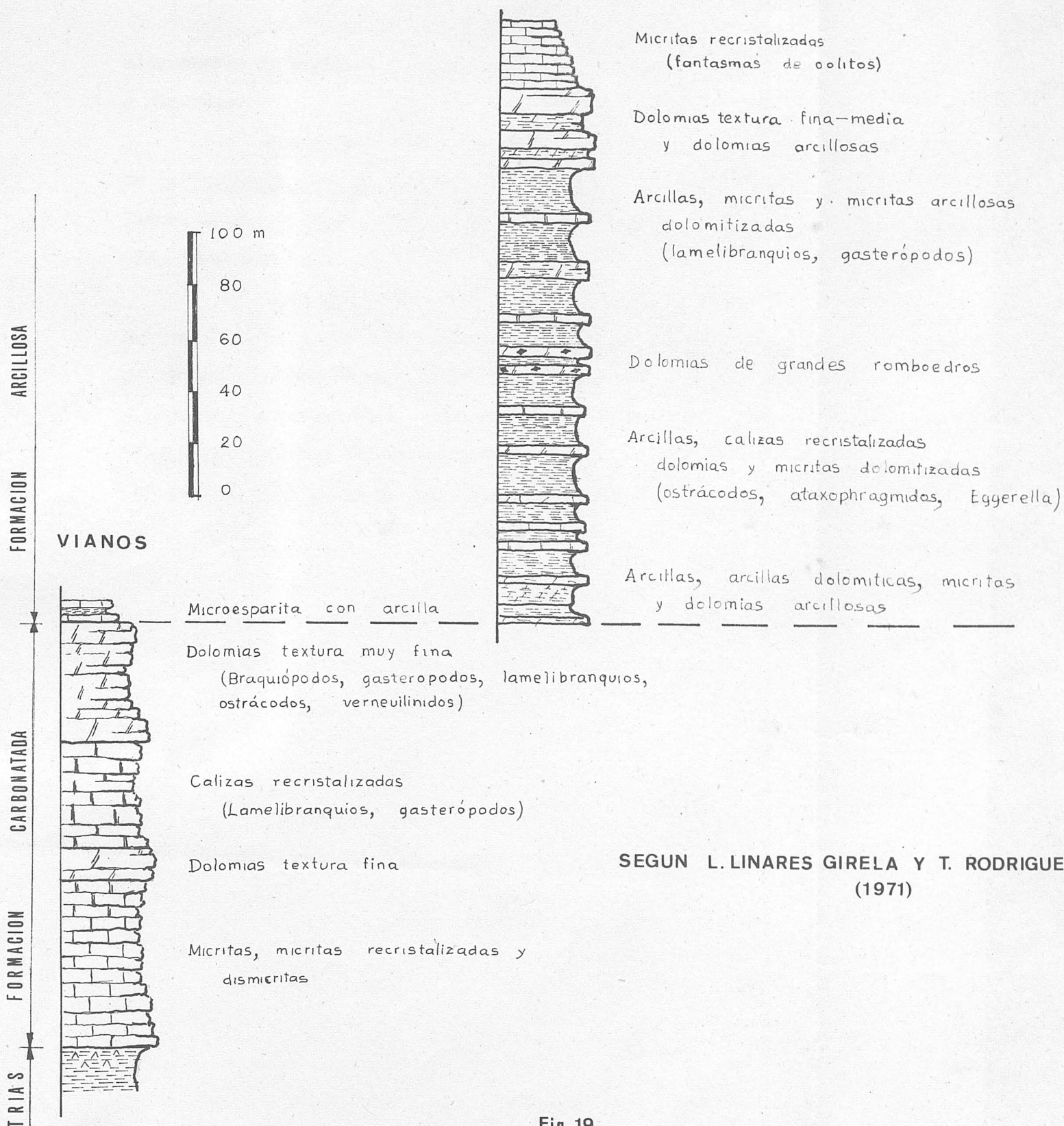
El depósito de micritas requiere un medio de baja energía. Este medio se podría dar posiblemente en épocas de circulación más restringida respecto al mar abierto. En estas condiciones, igualmente, se podrían depositar dolomías y producirse fenómenos de dolomitización.

Parece por tanto que en conjunto la Unidad de Beas de Segura, que presenta una facies muy litoral, se deposita en un mar epicontinental de escasa profundidad con eventuales aislamientos de cuencas mas o menos restringidas.

IV-4-2-6.- Comparaciones

Como ya se ha indicado anteriormente los materiales de la Unidad de Beas de Segura son equivalentes, tanto por litofacies como por biofacies, a los que son descritos por LINARES-GIRELA y RODRIGUEZ-ESTRELLA (1971) como "formación carbonatada" y "formación arcillosa". En la fig: 19, tomada de dichos autores, se observa la posición relativa de ambas formaciones. La "formación carbonatada", la más inferior, está compuesta por un conjunto de micritas, calizas recrystalizadas y dolomías de textura fina.

Ctra ALCARAZ / FABRICAS Km 160



SEGUN L. LINARES GIRELA Y T. RODRIGUEZ-ESTRELLA
(1971)

Fig. 19

La "formación arcillosa", mas superior, por una alternancia de arcillas y arcillas dolomíticas con dolomías y micritas.

Comparando ambas formaciones con los materiales de la "Unidad de Beas de Segura" se observa un cierto paralelismo, aunque existan diferencias si se intenta una correlación nivel por nivel.

Como un primer intento de correlación entre los materiales aquí estudiados y los del sector de Alcaraz-Robledo, se podría hacer equivaler el tramo 1 de la Unidad de Beas de Segura, en el que sólo aparecen rocas carbonatadas, con la "formación carbonatada" de LINARES-GIRELA y RODRIGUEZ-ESTRELLA (1971), y el resto de los tramos (2 al 8) de la Unidad a la "formación arcillosa" de dichos autores.

IV-4-3.- Unidad de la Sierra de Cazorla

En esta unidad, cuya denominación es la misma que la del conjunto de elevaciones montañosas que se extiende desde el SE. de Cazorla hasta la Puerta de Segura, aparecen representados materiales que comprenden términos desde el Lías al Aptense.

Diferentes autores, FOUCAULT (1965 b) y DABRIO y LOPEZ-GARRIDO (1970) han reconocido materiales equivalentes en series levantadas al Sur y Norte del codo del Guadalquivir respectivamente.

La diferencia mas notable es que el Aptense sólo ha sido reconocido en la parte Sur (FOUCAULT, 1965 b), mientras que en el Norte los materiales mas modernos reconocidos son de edad Jurásico superior.

Dentro del área objeto de este estudio la Unidad de la Sierra de Cazorla aflora en una banda de dirección NNE-SSW, limitada por la Unidad de Beas de Segura al W. y la "Formación de Hornos-Siles" al E. (fig: 17).

IV-4-3-1.- Método empleado para el levantamiento de la Serie

Para establecer la serie estratigráfica que caracteriza la unidad no se cuenta, en general, con buenos cortes. Este hecho es consecuencia de la estructura en escamas que la Sierra de Cazorla presenta. Dicha estructura, que será analizada en el capítulo correspondiente (VI-4-1-B) es el

resultado de una tectónica de escamas que produce un empilamiento de los distintos materiales e importantes laminaciones de la serie.

El número de términos estratigráficos no es el mismo en todas las escamas y sólo en algunas de ellas se conservan mayor número de términos de la serie. Estos serán precisamente los cortes que se aprovecharán para el levantamiento de la serie general, que por tanto está basada en la unión de observaciones parciales.

La presencia de un nivel guía de calizas nodulosas permite enlazar unas observaciones con otras.

En la fig: 20 se representan dos cortes realizados dentro de la Unidad. El corte A está realizado en el sector sur (Fuentepinilla - Embalse del Tranco). El corte B pertenece al sector Norte (Buitrera). Como se puede observar sobre las calizas nodulosas en un caso vienen margocalizas pirritosas datadas como Kimmeridgense y en otro arcillas y margas, que por su posición estratigráfica deben de pertenecer, igualmente al Kimmeridgense. Además entre las arcillas y margas se encuentran, a veces delgados niveles de margocalizas pirritosas semejantes a las del sector Norte.

A-1.- Descripción de la Serie.

El levantamiento de la serie se ha efectuado principalmente a partir de las observaciones realizadas en los cortes de la fig: 20. Además, para la distinción de dos tramos dentro de las dolomías, observaciones parciales en diferentes escamas:

TRAMO 1.- Arcillas y margas rojas "Formación de Hornos-Siles".

TRAMO 2.- 100 - 125 m. Dolomías que en general presentan buena estratificación. Los bancos de dolomías tienen potencias variadas desde algunos decímetros hasta varios metros. Entre los bancos de dolomías se intercalan delgados niveles de margas verdes. Estos niveles margosos no llegan a alcanzar una potencia superior a 0'50 m.

TRAMO 3.- 160 - 170 m. Las mismas dolomías anteriores pasan a presentar un aspecto masivo. La estratificación es sólo observable a gran escala, en grandes paquetes. No aparecen intercalaciones margosas.

TRAMO 4.- 2 - 20 m. Calizas de color crema en las que se observan, a veces, braquiopodos. A la lupa presentan abundantes oolitos, que en algunos casos llegan a ser pisolitos.

Este tramo no aparece de una forma constante en toda la unidad. A dos causas puede ser debido.

- a) El contacto inferior es una superficie irregular que marca la separación entre dolomías y calizas. La dolomitización es secundaria a juzgar por el hecho de que unas veces alcanza niveles estratigráficos mas altos y otras mas bajos. Por tanto, en algunos

afloramientos, las calizas de este tramo pueden estar totalmente dolomitizadas. Es frecuente encontrar restos de calizas en una masa de dolomías.

b) Pueden faltar, en algunas escamas, por erosión ya que las arcillas y margas del tramo 6 son discordantes, hacia el W, sobre los términos más antiguos. En el contacto es frecuente encontrar un "hard-ground" ó fondo endurecido y pisolitos ferruginosos. Mas adelante se dará una interpretación de esta discordancia.

TRAMO 5.- 8 - 10 m. Calizas nodulosas de color gris-amarillento. Abundante fauna de Ammonites.

Este tramo, que sirve de nivel guía, aparece en las escamas más orientales que son aquellas en las que se conservan mayor número de términos de la serie estratigráfica. Su posición respecto al tramo anterior es concordante.

TRAMO 6.- En este tramo se incluyen los materiales, aún de diferente litología, que se superponen a las calizas nodulosas del tramo anterior.

Como ya se ha dicho en el sector Norte (Buitrera) concordantemente sobre las calizas nodulosas vienen margas y margocalizas gris-azuladas, piritosas, con fauna de Ammonites.

En el sector Sur (Fuentepinilla) sobre las mismas calizas nodulosas, e igualmente en contacto concordante, se superponen arcillas y margas verdes-amarillentas. Entre estas arcillas y margas aparecen,

a veces, delgados niveles de margocalizas dolomíticas piritosas que recuerdan a los del sector Norte.

Hacia el W, las arcillas y margas pasan a ser discordantes sobre los términos de edad anterior (dolomías de los tramos 2 y 3 y calizas del tramo 4). En el contacto se observa un "hard-ground" y abundantes pisolitos ferruginosos. De vez en cuando se encuentran cantos de cuarcita muy bien redondeados. En conjunto la discordancia se interpreta por un levantamiento de la parte occidental, que produciría erosión de parte de los materiales depositados, aportes de cuarcita desde la Meseta, y sedimentación detrítica. La parte oriental se hundiría progresivamente de modo que en esa dirección los materiales pasan a ser de facies marina, hecho que se da de forma constante en las series de la Unidad de la Sierra del Segura, situada al E.

TRAMO 7.- Dolomías semejantes a las del tramo 3. En Buitrera aparecen claramente sobre las margocalizas del tramo 6, de lo que se deduce que son más modernas que estas.

Dada la semejanza litológica con las dolomías de los tramos inferiores, caso de no existir niveles de referencia es fácil confundirlas. En algunas es camas, por tanto, cabe la posibilidad de que unas y otras se pongan en contacto y su diferenciación no sea posible.

A-2.- Composición.

La composición de los diferentes tramos se expresa gráficamente en la fig: 21.

En las rocas carbonatadas, la dolomita es más abundante en los tramos inferiores, decrece considerablemente en los tramos, 4 y 5 y vuelve a aumentar en el tramo 7. El máximo de dolomita aparece en los tramos 2 y 3, con porcentajes medios del 80% al 85% de Dolomita. El resto es de Calcita. Hacia el techo del tramo 3, la Dolomita ya sólo alcanza el 66'5% y la calcita el 34%. Rápidamente en el tramo 4, la calcita llega al máximo de toda la serie con valores del 90% al 100% de CO_3Ca .

Se tienen datos de la composición mineralógica de los tramos arcilloso-margosos. Las determinaciones mineralógicas han sido realizadas por F. LOPEZ AGUAYO.

TRAMO 2.- En las mergas verdes intercaladas en las dolomías la asociación mineralógica de tres muestras estudiadas es semejante.

Ilita (75%) y Caolinita (25%).

TRAMO 6.- Se han estudiado cuatro muestras que corresponden a arcillas y margas que tectónicamente ocupan posiciones análogas. Las muestras están cogidas de W a E, esto es desde las escamas mas occidentales a las mas orientales.

- Ilita (50%), Caolinita (40%) y Montmorillonita (10%).

- Ilita (75%), Caolinita (10%) y Montmorillonita (15%).

- Ilita (40%), Caolinita (60%) e interestratificados 10+10 (1%).

- Ilita (90%) y Caolinita (10%).

A-3.- Texturas.

a) Rocas carbonatadas.

Las texturas de las rocas de los tramos 2 y 3 son bastante uniformes. Se trata de cristales de dolomía de tamaño fino a medio (micrita a esparita) en las que a veces se observan fantasmas de oolitos. Estas rocas, según las clasificaciones de FOLK (1959) y BISSELL y CHILINGAR (1967) se pueden denominar dolomías micríticas y dolomías esparíticas.

Las calizas del tramo 4 muestran al microscopio gran cantidad de oolitos, fósiles y algunos pisolitos. Son por tanto ooesparitas con fósiles.

En las calizas nodulosas (tramo 5) la textura es de Biomicritas.

La textura de las dolomías del tramo 7 es semejante a las de los tramos 2 y 3.

b) Rocas detríticas.

En la Unidad de la Sierra de Cazorla el episodio detrítico más importante aparece hacia el techo de la serie, (tramo 6).

Las rocas detríticas puras están únicamente representadas por algunos niveles de arenas. En estos niveles el porcentaje de arenita alcanza el 85'50%, el resto es de lutita (9%) y rudita (5'50%).

Las rocas más abundantes son arcillas y margas, algo arenosas, en las que el tamaño de las partículas varía entre el de lutitas y arenitas.

Se han realizado análisis granulométricos que corresponden a muestras del tramo 6, tomadas en el sector Sur y desde las escamas más occidentales a las más orientales.

En la fig: 22 se expresan los resultados obtenidos. La curva 1 corresponde a la muestra más occidental,

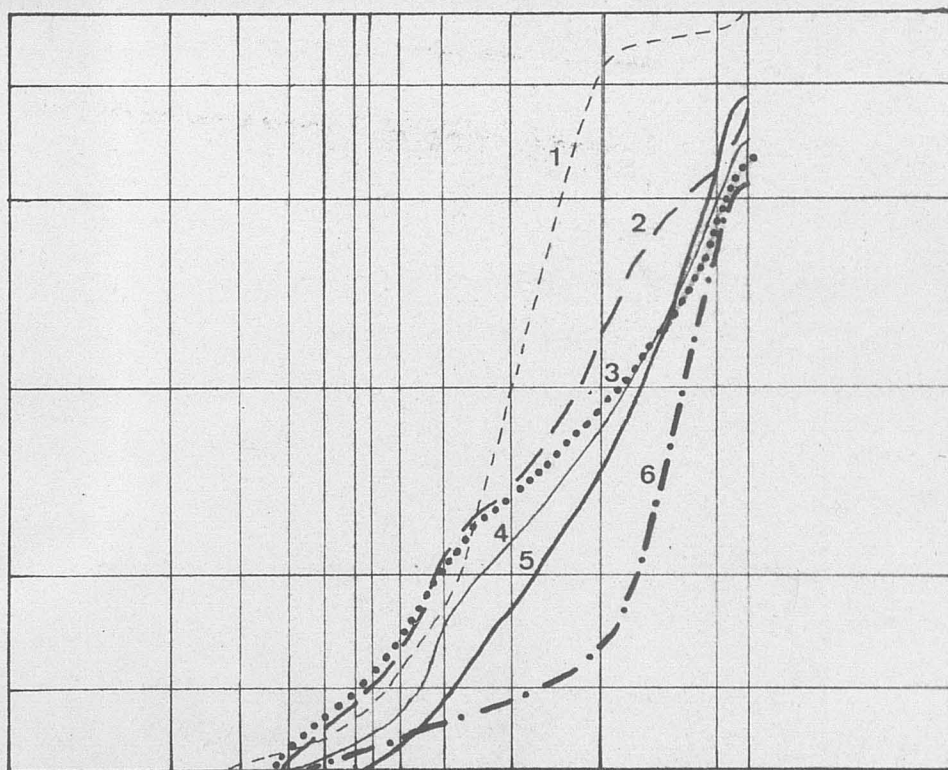


Fig: 22.- Curvas acumulativas del Kimmeridgense detrítico de la Unidad de la Sierra de Cazorla.

que es de arenas. El Q de phi tiene un valor de 1'25 y el Hé, igualmente de 1'25. Las otras dos curvas corresponden a margas algo arenosas pertenecientes a escamas mas orientales. El Q de phi, de valores de 1'6 a 1'8 y el Hé de 1'5 a 1'6.

La forma de las curvas, y los valores numéricos antes mencionados, indican bien un medio marino de poca profundidad, bien un medio fluvial.

Por la composición mineralógica de las arcillas, en las que hay minerales heredados, parece que lo más probable es que se trate de un medio marino de escasa profundidad, con importante influencia continental.

A-4.- Potencia.

La potencia total de la Unidad de la Sierra de Cazorla es de unos 375 m. Esta potencia sólo se presenta en aquellos cortes en que ni en el muro ni en el techo existen contactos mecánicos.

La potencia para cada tramo se expresa gráficamente en la fig: 21 y ha sido indicada al describir la serie.

A-5.- Fósiles y edad.

Las dolomías de los tramos 2 y 3 han resultado prácticamente azoicas. Sólo en una muestra han aparecido secciones de Gasterópodos. Tampoco se ha encontrado fauna en las margas interstratificadas de las que se han lavado 15 muestras.

En las calizas oolíticas del tramo 4 la microfau-
na encontrada es la siguiente:

Textularidae, Pfenderina, Trocholina, fragmentos
de Braquiopodos, y secciones de Gasterópodos y Lamelibranquios.

La macrofauna que se ha observado es sólo de Bra-
quiópodos y algunos Lamelibranquios.

En las calizas nodulosas del tramo 5 se ha reco-
gido fauna de Belemmites, Ammonites y raros Espongiarios.

La asociación de Ammonites, es la siguiente:

Perisphinctes (Orthosphinctes) monteiroi CHOFFAT

Lithacoceras (Progeronia) pseudopolyplocoides GEYER

Gregoryceras transversarium (QU.)

Taramelliceras externodosum (DORN.)

Esta asociación data el OXFORDENSE superior (Zo-
nas de transversarium y bimammatum).

La microfaua está representada por:

Protoglobigerinas, Globochaetes, Radiolarios,
Foraminíferos (Involutina, Lenticulina), secciones de Ammo-
nites y de Gasterópodos y placas de Equínidos.

En las margocalizas piritosas del tramo 6, en el
sector de Buitrera, la fauna está representada por:

Lithacoceras (Lithacoceras) virguloides (WEGELE)

Lithacoceras (Orthosphinctes) praenuntians FONTANNES

que datan el KIMMERIDGENSE inferior (Zona de platynota).

Las arcillas y margas de este tramo que afloran
en el sector sur (Fuentepinilla) han resultado azoicas, a pe-

sar de haber sido muestreadas insistentemente. Tampoco hay fauna en las eslomías del tramo 7.

La presencia de los niveles fosilíferos antes descritos y las precisiones cronoestratigráficas que permiten obtener ponen de manifiesto la existencia de un OXFORDENSE superior y KIMMERIDGENSE inferior. En los tramos inferiores a las calizas nodulosas (tramos 2,3 y 4) debe de estar representado el LIAS y DOGGER, puesto que están comprendidos entre el TRIAS de la "Formación de Hornos-Siles" y las calizas nodulosas (tramo 5) del OXFORDENSE superior. Las dolomías del tramo 7, que se superponen a las margocalizas piritosa del KIMMERIDGENSE inferior, por su posición y por analogía a las que afloran en la Unidad de la Sierra del Segura se pueden atribuir al MALM, sin mas precisiones.

IV-4-3-2.- Interpretación sedimentaria y conclusiones.

El depósito de la Unidad de la Sierra de Cazorla se realizó en un medio francamente marino como se deduce de la composición y texturas de las rocas carbonatadas y detríticas y de las biofacies de algunos de los tramos.

Estos datos indican que la sedimentación durante el Lías y Dogger es propia de mar abierto, de relativa poca profundidad, mar epicontinental, con épocas sincósmicas, en las que el depósito es de micritas, y épocas en las que existiesen corrientes, que darían lugar a la formación de oolitos y pisolitos con cemento esparítico.

Posteriormente tiene lugar una dolomitización del conjunto, que es variable de unos sectores a otros.

En el Oxfordense superior el régimen de depósito es de poca subsidencia y se efectúa en zonas elevadas en su mar relativamente profundo. En dichas zonas se forman las calizas nodulosas o "falsas brechas".

En el Kimmeridgense la sedimentación es diferente de unos sectores a otros. En el sector Norte se depositan margas y margocalizas con Ammonites, lo que indica que la se dimentación continúa siendo marina.

En el sector Sur, en cambio, el depósito es de arcillas y margas, algunas arenas y cantos de cuarcita bien redondeados procedentes de la Meseta, lo que indica una cier ta influencia continental en la sedimentación y posiblemente condiciones de menor profundidad y/o emersiones locales que darían lugar a erosión de los materiales anteriormente depositados e importantes aportes detríticos en la sedimenta ción.

Estas condiciones de menor profundidad y/o emer siones se van acentuando hacia el W, de modo que en esa di rección desaparecen las diferencias entre ambos sectores. En todos los casos las arcillas, margas y arenas se depositan discordantemente sobre términos de edad anterior. Se observa un biselamiento de algunos términos de manera que hacia el W se apoyan sobre materiales cada vez más antiguos, lo que indica claramente un levantamiento progresivo de toda la par te occidental, con la consiguiente erosión.

Las características estratigráficas de la Uni dad de la Sierra de Cazorla, que deben retenerse para su

posterior comparación con las demás unidades son las siguientes:

LIAS Y ¿DOGGER?.- Predominantemente dolomítico. Hacia la base las dolomías se presentan en bancos bien estratificados entre los que se intercalan delgados niveles de margas verdes. Hacia el techo las dolomías pasan a ser masivas.

El techo de esta serie dolomítica lo constituyen calizas oolíticas. Este nivel no es constante y el contacto con las dolomías infreyacentes es una superficie irregular de dolomitización.

OXFORDENSE Superior.- Caracterizado por calizas nodulosas con abundante fauna de Ammonites (Zonas de transversarium y binammatum).

KIMMERIDGENSE inferior.- Constituido por margas y margocalizas con Ammonites (Zona de platynota) en el sector Norte y arcillas, margas y algunas arenas en el sector Sur. Por tanto el sector Norte se caracteriza por una "facies carbonatada", claramente marina. El sector Sur, por una "facies detrítica" o de borde, con influencia continental.

Hacia el W, únicamente aparece la "facies detrítica", que además se encuentra en posición discordante sobre los materiales más antiguos.

MALM Superior.- Debe de estar representado por las dolomías que en algunos sectores (Buitreras), aparecen encima de los materiales del Kimmeridgense inferior. Por su posición en la serie se podrían atribuir, por correlación con las series mas orientales establecidas en la Unidad de la Sierra del Segura, y con series establecidas mas al E aún por FOURCADE (1970) en la región de Yecla-Jumilla-Hellín, al Kimmeridgense medio y superior.

IV-4-4.- Unidad de la Sierra del Segura.

Se localiza en la parte oriental de la región investigada. Es por tanto la unidad mas interna de las tres que se han diferenciado y en ellas se encuentran representados materiales jurásicos y cretácicos.

Los materiales de esta unidad se extienden desde los alrededores de Pozo-Alcón, donde han sido reconocidos por FOUCAULT (1964 y 65 b) en la Sierra del Pozo, hasta, por lo menos, el Calar del Mundo, al NE de Siles. Constituyen todas las elevaciones que se agrupan bajo la denominación geográfica de Sierra del Segura, de la cuál se ha tomado el nombre para esta unidad.

Dentro de la región objeto de este estudio se han levantado diferentes series, una de las cuales, la de Navalperal, fué descrita recientemente (LOPEZ-GARRIDO y JEREZ-MIR, 1971) como serie tipo de los materiales mesozoicos prebéticos en el sector de Orcera-Siles.

La extensión de la unidad dentro de los límites del presente estudio se puede observar en el esquema de la fig: 17. En dicho esquema se han distinguido los materiales jurásicos y los cretácicos.

A continuación se describirán las diferentes series levantadas. Posteriormente se realizará una síntesis de las características estratigráficas de la unidad, al correlacionar las distintas series. Se comenzará por describir la serie de Navalperal, que se ha considerado como serie tipo de la Unidad. Después se proseguirá la descripción de las series, de Norte a Sur y de Oeste a Este.

La posición geográfica de los distintos cortes estratigráficos se muestra en el gráfico de la fig: 23.

IV-4-4-A.- Serie de Navalperal

Como ya se ha dicho esta serie fué descrita anteriormente por LOPEZ-GARRIDO y JEREZ-MIR (1971). En la referida nota se dieron a conocer, muy resumidamente, las principales características lito y bioestratigráficas de los materiales mesozoicos de este sector de la Zona Prebética.

En la descripción que ahora se hace se ha completado el estudio de las faunas, por lo que se aportan nuevas precisiones cronoestratigráficas, especialmente por la zonación de Ammonites y las asociaciones de foraminíferos y algas. Además se ha realizado un estudio, lo mas completo posible, de las características litoestratigráficas de la serie.

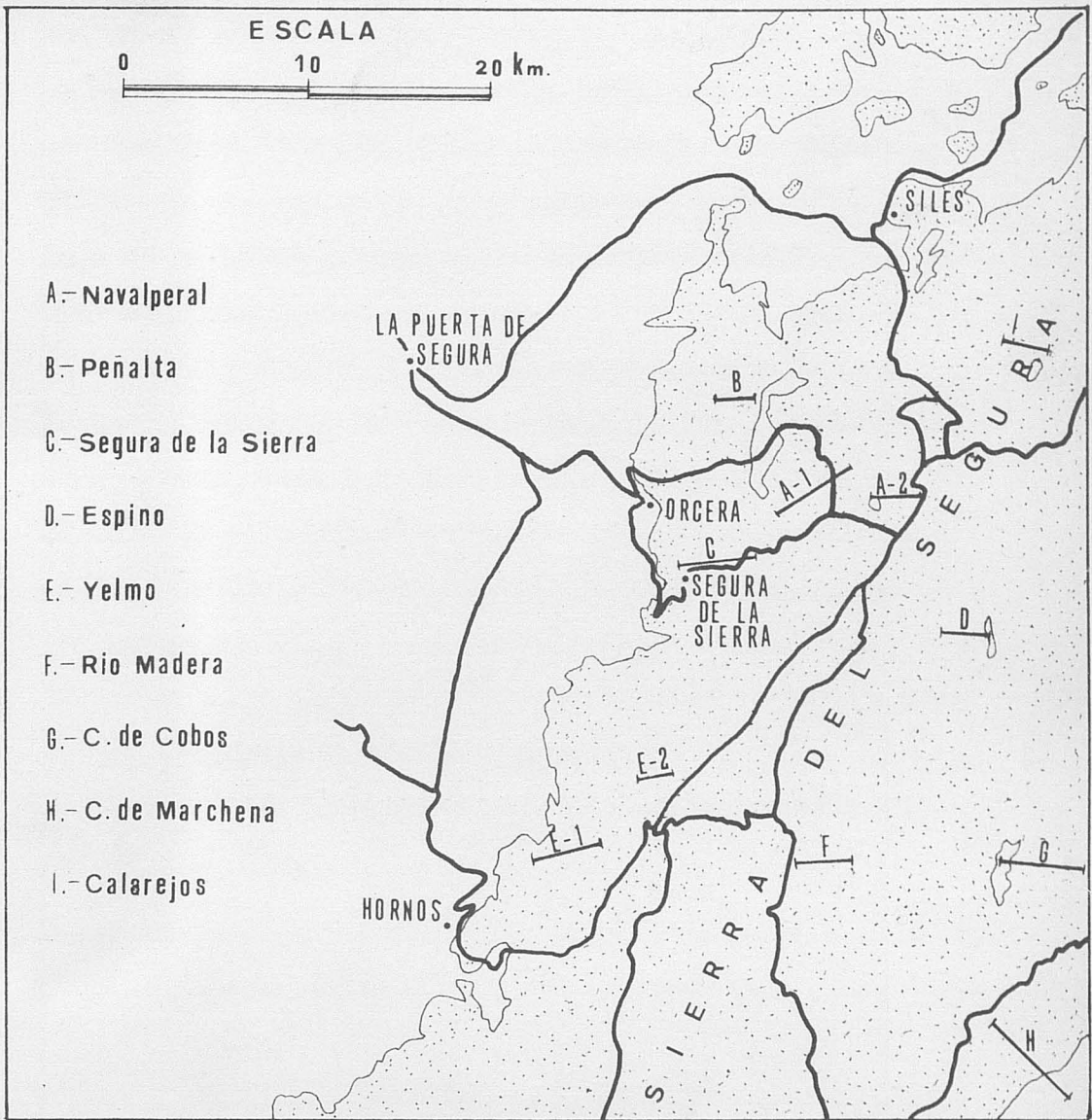


Fig: 23.- Posición geográfica de las distintas series estratigráficas (en punteado, materiales jurásicos y cretácicos de la Unidad de la Sierra del Segura).

A-1.- Descripción de la serie.

El levantamiento de la serie se ha realizado en dos cortes diferentes. En el primero, (Corte A-1, fig: 23) se han cortado los materiales mas inferiores hasta llegar a un nivel guía, los materiales areno-margosos de "Facies de Utrillas", que sirven de referencia. Este corte se ha realizado en la ladera occidental de Navalperal, por el arroyo de Rotamiel, desde las inmediaciones de Linarejos, hasta la pista forestal a Orcera. El segundo corte (corte A-2, fig: 23) se ha realizado por la ladera oriental desde los materiales de la "Facies Utrillas" hasta la cima de Navalperal, según el corte de dirección W-E que comienza en el cruce de las pistas forestales Orcera y Siles y termina en la caseta de vigilantes de incendios situada en esta elevación. La fig: 24, es un corte donde se representa la posición de los distintos materiales que se van a cortar.

En orden ascendente la sucesión estratigráfica es la siguiente:

TRAMO 1.- Potencia mínima 250 m. No se observa el muro de la serie porque el contacto inferior aparece tectonicizado.

Hacia el techo del tramo son dolomías blanco-grisáceas de aspecto masivo en las que a simple vista se aprecian los cristales de dolomita. Hacia la base aparecen mejor estratificadas y admiten ligeras intercalaciones de margas verdes.

TRAMO 2.- 8-10 m. Calizas nodulosas grises amarillentas con abundante fauna de Ammonites. Aparecen bien estratificadas y su posición respecto al tramo anterior

es concordante.

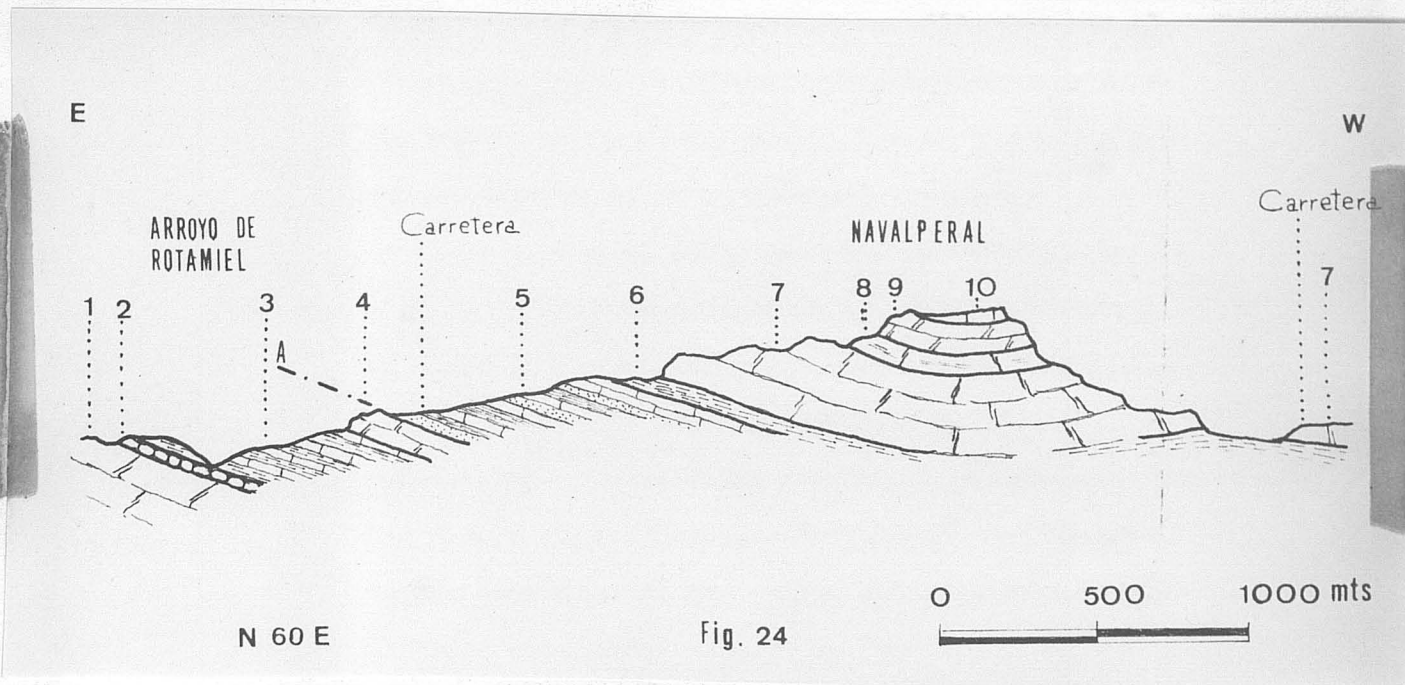


Fig: 24.- Corte de Navalperal. (Según LOPEZ-GARRIDO y JEREZ-MIR, 1971, modificado en parte por el autor).

- 1.- Dolomías del LIAS y DOGGER. 2.- Calizas nodulosas en OXFORDENSE superior. 3.- Alternancias de margocalizas, margas y calizas del KIMMERIDGENSE inferior. 4.- Dolomías del KIMMERIDGENSE medio superior. 5.- Alternancia de calizas, margas y lutitas: PORTLANDENSE - ¿NEOCOMIENSE? en la base y APTENSE el resto. 6.- Margas y arenas de "Facies Utrillas". ¿Albense?. 7.- Dolomías arenosas del CENOMANENSE. 8.- Dolomías de textura fina y 9.- Dolomías ¿TURONENSE? 10.- Calizas del SENONENSE. A.- Acordancia.

TRAMO 3.- 70 - 80 m. Alternancia de margocalizas piritosas de color gris azulado y margas amarillentas con algunos Ammonites. La potencia de los distintos bancos oscila entre 20 cm. y 1 m. Las margas son algo más abundantes hacia el muro del tramo.

El contacto con el tramo anterior es concordante.

TRAMO 4.- 20 - 25 m. El techo del tramo (10 últimos metros) es de calizas micríticas de color crema. El resto es muy parecido y monótono. Entre las calizas aparecen delgados niveles de margas. La potencia de los bancos calizos es aproximadamente 1 m. Se observan secciones de Gasterópodos. Concordante con el tramo anterior.

TRAMO 5.- 60 - 80 m. Dolomías grises muy parecidas a las del tramo 1. Presentan buena estratificación. En la base, en observación a la lupa son de grano fino. Hacia el techo aumenta el tamaño del grano y son algo arenosas.

Concordante con el tramo anterior.

TRAMO 6.- 2 m. Arenas blancas.

Aparentemente el contacto con el tramo inferior es concordante.

TRAMO 7.- 15 m. En la base calizas de color gris-crema que presentan una potencia de 5 m.

El resto, margas que, en este corte, aparecen con muchos derrubios.

Concordante con el tramo anterior.

TRAMO 8.- 30 m. En la base calizas grisáceas fétidas con abundantes inclusiones de materia orgánica y bancos de lignitos interestratificados. La potencia de los bancos calizos es de 2 a 3 m. El nivel más superior aparece algo dolomitizado.

El tramo es concordante con el inferior.

TRAMO 9.- 15 m. Tramo muy detrítico en el que alternan areniscas, dolomías arenosas y arenas blancas, éstas últimas localizadas de modo especial en la base y en el techo del tramo. Las calizas aparecen de modo esporádico.

El contacto inferior es aparentemente concordante con los materiales infrayacentes.

TRAMO 10.- 40 m. Alternancia de calizas grises arriñonadas, en las que se observan niveles de grandes Gasterópodos y Lamelibranquios, y margas y arcillas verdes. La potencia de los bancos calizos es del orden de 50 cm. a 1 m.

Es concordante con el tramo anterior.

TRAMO 11.- 20 m. Arenas blanco amarillentas, margas y arcillas de diversos colores.

Su posición es concordante respecto al anterior.

TRAMO 12.- 4 - 5 m. En la base calizas de color crema que dan paso a un microconglomerado. El tramo termina con 80 cm. de arenas y margas verdosas con lignitos.

Concordante.

TRAMO 13.- 10 - 12 m. Dolomías de grano grueso semejantes a algunos niveles de los tramos 1 y 5.

Hay ligeras intercalaciones de lignitos, que faltan en dichos tramos.

Concordante.

TRAMO 14.- 40 - 50 m. Margas de diferentes colores en las que se indentan arenas blanco-amarillentas. El predominio de unas u otras varía según los puntos. Generalmente los niveles de arenas se presentan en bancos relativamente potentes, de mas de 5 m., en los que se observa frecuentemente estratificaciones cruzadas.

El contacto con el tramo anterior es concordante.

TRAMO 15.- Aproximadamente 100 m. Dolomías arenosas de color ocre-amarillento. En la base la dolomitización suele ser menor y se observan bancos de calizas arenosas de 1 m. de potencia plagados de grandes Orbitolinas. Entre las calizas arenosas hay margas arenosas en las que también hay Orbitolinas. Todo el conjunto que se superpone a estos niveles inferiores es de dolomías, que generalmente aparecen bien estratificadas.

El tramo es concordante con el anterior.

TRAMO 16.- 25 - 30 m. Dolomías blancas de textura fina con manchas piritosas y delgados niveles de margas amarillentas. Por su textura micrítica se confunden con una margocaliza.

Concordante con el tramo anterior.

TRAMO 17.- 40 - 50 m. Dolomías grisáceas de aspecto masivo. El contacto con el tramo inferior es concordante; con el superior una superficie irregular de dolomitización.



TRAMO 18.- 10 - 20 m. Calizas blanco-rosáceas. Se presentan en bancos bien estratificados de potencia media 50 cm. a 1 m.

La potencia de este tramo es la mínima observada porque la superficie superior es una superficie de erosión:

A-2.- Composición.

a) Rocas Carbonatadas.

En la fig: 25 se expresan gráficamente los porcentajes de dolomita y calcita.

La dolomita presenta varios máximos que se localizan en los tramos 1, 5, 13, y 16. Estos máximos oscilan entre valores del 75% al 85%.

También la calcita es más abundante en algunos tramos. Los máximos de calcita corresponden a los tramos 4, 8, 12 y 18 y oscilan entre valores del 90% al 95%.

Con estos valores, y según la clasificación de las mezclas calcita-dolomita de PETTIJOHN (1957), en la serie de Navalperal no hay rocas de los tipos extremos, es decir, calizas y dolomías puras. En cambio aparecen representados todos los tipos intermedios entre calizas magnesianas y dolomías calcíticas.

En algunos niveles se ha observado cuarzo, que es más abundante en aquellos tramos en que alternan rocas detríticas y carbonatadas, (tramos 7, 9 y 10). También en las dolomías arenosas del tramo 15.

b) Rocas detríticas.

En la serie de Navalperal los tramos que presen

tan mayor abundancia de rocas detríticas, que no han sido ob
jeto de estudio en unidades descritas anteriormente, corres
ponden a los tramos 9, 10 y 14.

Estos tramos están formados casi exclusivamente por arcillas y areniscas y/o arenas, con especial abundancia de éstas últimas.

Los porcentajes de los distintos componentes mi
neralógicos se expresan gráficamente en la fig: 25.

Los niveles de arenitas del tramo 14, son Grauvacas feldespáticas, como se deduce de los valores indicados en la fig: 25, y según la clasificación de PETTIJOHN (1954). También son Grauvacas feldespáticas las rocas del nivel are
noso que corresponden a la M-22 del tramo 9. La M-21 del mis
mo tramo, por su contenido en carbonatos, que es del 50%, es una roca intermedia entre caliza muy detrítica ó arenisca calcárea.

La composición de la fracción pesada se indica gráficamente en la fig: 25. Como minerales pesados mas abundantes aparecen:

- Menas metálicas.
- Biotita.
- Epidota.
- Circon.

Además, en la muestra M-38 del tramo 14 aparecen gran cantidad de Granates, que llegan a ser, por lo menos, el 50% de la preparación.

A-3.- Texturas.

a) Rocas carbonatadas.

Las texturas para cada tramo y muestra se indi-

can gráficamente en la fig: 25. Se puede observar que varían de unos tramos a otros. Las más frecuentes son micritas y esparitas que en los niveles fosilíferos pasan a ser Biomicritas, Biopelsmicrita y Bioesparita.

Las menos frecuentes o más raras son las que presentan las calizas del tramo 8. Son de cemento micrítico en el que se observan grandes intraclastos de bordes irregulares de micrita. En el centro de estos intraclastos, a veces, hay un nódulo. Son por tanto estructuras de crecimiento. Esta textura según la clasificación de FOLK (1959) es una Intramicrodita. Según la clasificación de BISSELL y CHILINGAR (1967) una "caliza de lump".

En algunas muestras, especialmente en las que corresponden a la base del tramo 18 se han observado en el seno de la matriz micrítica cristales romboédricos de dolomita, que no sobrepasan un 10%, lo que indica un proceso de dolomitización incipiente.

b) Rocas detríticas.

El tamaño de las partículas varía desde el de lutitas al de arenitas. En ningún caso se han encontrado porcentajes apreciables del tamaño rudita.

Se han realizado ensayos granulométricos de las muestras más representativas de los tramos detríticos. En la fig: 26 se expresan, mediante las curvas acumulativas, los resultados obtenidos. La fig: 26 A, corresponde a los materiales de los tramos 9 y 12. La curva 1 a la M-34, la 2 a la M-19 y la 3 a la M-22. Las curvas 1 y 2 dan valores del Q de

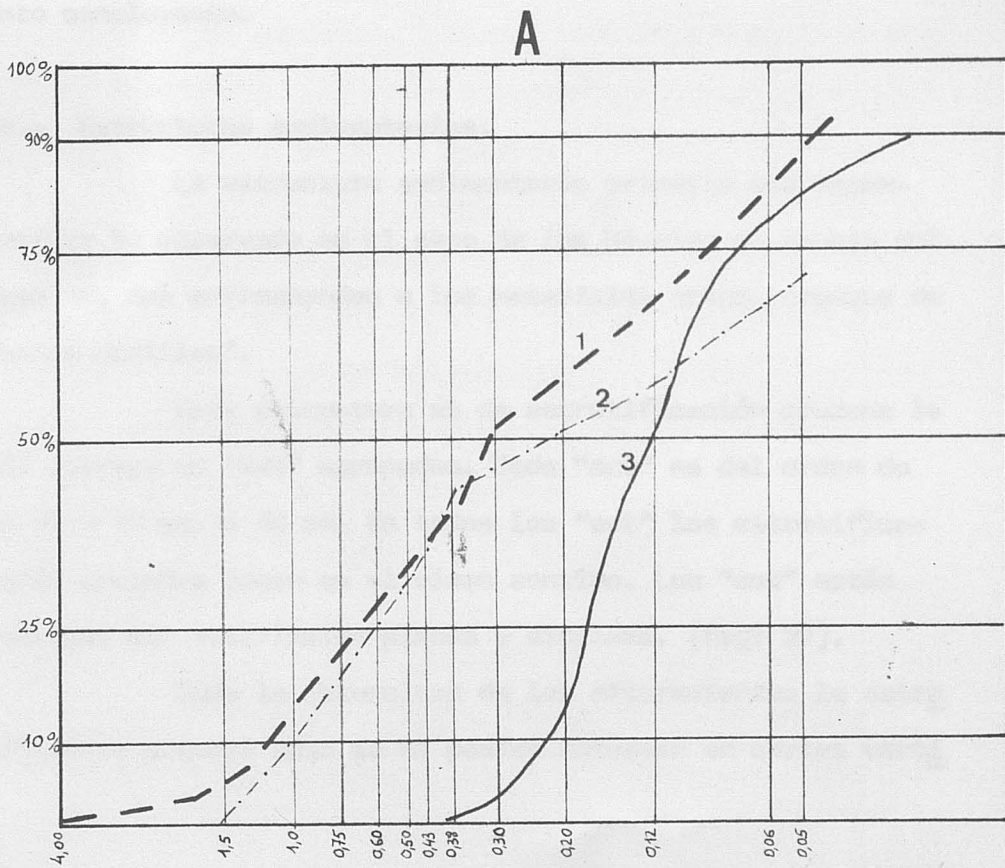
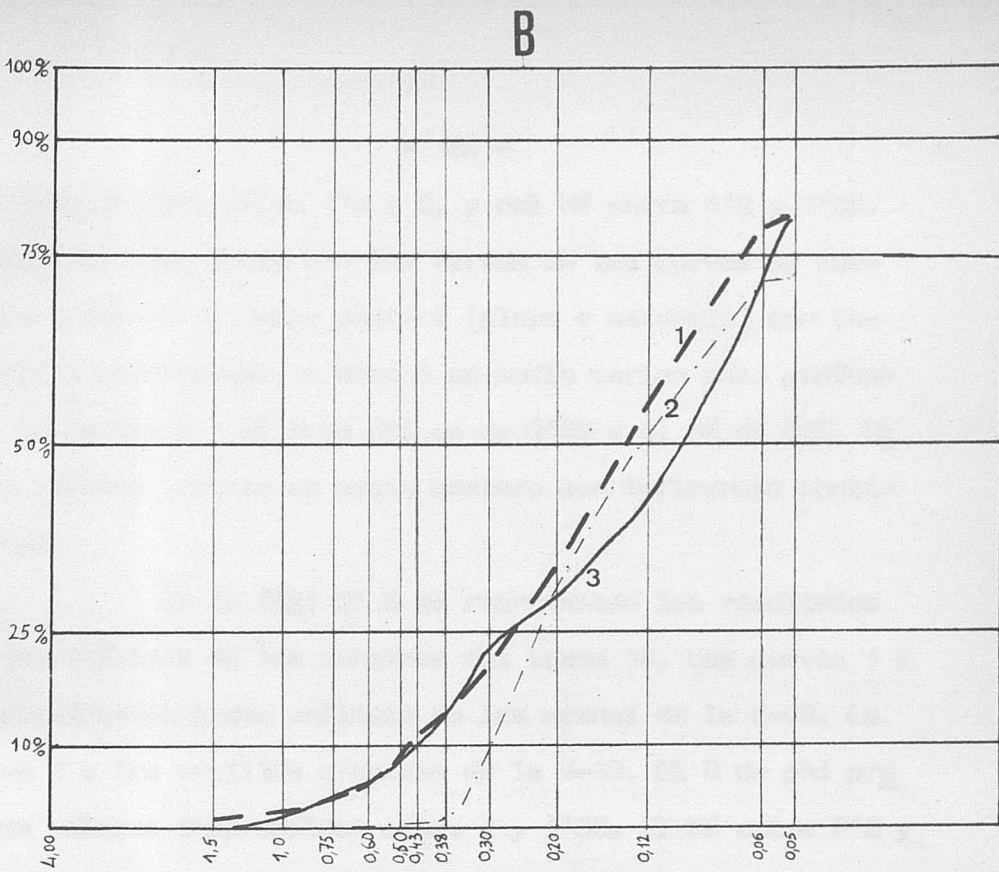


FIG-26

phi comprendidos entre 1'5 y 2, y del Hé entre 1'2 y 1'55. Dichos valores, junto con las formas de las curvas se asemejan a las de un medio costero (playa o estuario) con influencia continental, o bien a un medio marino poco profundo. En la curva 3 el Q de phi es de 0'65 y el Hé de 0'5. Dichos valores indican un medio costero con influencia continental.

En la fig: 26 B se representan los resultados de los análisis de las muestras del tramo 14. Las curvas 1 y 2 corresponden a dos análisis de las arenas de la M-38. La curva 3 a las arcillas arenosas de la M-39. El Q de phi presenta valores comprendidos entre 1 y 1'35. El Hé entre 0'8 y 1. Estos valores y la semejanza de las curvas concuerdan con un medio costero, posiblemente de playa, sin que sea un argumento concluyente.

A-4.- Estructuras sedimentarias.

La estructura sedimentaria primaria mas importante se ha observado en el seno de los niveles de arenas del tramo 14, que corresponden a los materiales areno-margosos de "Facies Utrillas".

Esta estructura es de estratificación cruzada la cuál aparece en "set" agrupados. Cada "set" es del orden de los 10 - 15 cm. a 50 cm. En todos los "set" las estratificaciones cruzadas buzan en el mismo sentido. Los "set" están separados por superficies planas y erosivas. (fig: 27).

Dada la naturaleza de los afloramientos la estratificación cruzada sólo se ha podido observar en cortes verti

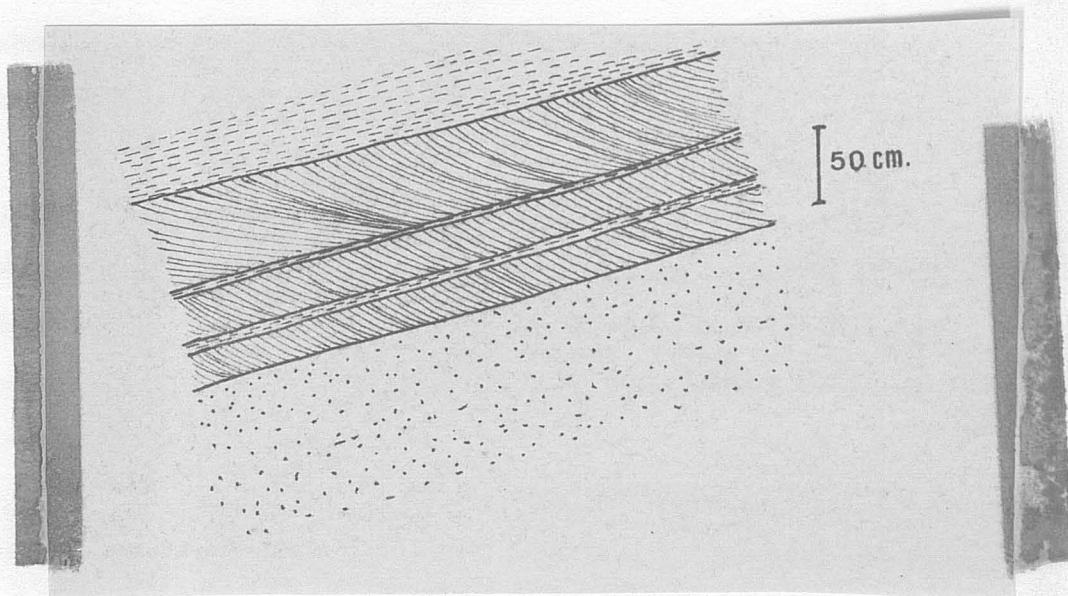


Fig: 27.- Estratificaciones cruzadas observadas en el cruce de las pistas forestales a Orcera y Segura de la Sierra.

cales que únicamente muestran una cara del diedro. Las características antes expuestas, parecen indicar que según la clasificación de ALLEN (1963) se trata de omikron-cross-stratification, aunque no se puede descartar la posibilidad de que se trate de Pi-cross-stratification, puesto que en ningún caso ha sido posible la observación de dos cortes verticales perpendiculares. En ambos casos se trataría de estructuras formadas por migración de "ripple-marks" o dunas, y muy probablemente en un medio próximo a costas; lo que concuerda con los datos de texturas antes expuestos.

A-5.- Potencia.

La serie de Navalperal es la que muestra una sucesión más completa de todas las que se han establecido en esta Unidad. Prácticamente aparecen representados todos los

materiales que constituyen la Unidad, de ahí que se haya es
cogido para caracterizar a la Unidad de la Sierra del Segura.

El contacto inferior, con los materiales triásici
cos de la "Formación de Hornos-Siles" aparece tectonizado.
Este hecho implica que la potencia total de la serie, calcul
lada en unos 800 m. es una potencia mínima. No obstante por
datos regionales se puede afirmar que la potencia total no
debe sobrepasar los 1.000 m.

La potencia para cada tramo se expresa gráfica-
mente en la fig: 25 y ha sido indicada al describir la se-
rie.

A-6.- Fósiles y edad.

Desde el punto de vista bioestratigráfico los
tramos que tienen interés, por presentar niveles fosilíferos
de valor cronoestratigráfico son los tramos 2, 3, 7, 9, 10,
15 y 18. El resto de los tramos han resultado azoicos o con
biofacies sin valor cronoestratigráfico

TRAMO 1.- Dolomías. Totalmente azoico.

TRAMO 2.- Calizas nodulosas.

Las calizas nodulosas han suministrado una bue
na fauna de Ammonites.

La asociación faunística es la siguiente:

Perisphinctes (Arisphinctes) helene del RIAZ

Perisphinctes aff. rhodanicus DORN

Perisphinctes monteiroi CHOFFAT

Perisphinctes triplicatus albus (QU.)

Evaspidoceras perarmatus (SOW.)

Epipeltoceras bimammatus (GU.)

Epipeltoceras treptense ENAY

Ochetoceras canaliculatum (BUCH)

Ochetoceras semifalcatum (OPPEL)

Ochetoceras marantianum (ORBIGNY)

Holcophylloceras zignodianum (ORBIGNY)

Holcophylloceras mediterraneum (NEUMAYR)

Sowerbyceras tortisulcatum (ORBIGNY)

que permite datar el OXFORDENSE superior. (Zonas de transversarium y bimammatum).

TRAMO 3.- Alternancia de margocalizas y margas.

Las margocalizas son las más ricas en fauna. Han suministrado Ammonites, cuya asociación es la siguiente:

Glochiceras?

Sutneria?

Sowerbyceras cf. silenus (FONT.)

Ataxioceras s.p.

Lithacoceras s.p.

Esta asociación permite datar al KIMMERIDGENSE inferior (Zona de platynota).

En la lámina delgada, la microfauna que acompaña es:

Nodosariidae, Lenticulina, Ostrácodos y Radio-
larios (muy escasos) y raros fragmentos de Lamelibranchios.

TRAMO 4.- Calizas crema.

Se han tomado cuatro muestras, que en láminas

delgadas han dado la siguiente microfauna:

Foraminíferos (Lenticulina y otros indeterminables). Radiolarios (escasos) y Secciones de Lamelibranquios, Equinodermos y Gasterópodos.

Sin valor cronoestratigráfico.

TRAMO 5.- Dolomías. En conjunto azoicas pues sólo se han observado algunos "fantasmas" de organismos.

TRAMO 7.- Calizas y margas.

Se han tallado 4 láminas delgadas de las calizas, que han suministrado la siguiente microfauna:

Nautiloculina sp., Actinoporella podolica ALTH. Algas codiaceas y secciones de Gasterópodos, Equinodermos y Lamelibranquios.

Actinoporella podolica ALTH ha sido citada por diversos autores desde el SECUANIENSE superior al NEOCOMIENSE. Ahora bien, FOURCADE (1970) en la Sierra de Mariola, en la región de Caudete y en la región de Jumilla-Hellín, cita, de forma casi constante, Actinoporella podolica ALTH, en materiales del KIMMERIDGENSE superior y PORTLANDENSE, sin pasar al CETACICO inferior. Dichos materiales además ocupan una posición equivalente, pues se encuentran siempre sobre su Kimmeridgenense inferior bien datado.

TRAMO 8.- Calizas fértidas.

Se han tomado tres muestras cuya microfauna es la siguiente:

Algas codiaceas, Cianofíceas, Caráceas, Ostrá-codos, Radiolarios, y secciones de Lamelibranquios y Gasterópodos.

Sin valor cronoestratigráfico.

TRAMO 9.- Las dolomías arenosas (M - 20) han suministrado la siguiente microfauna:

Orbitolinidos, Choffatella sp., Lituolidae y restos de Lamelibranchios.

Esta asociación parece indicar ya un CRETACICO inferior sin mayores precisiones.

TRAMO 10.- Alternancia de calizas arrañonadas y margas. Se han tallado 10 láminas delgadas que han suministrado las siguientes microfaunas:

En la base; secciones de Nipponophycus?

M - 24.- Spirillinidae y secciones de Lamelibranchios y Gasterópodos.

M - 25.- Orbitolinidae (Iraqia minima VILLIARD y MOULLADE; Iraqia rubiensis BASSOULET y MOULLADE) Nautiloculina Nummoloculina? Miliolidos (muy abundantes), Textularidae, Algas y secciones de Gasterópodos.

Esta asociación permite datar el APTENSE inferior y superior, (tránsito entre ambos).

M - 27.- Misma asociación faunística que la anterior, a la que se añade Sabaudia minuta (HOFKER) y Lituolidae.
APTENSE.

Las últimas tres muestras (28 a 30) presentan una microfauna poco interesante constituida por: Miliolidos, Ostrácodos, Algas dasydadáceas y secciones de Gasterópodos.

TRAMO 15.- Dolomías arenosas, que en la base presentan bancos alternantes de calizas arenosas y margas, ambas con gran cantidad de Orbitolinas de gran tamaño. A pesar de la abundancia no se ha podido realizar ninguna determinación específica pues en lámina delgada se observa como la dolomitización ha destruido los restos orgánicos y sólo aparecen "fantasmas". No obstante las dolomías de este tramo, aparecen de forma casi constante en amplios sectores de la Zona Prebética, donde han sido datadas como CENOMANENSE, en aquellos cortes en que la dolomitización es menor.

TRAMO 16.- Dolomías de textura fina.

En lámina delgada se ha encontrado Fischerinidae. Sin valor cronoestratigráfico.

TRAMO 18.- Calizas blanco-rosáceas.

Se han tomado 12 muestras.

La microfacies más representativa aparece en la muestra tomada en la base del tramo y constituida por:

Cuneolina, Discorbidae, Barkerina ef. bsrkerensis (FIZZELL y SZWARZ), y Miliolidos.

Esta asociación permite datar el SENONENSE inferior, por analogía a la descrita en materiales equivalentes por FOURCADE (1970).

Las demás muestras presentan la siguiente microfacies. Miliolidos, Discorbidae, Textularidae y fragmentos de Lamelibranchios. En las muestras más superiores únicamente fragmentos de Lamelibranchios, Ostrácodos, Caráceas, y Gas-

terópodos.

A-7.- Resumen cronoestratigráfico.

Con los datos expuestos en el apartado anterior se puede establecer la siguiente sucesión cronoestratigráfica para la serie de Navalperal.

LIAS y DOGGER.- Representado por el tramo 1 dolomítico. Su datación se efectúa por su posición en la serie, debajo del OXFORDENSE superior y encima del TRIAS de la "Formación de Hornos-Siles".

OXFORDENSE superior.- Representado por las calizas nodulosas del tramo 2. La fauna de Ammonites permite además precisar que están representadas las zonas de transversarium y bimammatum.

KIMMERIDGENSE inferior.- Comprende con seguridad el tramo 3 de margocalizas y margas alternantes. La fauna de Ammonites encontrada pone de manifiesto la existencia de la zona de platynota.

KIMMERIDGENSE medio y superior.- Debe de estar representado por los tramos 4 y 5.

La edad de estos materiales se deduce de su posición en la serie y de su analogía con materiales equivalentes descritos por FOURCADE (1970) en la serie de Las Puntillas-Peñarrubia (Región de Jumilla-Hellín).

PORTLANDENSE y ¿NEOCOMIENSE?.- Comprende desde la base del tramo 6, hasta el techo del tramo 8. En las calizas basales del tramo 7 aparecen Actinoporella podolica ALTH. que según los datos de FOURCADE (1970), en sectores próximos de la Zona Prebética, no parece pasar del Portlandense.

Por tanto parece seguro la existencia del Portlandense, y quizás el Neocomiense, (si se tiene en cuenta la distribución vertical dada a Actinoporella podolica ALTH por otros autores).

APTENSE.- Con toda seguridad está representado en el tramo 10 de calizas arrifonadas con Iraqia y otros Orbitolinidos. Este nivel marca ya el tránsito Aptense inferior-superior. Por tanto el tramo 9, donde ya aparecen Orbitolinidos y Choffatellas se puede atribuir al Barremense superior-Aptense inferior.

ALBENSE.- Los materiales del tramo 14, arenomargosos de "Facies Utrillas", que se superponen a los últimos niveles calcáreos de facies marina, deben de representar el Albense, por su posición en la serie encima del Aptense y debajo de las dolomías del Cenomanense.

No obstante el límite Aptense-Albense, es difícil de establecer con precisión por la falta de fauna en los últimos niveles calcáreos.

CENOMANENSE - TURONENSE.- Comprende el conjunto dolomítico de los tramos 15, 16 y posiblemente 17. En la base de todo el conjunto aparecen grandes Or-

bitolinas. El límite Cenomanense-Turonense es imposible de precisar por la ausencia total de fauna.

SENONENSE inferior.- Representado por el tramo 18 de calizas con microfauna de Discorbidae, Cuneolina y Barkerina.

IV-4-4-B.- Serie de Peñalta

La serie se ha establecido en la ladera oriental de Peñalta. La sucesión estratigráfica se puede seguir bastante bien por el camino que parte desde el Puesto de Control de la pista forestal de Orcera, en dirección a Benatae. Este camino, en la costa de 1089 m. hay que abandonarlo y seguir el corte campo a través, en dirección Sur, hasta la cima de Peñalta (1411 m.).

En la fig: 23 se indica gráficamente la posición geográfica de la serie de Peñalta (corte B).

En el corte geológico de la fig: 28 se muestra la disposición de los materiales que se van a describir.

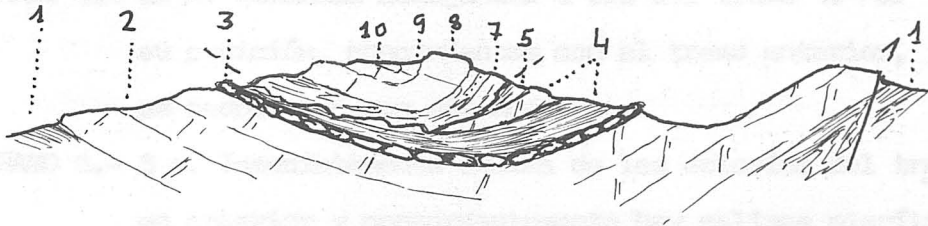


Fig: 28.- Corte de Peñalta. 1.- Arcillas y margas del Triás. 2.- Dolomías del Lías y ¿Dogger? 3.- Calizas nodulosas del Oxfordense superior. 4.- Margocalizas y margas del Kimmeridgense inferior. 5.- Dolomías. Kimmeridgense. 6.- Calizas Kimmeridgense superior. Portlandense 7.- Arenas "facies Utrillas" 8.- Dolomías del Cenomanense - Turonense 9.- Calizas del Senonense.

B-1.- Descripción de la serie

De muro a techo la sucesión es la siguiente:

TRAMO 1.- 80 m. Esta potencia es la mínima observada pues el contacto inferior es mecánico.

Dolomías masivas blancas de grano grueso. Hacia la base aparecen mas finamente estratificadas.

TRAMO 2.- 2 m. (Potencia observada pues todo el tramo aparece muy cubierto).

Calizas nodulosas grises amarillentas . Algunos Ammonites.

TRAMO 3.- 40 m. Margas y margocalizas piritosas. Trozos de Ammonites.

TRAMO 4.- 20 m. Dolomías semejantes a las del tramo 1. Por su posición, concordantes con el tramo anterior, se deduce que son más modernas.

TRAMO 5.- 5 m. Inmediatamente encima de las dolomías del tramo anterior y concordantemente hay calizas micríticas blancas. Después calizas, también micríticas, con inclusiones de materia orgánica en las que se intercalan arenas.

TRAMO 6.- 20 - 30 m. Arenas y algunas margas de "Facies Utrillas".

Discordante sobre el tramo anterior.

TRAMO 7.- 50 - 60 m. En la base alternancia de dolomías muy arenosas con grandes Orbitolinas y margas arcillosas. Hacia arriba dolomías arenosas ocreas, de aspecto masivo.

Concordante con el tramo anterior.

TRAMO 8.- 20 - 30 m. Dolomías blancas de textura fina con manchas piritosas y margas amarillentas.

Es concordante con el tramo inferior.

TRAMO 9.- 30 - 40 m. Dolomías grises masivas.

Concordante.

TRAMO 10.- 10 - 20 m. Calizas de color crema.

La superficie superior es erosiva, por lo que la potencia del tramo es la mínima observada.

B-2.- Composición, textura y estructura.

Los resultados obtenidos tanto de la composición como de la textura de las rocas de los diferentes tramos, con cuerdan con los de la serie tipo de Navalperal.

En la fig: 29 se muestra gráficamente parte de dichos resultados. Estos se refieren exclusivamente a los tramos carbonatados, que son los de mayor representación en la serie.

Los datos referentes a los tramos detríticos se han suprimido dado el poco desarrollo que dichos tramos presentan en la Serie de Peñalta.

Finalmente hay que señalar que en las arenas de "Facies Utrillas" (tramo-6) también se ha observado estratificación cruzada igual que en la serie tipo.

B-3.- Potencia.

Como se ha indicado anteriormente, B-1, en la base de la serie existe un contacto mecánico que oculta los niveles más inferiores de la misma. La potencia mínima calculada es de, aproximadamente 325 m.

La potencia de cada tramo se ha indicado al describir la serie. Gráficamente se representa en la fig: 29.

B-4.- Fósiles y edad.

TRAMO 1.- Dolomías . Azoico. Atribuible al Lías y ¿Dogger?

por su posición estratigráfica, análoga a la de la serie tipo de Navalperal.

TRAMO 2.- Calizas nodulosas con Ammonites. La presencia de Enaspidoceras costatum Dorn, pone de manifiesto la existencia del Oxfordense superior (Zona de bimammatum, subzona de hypselum).

TRAMO 3.- Margas y margocalizas piritosas.

Se han encontrado trozos de Ammonites, no clasificables. Por su posición y semejanza con la serie tipo de Navalperal, este tramo representa el Kimmeridgense inferior.

TRAMO 4.- Dolomías. Azoico.

TRAMO 5.- Las calizas que se sitúan inmediatamente encima de las dolomías han suministrado la siguiente microfauna:

Clypeina jurassica FAURE, Miliolidos y secciones de Gasterópodos.

Según la extensión vertical de Clypeina jurassica FAURE, dada por FOURCADE (1970), que aparece desde el Kimmeridgense medio al Portlandense, las calizas basales de este tramo se pueden atribuir a tal edad.

En las calizas superiores, entre las que se intercalan arenas, se ha encontrado:

Caráceas (muy abundantes), "Munieria bacónica", otras algas y Ostrácodos.

Por tanto, en función de las asociaciones presentes, en conjunto los tramos 4 y 5 deben de corresponder al Kimmeridgense medio-Portlandense.

TRAMO 6.- Arenas de "Facies Utrillas". Equivalentes al tramo 14 de la Serie tipo de Navalperal. Son atribuibles

a un Cretácico inferior, posiblemente Albense.

TRAMOS 7, 8 y 9.- Dolomías arenosas ocreas con grandes Orbitolinas en la base, (tramo 7) similares al tramo 15 de Navalperal.

Los tramos 8 y 9 son respectivamente de dolomías de textura fina y gruesa. En conjunto los tres tramos representan el Cenomanense y Turonense.

TRAMO 10.- Calizas. Se han tomado cinco muestras.

En la base la microfauna es la siguiente:

Discorbidae, Moncharmontia apenninica (de CASTRO)
Miliolidos, Textularidae.

En las muestras siguientes además de raros Discorbidae, aparecen Ostrácodos, Caráceas, algunos Miliolidos y secciones de Gasterópodos.

Estas microfaunas datan el Senonense inferior.

B- 5.- Resumen.

Los tres primeros tramos de la serie de Peñalta, es decir desde el Lías al Kimmeridgense inferior, son totalmente análogos por litofacies y biofacies a los de la serie tipo de Navalperal. Las únicas diferencias apreciables es que en Peñalta los tramos presentan menor potencia.

El Kimmeridgense medio-Portlandense está representado por una serie poco potente, (unos 25 m.) de dolomías y calizas, en el techo con Clypeina Jurassica FAURE. En Navalperal los materiales que ocupan una posición análoga tienen una potencia de aproximadamente 100 m.

Directamente sobre el Malm superior, en discordancia, reposan los materiales arenosos de "Facies Utrillas"

atribuibles al Albense. Falta por tanto en Peñalta todo el Cretácico inferior marino (~~Neocomiense-Aptense~~) representado en Navalperal.

Cenomanense-Turonense y Senonense presentan características análogas a las de la serie tipo. Sólo las potencias son también algo menores en Peñalta.

IV-4-4-C.- Serie de Segura de la Sierra

Son varios los cortes que se pueden elegir para el levantamiento de la serie estratigráfica del Jurásico y Cretácico. En ninguno de ellos aparece la sucesión completa porque un conjunto de fallas ocultan parte de los tramos más inferiores de la serie.

El corte que se ha escogido se localiza en las inmediaciones de Segura de la Sierra, a la salida del pueblo por la pista forestal que en dirección NE. va a unirse con la de Orcera (Corte C, fig: 23).

En la fig: 30 se representa la disposición de los materiales observada, desde la salida del pueblo hasta el arroyo de los Pinos Buenos. Un corte similar a este se puede establecer más al E, también por la pista forestal, desde el arroyo Moralejos hasta el Collado de los Corazones.

Por la trinchera de la referida pista forestal solo se cortan hasta los materiales de la base del Cenomanense (fig: 30). Para continuar el levantamiento de la serie

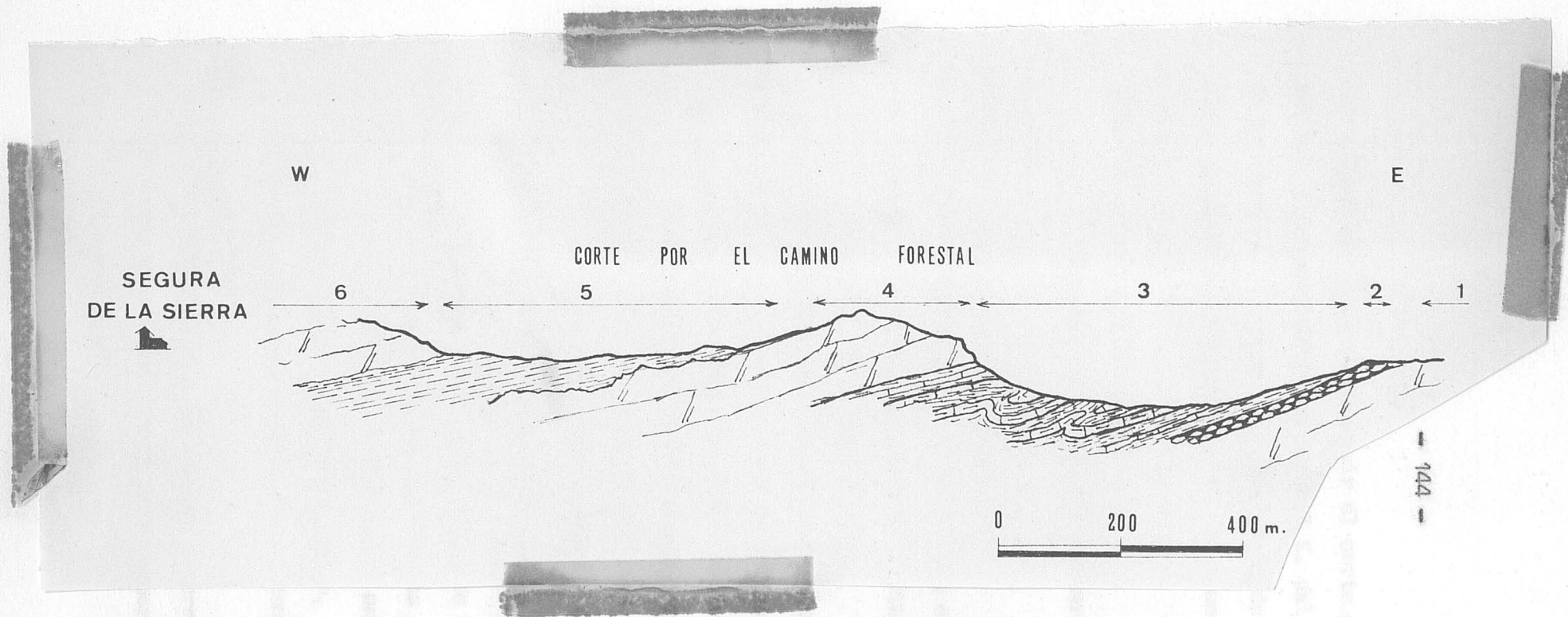


Fig: 30.- 1.- Dolomías del Lías + ¿Dogger?; 2.- Calizas nodulosas del Oxfordense superior. 3.- Alternancia de margas, margocalizas y calizas del Kimmeridgense inferior. 4.- Dolomías del Kimmeridgense inferior. 5.- Arenas y margas de "facies Utrillas". 6.- Dolomías arenosas del Cenomanense.

estratigráfica es preciso seguir el corte por la ladera oriental del cerro de Gontar (situado al E. del lavadero de Segura de la Sierra). El nivel arenoso-margoso de "facies Utrillas" sirve de nivel de referencia para continuar la serie.

C-1.- Descripción de la serie.

En orden ascendente los materiales que se encuentran son:

TRAMO 1.- (El muro no se observa).

80 - 100 m. de dolomías grises masivas.

TRAMO 2.- 8 - 10 m. Calizas nodulosas grises-amarillentas con abundante fauna de Ammonites.

En concordancia con el tramo anterior.

TRAMO 3.- 50 - 60 m. Alternancia de Calizas, margocalizas y margas. El tramo se puede subdividir en tres subtramos, que de mas inferior a superior son:

3-A.- 15 m. de margocalizas con niveles de margas, en las que hay abundante fauna de Ammonites.

3-B.- 27 m. de margocalizas con niveles de margas.

3-C.- 13 - 15 m. Alternancia de margas, calizas y margocalizas. Los niveles mas duros de calizas y margocalizas tienen una potencia de 0'80 m. a 2 m., los de margas de 1'5 m. a 3 m.

Todo el tramo es concordante con el inferior y superior.

TRAMO 4.- 35 m. Dolomías grises que se presentan en bancos de aproximadamente 1 m. de espesor.

Concordante.

TRAMO 5.- 1m. a 3m. Calizas de color crema en las que con la lupa se observan secciones de Gasterópodos. Este tramo no es constante. Aparece de forma esporádica, de modo que por lo general es el tramo 6 el que reposa directamente sobre el tramo 4. Con seguridad se encuentra en la cota 1340, al E. del camino que parte de la pista forestal de Segura de la Sierra y va al Cortijo de Moralejos. También en el punto de coordenadas $1^{\circ} 3' 15'' - 23^{\circ} 17' 50''$ en la Hoja de Orcera del M.T.N. El contacto con el tramo 4 es concordante.

TRAMO 6.- 20 m. - 30 m. Margas verdes en las que se intercalan arenas blancas. Corresponden al tramo 14 de la serie tipo de Navalperal, de "Facies Utrillas". Como ya se ha dicho casi siempre descansa directamente sobre las dolomías del tramo 4 (corte fig:30). El contacto es indudablemente discordante, no sólo por el hecho de que falte el tramo 5, lo que ya de por sí implica una etapa erosiva, sino también porque faltan la casi totalidad de los tramos que en la serie tipo de Navalperal están comprendidos entre el tramo 14 (= al 6 de Segura de la Sierra) y el 7 (= al 4 de Segura de la Sierra).

TRAMO 7.- 50m. - 60m. Dolomías arenosas de color ocre. En la base los bancos están menos dolomitizados y son areniscas calcáreas, en las que se intercalan margas verdosas. En ambas se encuentran Orbitolinas de gran tamaño.

TRAMO 8.- 8m. - 10 m. Dolomías blancas piritosas de textura micrítica y margas amarillentas.

TRAMO 9.- 40m. - 50m. Dolomías grises masivas. En la base presentan un nivel de conglomerados formado a expensas de las propias dolomías.

TRAMO 10.- 1m. - 1'5m. Calizas micríticas, de color crema. La superficie superior es erosiva por lo que la potencia estimada es la mínima observable. Los tramos 6, 7, 8, 9 y 10 son todos ellos concordantes entre sí.

C-2.- Composición y texturas.

Se puede observar en la fig: 31 los valores de composición expresados en porcentajes de los principales componentes mineralógicos. Igualmente se indican de modo gráfico, en dicha figura, las texturas de cada tramo.

Dado que apenas difieren en sus características mas notables de las mostradas en la serie de Navalperal (serie tipo de esta unidad) se omite la descripción de estas propiedades.

En la fig: 32 se muestran los análisis granulométricos de dos muestras del tramo 6. La curva 1 corresponde a margas arenosas, la curva 2 a arenas blancas. En ambos casos el Q de phi da valores próximos a 1'6 y el Hé a 1'5, lo que unido a las formas de las curvas parece indicar un medio marino muy litoral, (se han encontrado moldes de Lamelibranchios) con importante influencia fluvial.

C-3.- Potencia.

Se expresa gráficamente en la fig: 31 y ha sido

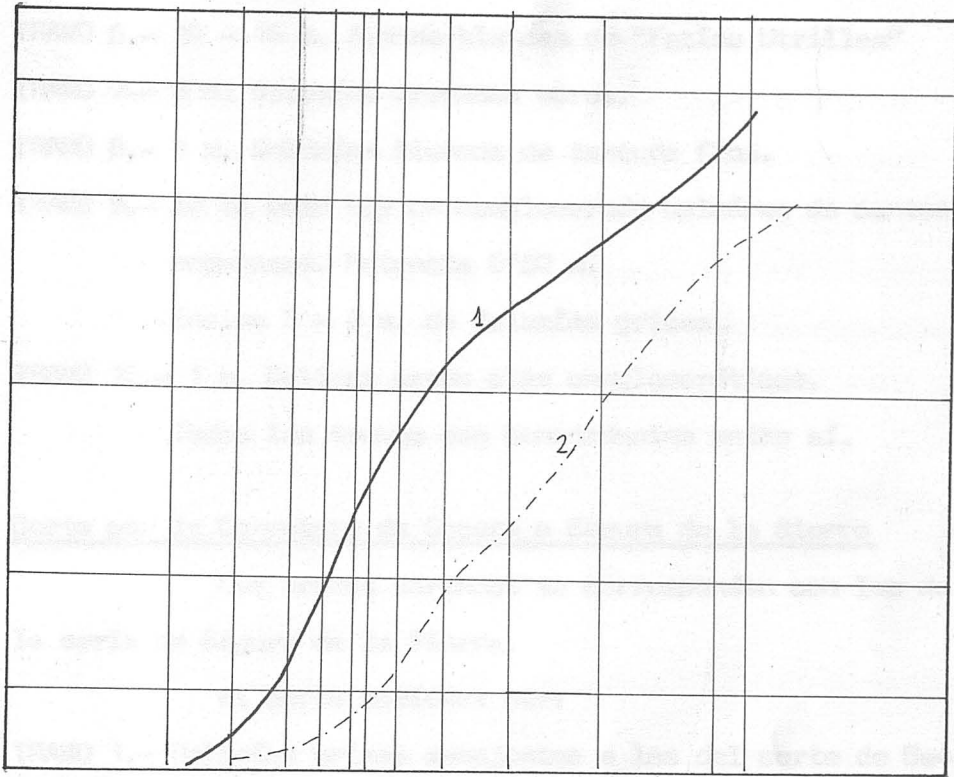


Fig: 32.- Curvas acumulativas del tramo 6 de "Facies de Utrillas" en la Serie de Segura de la Sierra.

indicada numéricamente al describir cada tramo. Respecto a la serie tipo de Navalpera se observa una fuerte reducción de potencia para tramos equivalentes.

Esta disminución de potencia es aún más patente todavía mas al W. del lugar donde se ha levantado la serie estratigráfica de Segura de la Sierra.

En dos cortes diferentes las observaciones son las siguientes:

Corte por la ladera Sur del Cerro de Gontar

El corte comienza por el:

- TRAMO 6.- 10 - 15 m. Arenas blancas de "Facies Utrillas"
- TRAMO 7.- 8 m. Dolomías arenosas ocres.
- TRAMO 8.- 1 m. Dolomías blancas de textura fina.
- TRAMO 9.- En la base hay un conglomerado calcáreo de cantos angulosos. Potencia 0'50 m.
Encima 7 - 8 m. de dolomías grises.
- TRAMO 10.- 1 m. Calizas crema algo conglomeráticas.
- Todos los tramos son concordantes entre sí.

Corte por la Carretera de Orcera a Segura de la Sierra

Los tramos cortados se corresponden con los de la serie de Segura de la Sierra.

El corte comienza por:

- TRAMO 1.- Dolomías grises semejantes a las del corte de Segura de la Sierra.
- TRAMO 2.- 3'5 m. Calizas nodulosas.
- TRAMO 3.- 8 m. de Margas y margocalizas.
- TRAMO 4.- 6 - 7 m. de Dolomías.
- TRAMO 5.- Falta.
- TRAMO 6.- 7 m. margas verdes de "Facies Utrillas". En el contacto con el tramo anterior hay pisolitos ferruginosos.
- TRAMO 7.- 20-30m. Dolomías arenosas ocres.
- TRAMO 8.- 8-10 m. Dolomías textura fina
- TRAMO 9.- 5 - 10 m. Dolomías grises.

Los tramos 1, 2, 3 y 4 son concordantes entre sí. El tramo 6 es discordante respecto a los anteriores, y sobre él se sitúan el resto de los tramos (7, 8 y 9), que son concordantes entre sí y respecto al 6.

Comparando estas potencias con las de Navalpe
ral se observa una fuerte disminución, siempre de Este a
Oeste, esto es en dirección a la Meseta (borde de la cuen-
ca sedimentaria).

Posteriormente en el apartado de correlaciones
se insistirá de nuevo sobre el hecho de la fuerte reducción
de potencias hacia el W, que además se muestra gráficamente
en la fig: 46 de dicho apartado.

C-4.- Fósiles y edad.

TRAMO 1.- Dolomías. Azoico.

TRAMO 2.- Calizas nodulosas con abundante fauna de Ammonites.

Se ha hecho un corte seriado que de muro a te-
cho ha suministrado:

En la base numerosas formas inclasificables
del grupo Divisosphinctes.

Encima:

Euaspidoceras s.p.

Ochetoceras marantianus (ORBIGNY).

Taramelliceras flexuosus pinguis (QU.)

Taramelliceras sarasini LORIOI

Taramelliceras flexuosus auritus (QU.)

Taramelliceras pictus costatus (QU.)

Hacia el techo de las calizas nodulosas apare-
cen:

Perisphinctes (Orthosphinctes) tiziani (ORPEL)

Lithacoceras (Progeronia) pseudopolyplocoides GEYER

Glochiceras (Lingulaticeras) lingulatus (QU.)

Glochiceras (Orthosphinctes) tiziani (OPPEL)

En este corte de las calizas nodulosas está representado el OXFORDENSE superior, (Zona de bimammatum). La fauna encontrada hacia el techo marca ya la transición al KIMMERIDGENSE basal.

TRAMO 3.- En el subtramo 3-A, la asociación de Ammonites encontrada es:

Lithoceras s.p.

Sutneria platynota (REINECKE)

Sowerbyceras silenus (FONTANNES).

Ataxioceras s.p.

Ataxioceras polyplocus breviceps (QU.)

Ataxioceras (Parataxioceras) cf. schneidi GEYER

Ataxioceras (Parataxioceras) s.p.

Haploceras tenuifalcatus (NEUMAYR)

Phylloceras s.p.

Esta asociación pone de manifiesto la existencia del KIMMERIDGENSE inferior (zona de platynota)

En los dos subtramos restantes no se han encontrado Ammonites, pero aparece la siguiente microfauna:

Subtramo 3-B:

Globochaetes, Ostrácodos, Radiolarios, y secciones de Equinodermos.

Subtramo 3-C:

Foraminíferos indeterminables, Ostrácodos, Radiolarios, y "filamentos" y espículas de esponjas.

TRAMO 4.- Dolomías. Aparecen "fantasmas" de estructuras orgánicas.

Son equivalentes a las del tramo 5 de la serie de Navalperal y deben, por tanto, corresponder al KIMMERIDGENSE.

TRAMO 5.- Calizas.

En lámina delgada presentan únicamente secciones de Gasterópodos y Caráceas.

Este tramo, por su posición estratigráfica, puesto que su microfauna no tiene valor cronoestratigráfico, puede equivaler al tramo 7 y/o 8 de la serie de Navalperal o a las calizas de caráceas y "Munieria bacónica", del tramo 5 de la de Peñalta y representar el PORTLANDENSE - ¿NEOCOMIENSE?

TRAMO 6.- Margas y arenas, de "Facies Utrillas" que en el Collado de los Corazones han suministrado algunos moldes de Lamelibranchios, inclasificables.

TRAMO 7.- Dolomías arenosas ocreas. En la base presentan grandes Orbitolinas. Representan el GENOMANENSE como en la serie de Navalperal.

TRAMO 8 y 9.- Dolomías. Azoicos. Deben de comprender el resto del GENOMANENSE y el TURONENSE por su posición en la serie.

TRAMO 10.- Calizas micríticas que en lámina delgada han suministrado Nummuloculina y Miliolidos. Por su posición y similitud de facies con las de Navalperal deben de corresponder al SENONENSE.

C-5.- Resumen.

En la serie de Segura de la Sierra aparecen representados materiales desde el Lías + ¿Dogger? al Senonense. El Oxfordense superior y Kimmeridgense inferior presentan iguales características que las descritas en la serie tipo. Falta todo el Cretácico inferior de "facies marina", de modo que la "facies de Utrillas" descansa directamente sobre dolomías y en algunos puntos sobre calizas que deben comprender con seguridad desde el Kimmeridgense medio al Portlandense. Existe por tanto una discordancia angular y erosiva entre los materiales de "Facies Utrillas" y los más antiguos. La discordancia a escala local, parece una concordancia, pues no hay variaciones sensibles de buzamiento entre los materiales situados por debajo y por encima de la superficie de discordancia. (LOPEZ GARRIDO 1971).

El Cretácico superior es de facies análoga a la de la serie tipo.

La Serie de Segura de la Sierra, según las características estratigráficas mencionadas es equivalente a la de Peñalta. Geográficamente además ocupa una posición análoga; ambas se sitúan al W. de la de Navalperal (fig: 23).

Respecto a la serie tipo el hecho que más llama la atención es la enorme reducción de potencias observadas en los distintos tramos. Esta disminución se acentúa progresivamente hacia el W.

La distancia entre Navalperal y Segura de la Sierra es de 6 kms. En Navalperal el Malm tiene una potencia total de 250 m. mientras que en Segura de la Sierra tiene aproximadamente 100 m. en el lugar donde se ha levantado la serie

y menos de 20 m. el corte de la Carretera de Orcera a Segura de la Sierra, situado al W. del anterior.

El Cretácico inferior únicamente está representado por los 30 - 40 m. de arenas de "Facies Utrillas", que hacia el W. pasan a ser 10 - 15 m.

El Cretácico superior, en la ladera E. del Cerro de Goutar alcanza los 120 m. como máximo mientras que en la ladera W. del mismo cerro es ya sólo de 20 - 30 m. En cambio en Navalperal la potencia del Cretácico superior alcanza los 200 m.

En definitiva un hecho queda claro, el progresivo acuífamiento hacia el W. de los distintos tramos. (Ver apartado de Correlaciones).

IV-5 NEOGENO

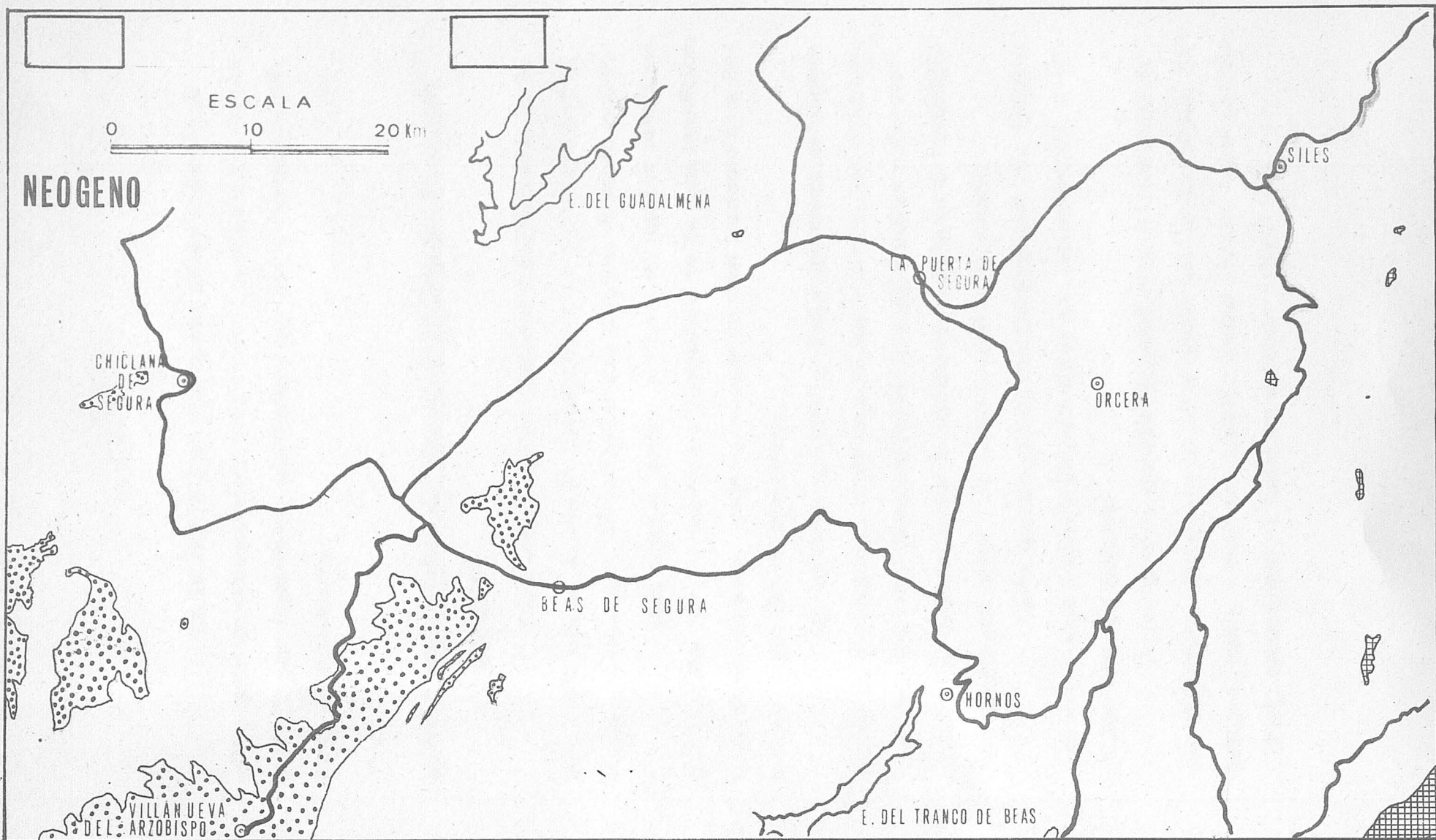
Los materiales neógenos están poco representados dentro de los límites de la región estudiada. Sus afloramientos aparecen muy localizados en el espacio y son, además, de edad muy similar.

El mayor afloramiento lo constituye la terminación oriental de la Depresión del Guadalquivir, cuyo relleno, en este sector, corresponde a materiales de edad miocénica.

El resto de los afloramientos se localizan de una forma dispersa, generalmente en el núcleo de los sinclinales, en el interior de la Zona Prebética. En estos afloramientos los materiales son también del Mioceno y ocupan los relieves más altos de la región. Precisamente, la situación tan elevada de estos afloramientos miocénicos de facies marina, constituye un dato de especial interés para el conocimiento de la evolución tectónica reciente; en el Capítulo correspondiente (VI-4-2-4) se tratará de esta cuestión.

Dentro de la región investigada no afloran materiales del Nummulítico, hecho que considero significativo ya que inmediatamente al Sur, en la región de Pontones-Santiago de la Espada, dichos materiales han sido reconocidos (DABRID, 1970). En el capítulo de Paleogeografía se abordará esta cuestión.

Tampoco afloran términos del Plioceno, bien por no haberse depositado, bien por haber sido erosionados totalmente.



En la fig: 43, se representa la distribución de ambos tipos de afloramientos miocénicos. A continuación se estudiarán por separado las características lito y bioestratigráficas de los mismos.

IV-5-1.- Afloramientos del Mioceno en el interior de la Zona Prebética.

Estos afloramientos aparecen exclusivamente en la parte oriental de la región investigada y se encuentran localizados, generalmente, en las cotas mas elevadas de dicha región.

Casi siempre ocupan el núcleo de amplios sinclinales formados por los materiales mesozoicos de la Zona Prebética. Reposan directamente sobre materiales de edad Cenomanense o Senonense según los afloramientos.

El contacto inferior en todos los casos es discordante. La discordancia es de tipo angular, aunque las diferencias de buzamiento entre los materiales del Mioceno y los del Cretáceo infrayacentes son relativamente pequeñas. A escala local, en algunos cortes, el contacto parece acordante.

Tanto los materiales del Mioceno como los infrayacentes han sido plegados conjuntamente con posterioridad al depósito del mas moderno.

De Norte a Sur los afloramientos se localizan en las siguientes elevaciones y cotas: Calar del Mundo (1460), Calarejos (1400), Navalperal (1640), Espino (1700), Calar de Cobos (1700), Aroca (1540) y Calar de Marchena (1700).

IV-5-1-1.- Litoestratigrafía

Los materiales que integran los diversos afloramientos varían un tanto de unos a otros, de modo que a partir de las observaciones parciales obtenidas en cada afloramiento, se ha levantado una serie general, válida únicamente para este sector de la Zona Prebética, que será descrita posteriormente. A pesar de las variaciones aludidas existe indudablemente un conjunto de características que confiere a este terreno unos rasgos bastante unitarios que permiten reconocerlo fácilmente en el paisaje. Tales son la litofacies parecida, rica en carbonatos, la coloración blanco amarillenta de los materiales, la posición topográfica que ocupan, etc.

Según las características litológicas de los afloramientos se pueden considerar tres grupos.

1º) En el Calar del Mundo, Calarejos, Navalperal, Espino y Calar de Cobos los materiales miocénicos están integrados por:

- a) En la base, y directamente sobre los materiales cretácicos prebéticos, aparece un conglomerado esencialmente de cantos de cuarcita, en los que se observan unas marcas, bien redondeados y matriz arcillosa roja. A veces, hay cantos calizos que nunca llegan a ser mayoritarios sobre los de cuarcita.
- b) Encima del conglomerado aparecen areniscas calcáreas bioclásticas de color blanco grisáceo en superficie y gris amarillento en corte fresco. En la base de las areniscas se encuentran, a veces, cantos de cuarcita seme-

jantes a los anteriormente citados.

En algunos afloramientos se ha observado en el seno de las areniscas estratificación cruzada.

En los primeros afloramientos (Calar del Mundo y Calarejos) sólo se ha observado el conglomerado suelto de arcillas y cantos de cuarcita. En los otros tres (Navalperal, Espino y Calar de Cobos) aparecen los términos superiores. El hecho es significativo por coincidir estos últimos con los de mayor altitud y los dos primeros con los más bajos topográficamente.

2º) En el afloramiento de Aroca la litología es bastante diferente a la de los afloramientos anteriormente descritos:

- a) Sobre las dolomías del Cenomanense, discordantemente, aparecen calizas organógenas de color blanco.
- b) En concordancia con las anteriores y encima de ellas se encuentran limos blanco-amarillentos, que incluyen algunos nódulos ferruginosos.

3º) En el Calar de Marchena la sucesión es la siguiente:

- a) Sobre el Cretácico superior calcáreo y en discordancia se encuentran unas calizas bioclásticas blancas similares a las del afloramiento de Aroca.
- b) Directamente sobre las calizas aparece el conglomerado de cantos de cuarcita y matriz arcillosa similar al de los afloramientos del grupo 1.
- c) Encima, areniscas calcáreas bioclásticas que son también semejantes a las de los afloramientos del grupo 1.

Faltan, por tanto, en este afloramiento, los limos blanco-amarillentos que deberían de superponerse a las calizas bioclásticas, y los cuales sólo afloran en Aroca.

De las anteriores observaciones parciales se puede obtener la siguiente serie general para el Mioceno de la Zona Prebética, en el sector estudiado.

De muro a techo la sucesión es:

TRAMO 1.- Calizas bioclásticas.

Potencia aproximada 5 m.

El porcentaje en carbonatos varía entre el 87% y el 100%.

La textura es de Bioesparrudita ó Biointraesparrudita.

TRAMO 2.- Limos blanco-amarillentos. Es un nivel que sólo aparece en Aroca y puede faltar en el Calar de Marchena por erosión.

Potencia mínima 2 m.

TRAMO 3.- Conglomerado de cantos principalmente cuarcíticos y matriz arcillosa.

Potencia variable

Es frecuente encontrar los cantos de cuarcita sueltos en el seno de la matriz arcillosa. La forma de los cantos es por lo general ovoidal ó aplanada. El diámetro mayor varía entre unos pocos cms., (1 ó 2 cms.) hasta 12 ó 15 cms., en los de mayor tamaño. Presentan siempre un buen redondeamiento. En la superficie de los cantos normalmente se observan unas marcas de forma semicircular ó circular. Según comunicación

oral de SANCHEZ DE LA TORRE, se trata de marcas dejadas por líquenes aéreos, que indicarían escasa velocidad en el depósito, posiblemente en un medio fluvial ó costero

TRAMO 4.- Areniscas calcáreas bioclásticas.

La potencia de este tramo varía de unos afloramientos a otros. En Navalperal es de unos pocos mts., en el Espino de 5 mts., en el Calar de Cobos de 60 a 70 mts., y finalmente en el Calar de Marchena de 80 a 100 mts.

En general este tramo se sitúa sobre los 1700 mts. de altitud. Las diferencias de potencia podrían explicarse por erosión.

El contenido en carbonatos oscila entre el 60% y el 80%.

El resto es en todos casos una matriz detrítica compuesta en su mayor parte por cuarzo.

El cemento es de esparita, con abundantes fósiles.

Hay que resaltar un fenómeno importante; el carácter discordante de los tramos 3 y 4 de la serie anterior. La discordancia viene marcada por el tramo 3 de conglomerados.

Como se deduce de las observaciones realizadas en los distintos afloramientos, dichos tramos aparecen en los afloramientos más septentrionales directamente sobre los materiales cretácicos prebélicos. Faltan, por tanto, los tramos 1 y 2 inferiores en la serie general.

Las calizas y limos de los tramos 1 y 2, únicamente aparecen en los afloramientos más meridionales, Aroca y Ca-

lar de Marchena, y, en éste último, sobre las calizas bioclásticas basales (tramo 1) vienen el conglomerado y las areniscas calcáreas, (tramos 3 y 4), de modo que faltan los limos del tramo 2. Este hecho se interpreta como una discordancia angular y erosiva entre los tramos 2 y 3.

En todos los afloramientos existen unas características comunes, cuales son la similitud litológica de los niveles marinos y no marinos y de facies en los términos marinos, así como la posición topográfica equivalente que ocupan. Tales hechos revelan que los materiales del Mioceno se depositaron en un área, de la Zona Prebética, mayor que la representada por los actuales afloramientos. Posteriormente, este área fué roñada en su mayor parte, y quedan sólo los pequeños retazos que actualmente aparecen.

La diferencia de cotas actual entre los niveles inferiores de los distintos afloramientos indican claramente que la región ha sido deformada después del depósito de estos materiales, como se verá en el Capítulo de Geología Estructural. (VI-4-2-4).

IV-5-1-2.- Bioestratigrafía

En una nota precedente (GONZALEZ-DONOSO y LOPEZ-GARRIDO, 1970 a) se dió a conocer la microfauna presente en los distintos tramos, así como la posible edad de los materiales miocénicos que nos ocupan. A continuación se cita la microfauna mas representativa de cada tramo. En el artículo anteriormente citado se puede encontrar la relación, muestra por muestra, de toda la microfauna hallada. Al final, una vez correla-

cionados estos materiales con los del Mioceno de la Depresión del Guadalquivir, se harán las consideraciones sobre su edad.

TRAMO 1.- Calizas bioclásticas. (Se prescinde, al igual que en los demás tramos, de repetir las características litológicas; color, potencia, etc., para las que se remite al apartado IV-5-1-1).

Presentan una microfauna abundante, aunque muy similar en todas las muestras estudiadas.

Afloramiento al Sur de Aroca.- En las calizas bioclásticas se han tomado varias muestras, todas ellas con una fauna muy semejante: Algas coralináceas, Foraminíferos (Ammonia?, Heterostegina, Elphidium, Amphistegina) Briozoos, fragmentos de Lamelibrancuios y de Equinodermos. En la muestra más superior además de la microfauna anterior aparecen Foraminíferos (formas arenáceas, Operculina, Sphaerogypsina y Globigerina).

Afloramiento de Marchena.- En todas las muestras estudiadas se ha encontrado la misma asociación faunística que en el afloramiento anterior.

TRAMO 2.- Limos

Se han levigado varias muestras. Todas han resultado azoicas.

TRAMO 3.- Conglomerado poco cementado, de cantos de cuarcita, con marcas, y arcillas.

Azoico en todos los afloramientos.

TRAMO 4.- Areniscas calcáreas bioclásticas.

En general las asociaciones faunísticas son bastante semejantes en todos los afloramientos.

Afloramiento del Espino.- Algas coralináceas, Amphistegina, otros Foraminíferos indeterminables y Briozoos.

Afloramiento del Calar de Cobos.- En la base la asociación faunística es: Foraminíferos (formas arenáceas, Nodosariidae, Rotaliidae, Amphistegina), secciones de tubos de Anélidos, fragmentos de Lamelibranquios y placas de Equinidos.

Hacia el techo la microfauna presente es muy constante y caracterizada por la siguiente asociación: Algas Coralináceas, Foraminíferos (además de formas indeterminables Elphidium, Heterostegina y Globigerina) Briozoos, secciones de tubos de Anélidos y fragmentos de Lamelibranquios.

Afloramiento del Calar de Marchena.- En las areniscas calcáreas se han encontrado algunas Ostras.

En los niveles inferiores la asociación faunística es la siguiente: Algas coralináceas, Foraminíferos (Discorbidae, Heterostegina y Amphistegina) Briozoos, fragmentos de Lamelibranquios y placas de Equinidos.

En los niveles superiores, en adición a la microfauna anterior, aparecen Globigerina y secciones atribuibles a Dentalium ó bien, a tubos de Anélidos.

De la exposición de las asociaciones faunísticas presentes en los distintos tramos conviene resaltar un hecho; la fauna encontrada por encima y por debajo de la discordancia (tramos 4 y 1, respectivamente) es prácticamente la misma. Se trata por tanto de una discordancia desarrollada durante el depósito de los materiales miocénicos, y sólo un tiempo relativamente muy breve debió transcurrir entre el depósito de las últimas capas del muro y las primeras del techo de dicha discordancia. La edad de la misma se precisará más adelante, una vez analizados los datos bioestratigráficos del conjunto de los materiales miocénicos de la región.

IV-5-2.- Mioceno de la Depresión del Guadalquivir.-

En el área estudiada aparecen los afloramientos más orientales de la Depresión del Guadalquivir que, en su mayor parte, están constituidos por materiales del Tortonense.

Fuera de los límites del área estudiada pueden estar representados, dentro de los materiales de relleno de la Depresión del Guadalquivir, términos con edades tanto inferior como superior al Tortonense.

En una nota anterior (LOPEZ-GARRIDO, 1969) fué establecida la serie litoestratigráfica miocénica para este sector. Recientemente GONZALEZ-DONOSO y LOPEZ-GARRIDO (1970 b) a partir del estudio de los Foraminíferos, especialmente planctónicos, atribuyen parte de los materiales miocénicos al Tortonense.

IV-5-2-1.- Litoestratigrafía y Bioestratigrafía

De abajo a arriba la sucesión estratigráfica es la siguiente:

TRAMO 1.- Calizas bioclásticas que localmente presentan en la base limos de color amarillento muy intenso. En el contacto entre los limos y las calizas aparece un nivel con abundantes Ostreidos.

En lámina delgada las calizas presentan una textura de Intrabioesparitas, Bioesparitas ó Esparitas con fósiles.

El contenido en Carbonatos varía entre el 70% y el 85%.

La asociación faunística es la siguiente: Algas coralináceas, Foraminíferos, (además de formas indeterminables Heterostegina, Operculina, Amphistegina, Elphydium) fragmentos de Balanus, de Lamelibranchios y Equinidos (radiolas) y Briozoos. Esta asociación es muy semejante a la encontrada en los niveles fosilíferos del Mioceno del interior de la Zona Prebética.

TRAMO 2.- Margas y limos blancos con alguna pasada de areniscas calcáreas bioclásticas.

En lámina delgada las areniscas calcáreas han suministrado poca fauna: Globigerinas y otros Foraminíferos indeterminables.

En cambio, en las margas la microfauna, aunque no muy numerosa en especies, permite obtener conclusiones sobre la edad de los materiales en cuestión.

La asociación de Foraminíferos planctónicos, aislados de las muestras de margas, es la siguiente:

Globigerina bulloides D'ORBIGNY, Globigerina venezuelana HEDBERG . Globorotalia (Turborotalia) continua BLOW. Globorotalia (Turborotalia) obesa BOLLII, Globorotalia menardii (D'ORBIGNY), Globorotalia miozea FINLAY.

El valor cronoestratigráfico de esta asociación ha sido discutido en la nota antes citada (GONZALEZ-DONOSO y LOPEZ-GARRIDO, 1970 b).

Es difícil precisar entre qué zonas faunísticas se encuentra comprendida la anterior asociación, ya que la extensión vertical asignada a cada especie, por los diferentes autores consultados, es distinta. No obstante se puede asegurar que dicha asociación faunística está incluida en el intervalo bioestratigráfico abarcado por el estratotipo del TORTONENSE.

En resumen, las margas blancas del TRAMO 2 comprenden gran parte del Mioceno Medio (TORTONENSE).

En la región investigada, el conjunto de los materiales miocénicos pertenecientes a la Depresión del Guadalquivir, alcanza una potencia de unos 100 m. Los niveles más superiores de las margas blancas se sitúan próximos a la cota de 850 m.

Fuera de dicha región los mismos materiales alcanzan mayor potencia. Así, en el borde SW. de la región, en Izatorraf (cota 1.050 m.) existen 200 m. de margas blancas y areniscas, superiores a los últimos niveles de idéntica litología que afloran en la región objeto de este estudio. Por tanto es posible que fuera de dicha región, y dentro de las mismas mar-

gas blancas, puedan aparecer términos de edad superior al TORTONENSE.

IV-5-3.- Edad y correlaciones

En dos de las notas citadas (GONZALEZ-DONOSO y LOPEZ-GARRIDO 1970 a y b) se discutía la edad de los materiales miocénicos que afloran en la región.

En la primera de ellas, referente a los afloramientos situados en el interior de la Zona Prebética (sector de Orcera), la falta de Foraminíferos planctónicos impedía precisar la edad de los materiales miocénicos. Sin embargo por la presencia de posibles Ammonia, la ausencia en todas las muestras estudiadas de Lepidocyclinidae y Miogypsinidae (muy abundantes en el Mioceno inferior) y la similitud de la microfacies con la del Mioceno medio de otros sectores de las Cordilleras Béticas, eran atribuidos los materiales en cuestión a dicha edad.

En la segunda nota se estudian los materiales miocénicos de la Depresión del Guadalquivir. La presencia de foraminíferos planctónicos en las margas blancas permitió asegurar que en las mismas está representado el Mioceno medio (TORTONENSE).

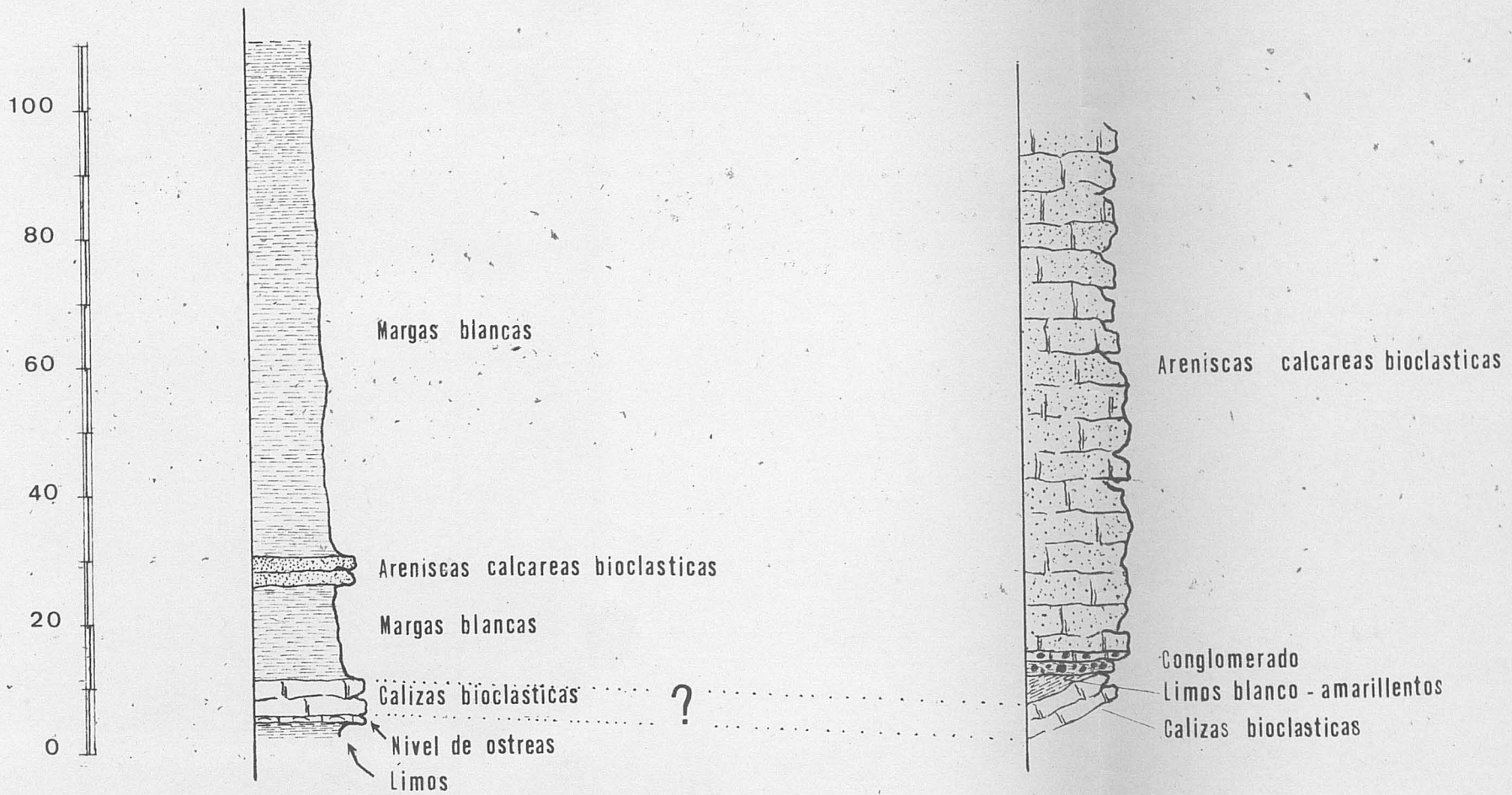
Un intento de correlación entre los materiales miocénicos de la región estudiada es el que se representa en la fig: 44.

Las calizas bioclásticas del Tramo 1 de la Depresión del Guadalquivir pueden correlacionarse por lito y biofacies con las calizas bioclásticas basales de los afloramientos

474

DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

INTERIOR ZONA PREBETICA



tos en el interior de la Zona Prebética (Aroca y Calar de Marchena). Algunos argumentos parecen apoyar la correlación. Tales son la similitud de las asociaciones faunísticas acompañadas, además, por unas características texturales equivalentes.

Por su posición estratigráfica, las margas blancas, que en la Depresión del Guadalquivir contienen fauna del Tortonense, pueden corresponderse, en parte, con los limos blanco-amarillentos de Aroca.

Los demás materiales (conglomerados y areniscas calcáreas bioclásticas) de los afloramientos del interior de la Zona Prebética podrían equivaler al resto de las margas blancas con algunos bancos de areniscas calcáreas bioclásticas de la Depresión del Guadalquivir, que afloran al Sur de la Carretera de Castellar de Santiesteban a Sorihuela del Guadalimar y en los afloramientos miocénicos situados al W. de Beas de Segura. (Ver cartografía).

De este modo, la discordancia observada en el sector de Orcera (Zona Prebética) se puede datar como intratortonense y sería similar a la observada en otros sectores de las Cordilleras Béticas. (Montefrío, La Zagra, Cuevas de San Marcos, VERA y GONZALEZ-DONOSO (1964); Depresión de Granada, GONZALEZ-DONOSO y VERA (1965) y GONZALEZ-DONOSO (1968); Minateda, Sierra de la Pedreta, Casa de los Sotos cerca del km. 22 de la Carretera de Hellín a Jumilla y en Peñas Blancas al E. de Ontur, FOURCADE (1970)).

El número de observaciones realizadas en la región estudiada es limitado dados los escasos afloramientos de Mioceno y las características de los mismos que en ningún caso muestran una sucesión completa de los materiales miocénicos.

En el límite Sur de la región que se ha investigado es donde únicamente aparecen las calizas bioclásticas de la base de la serie. Hacia el Norte sólo se encuentran conglomerados y areniscas calcáreas, estas últimas erosionadas en algunos afloramientos.

Estos hechos impiden conocer con exactitud el número de términos que existen por debajo y por encima de la discordancia. Como parece deducirse de las observaciones realizadas hasta el momento por mi compañero C. J. DABRIO, en el sector de Pontones-Santiago de la Espada, situado inmediatamente al Sur, la serie miocena es bastante más completa en términos, tanto por debajo como por encima de la discordancia.

Una vez establecida con precisión la cronoestratigrafía de este sector se podrá contar con datos suficientes para una interpretación coherente del conjunto de los materiales miocénicos. Entonces será el momento de comprobar si las correlaciones que, con los datos actuales, se han establecido en este capítulo, son totalmente ciertas o bien es preciso reinterpretarlas a la luz de los nuevos datos.

IV-6.- CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios tienen una repartición muy irregular dentro de los límites del área investigada.

Se pueden considerar varios tipos de materiales según la génesis de los mismos.

- Coluviones.
- Aluviones.
- Travertinos.
- Otros materiales.

IV-6-1.- Coluviones.

Los depósitos coluviales están formados a partir de la erosión de los materiales de los relieves circundantes. El tamaño de los cantos varía desde el tamaño arena hasta el de grandes bloques. La forma, por lo general, es extremadamente angulosa. La matriz suele ser arcillosa.

Morfológicamente los coluviones aparecen asociados a dos tipos de afloramientos:

- Conos de deyección
- Pie de Monte

Los primeros se localizan en el sector más montañoso, en las laderas de los escarpes formados por los materiales mesozoicos de la Zona Prebética.

Aparecen más desarrollados al SE. de la región, que corresponde a la parte de relieve más abrupto. Buenos ejemplos de conos de deyección se observan en las laderas del Calar de Cobos y del Calar de Marchena. La superficie de los conos es muy inclinada. De las varias medidas efectuadas se deduce que el buzamiento original es de 25 a 30°.

Los segundos tienen una repartición más general dentro de la región estudiada. Se presentan tanto cementados como constituidos por cantos más o menos sueltos.

IV-6-2.- Aluviones.

Se pueden distinguir dos tipos de materiales Aluviales:

- Aluviones antiguos.
- Aluviones recientes.

IV-6-2-1.- Aluviones antiguos.

Están constituidos por cantos bien redondeados de diversa naturaleza que son cementados por limos rojos procedentes de la erosión de los materiales triásicos-rojos.

Estos depósitos aparecen, casi exclusivamente, en relación con el cauce del río Guadalimar. Este río discurre por un valle bastante amplio, excavado en materiales triásicos.

Se presentan en terrazas fluviales antiguas que normalmente se sitúan 2 ó 3 m. por encima del cauce actual del río.

Estas terrazas morfológicamente presentan una inclinación general hacia el cauce actual y muestran gran extensión. El valor del ángulo de inclinación varía, según los casos, entre $1^{\circ} 30'$ y 3° . Estos hechos unidos al escaso espesor de los materiales y a la litología de los mismos, en la que se observa que la procedencia puede ser lateral, sugieren que se trate, en su mayor parte de glaciais.

Los glaciais se originarían en épocas de fuertes arroyadas con aguas sin cauce fijo y en regiones donde se estaría muy cerca del equilibrio erosión-sedimentación.

En cuanto a la edad de las terrazas y glaciais no se cuenta con ningún argumento. Indudablemente se han formado antes que las terrazas actuales y después del Mioceno. No obstante, por los datos regionales se puede dar como lo más verosímil que su formación tuvo lugar dentro del Cuaternario.

IV-6-2-2.- Aluviones recientes.

Los depósitos aluviales aparecen ligados a los cursos actuales de agua. Los más importantes se localizan en los ríos Guadalimar, Guadalmena y en los alrededores del Embalse del Tranco de Beas. Con menor desarrollo en los ríos Segura y Madera y demás afluentes de la red hidrográfica de la región.

En la mayoría de los casos se trata de gravas, arenas, limos, etc., compuestos por materiales de diversa naturaleza, según los materiales que erosionan a su paso.

Los cantos en todos los casos aparecen bien redondeados con formas que tienden a ser esféricas ú ovoidales.

IV-6-3.- Eluviales.

Estos materiales aparecen muy dispersos en la región estudiada. En la mayoría de los casos se trata de derrubios erosionados de los materiales in situ, que en ningún caso llegan a ocultar el substratum.

IV-6-4.- Travertinos.

Tampoco tienen mucha importancia los depósitos de este tipo dentro del área estudiada. El más importante y representativo es el de la Toba, donde se situa la cortijada del mismo nombre, en las proximidades de Casicas del Río Segura (margen derecha del río).

Este travertino se encuentra ligado a una importante surgencia de agua situada al pie del Calar de Marchena.

IV-6-5.- Otros materiales.

En algunos casos no ha sido posible establecer la génesis de los materiales cuaternarios, en general por no reunir buenas condiciones de observación, al coincidir con áreas cultivadas. En tales casos se han cartografiado conjuntamente como materiales cuaternarios indiferenciados.

En el estudio de las tectónicas se pueden distinguir
dos tipos de tectónicas: las tectónicas de placas y las
tectónicas de fallas. Las tectónicas de placas se refieren
a los grandes bloques de la corteza terrestre que se
mueven entre sí a lo largo de las fallas transformantes.
Las tectónicas de fallas se refieren a las fallas que
se forman en la corteza terrestre y que permiten el
desplazamiento de bloques de roca.

Las tectónicas de placas se refieren a los grandes bloques
de la corteza terrestre que se mueven entre sí a lo largo
de las fallas transformantes. Las tectónicas de fallas
se refieren a las fallas que se forman en la corteza
terrestre y que permiten el desplazamiento de bloques
de roca. TECTONICA
con ligeros movimientos, las tectónicas de fallas están
relacionadas con las tectónicas de placas, pero se refieren
al estudio de las fallas.

En los grandes bloques de la corteza terrestre se
pueden distinguir dos tipos de tectónicas:

- Unidad 4 Paleozoica de la Meseta.
- Substrato.
- Depresión del Guadalupe.

A su vez, en algunos de estos grandes dominios se harán las subdivisiones según las diferentes características estructurales.

A) ICR.B.

El Paleozoico de la Meseta, fue pliegado por la orogénesis de Cazorla. El estudio de la estructura resultante en dicha orogénesis con fuerza en los objetivos del presente trabajo.

V-1.- UNIDADES

En el estudio del territorio, las características relativas al comportamiento de los bloques se indican durante la siguiente

En la región investigada se pueden distinguir diversas unidades que han tenido un comportamiento tectónico distinto. Cada una de ellas presenta unas características estructurales, en general, bastante diferentes de las de las otras unidades y, también, unas características estratigráficas asimismo diferentes.

Como ya se indicó en el apartado IV-I-I del capítulo de Estratigrafía, la relación existente entre los aspectos estratigráficos y tectónicos es tan estrecha que, con ligeras variaciones, las unidades estratigráficas coinciden con las estructurales, como se mostraba en el cuadro de equivalencias.

En una primera división en grandes dominios estructurales se pueden distinguir:

- Zocalo ó Paleozoico de la Meseta.

- Cobertera.

- Depresión del Guadalquivir.

A su vez, en alguno de estos grandes dominios se harán más subdivisiones según las diferentes características estructurales.

A) ZOCALO.

El Paleozoico de la Meseta, fué plegado por la orogénia Herciniana. El estudio de la estructura resultante de dicha orogénia cae fuera de los objetivos del presente trabajo.

Por el contrario, las cuestiones relativas al comportamiento que haya tenido el zócalo durante la sedimentación de los diferentes materiales que integran la cobertera, así como a su posible participación en la orogénia alpina, serán planteados especialmente en el apartado de relaciones zócalo-cobertera (V-5-2).

B) COBERTERA.

En la cobertera, los efectos del plegamiento alpino son diferentes según los puntos. En unos casos esta cobertera ha mantenido su disposición tabular y prácticamente no ha participado en el plegamiento; en otros casos, la cobertera ha sido muy fracturada, principalmente con desarrollo de una tectónica de escamas; y finalmente otra parte de la cobertera será afectada por pliegues, en general, suaves.

Según el tipo y grado de deformación que la cobertera presente como consecuencia de la orogénesis se distinguen varias zonas y unidades en la misma: (fig: 49)

- 1) Cobertera Tabular.— Se trata de la cobertera mesozoica constituida esencialmente por materiales triásicos ("Formación de Chiclana de Segura") y Jurásicos, poco o nada plegada. Es el caso del sector situado entre Chiclana de Segura y Genave, en el borde SE de la Meseta.
- 2) Zona Prebética.— Integrada por una cobertera mesozóica-terciaria, plegada y fracturada.

Se pueden distinguir dos regiones según el tipo de estructuras dominante en cada una de ellas.

- a) Región de Escamas.— Comprende las unidades estratigráficas de Beas de Segura y de la Sierra de Gazorla. El estilo general viene caracterizado por un empilamiento de escamas producido como consecuencia de gran número de fallas inversas de vergencia hacia el W.

En las escamas más occidentales quedan pellizcados materiales del Mioceno medio de la Depresión del Guadalquivir. Este hecho permite asegurar la existencia de una importante etapa de deformaciones producida durante y/o posteriormente al Mioceno medio.

- b) Región plegada.— Desde el punto de vista estratigráfico corresponde a la "Forma-

ción de Hornos-Siles", a la Unidad de la Sierra de Segura y al Mioceno del interior de la zona Prebética.

Hacia el E., el efecto del plegamiento se amortigua y se pasa a una estructura en pliegues cada vez más suaves. Los más cercanos a la región de escamas son más apretados y presentan, igualmente, vergencias hacia el W.

En el núcleo de los sinclinales quedan, a veces, materiales que son también del Mioceno medio.

C) DEPRESION DEL GUADALQUIVIR.-

En conjunto, esta unidad ha quedado definitivamente individualizada con posterioridad al plegamiento. En su borde más oriental, sin embargo, se dejan sentir las manifestaciones más recientes del mismo, como lo prueba el hecho de que parte de los materiales de la Depresión están afectados por la tectónica de escamas.

El contacto entre la región de escamas y la Depresión del Guadalquivir es por tanto un contacto mecánico, de modo que en conjunto los materiales mesozoicos del borde más externo de la Zona Prebética cabalgan a los materiales neógenos de la Depresión del Guadalquivir. (Fig: 49).

Leyenda Fig: 49

- A.- Zocalo Paleozoico. B.- Cobertera Tabular.
- C.- Formación de Hornos-Siles
- D.- Región de escamas Zona Prebética
- E.- Región Plegada
- F.- Neogeno

ESQUEMA TECTONICO

ESCALA

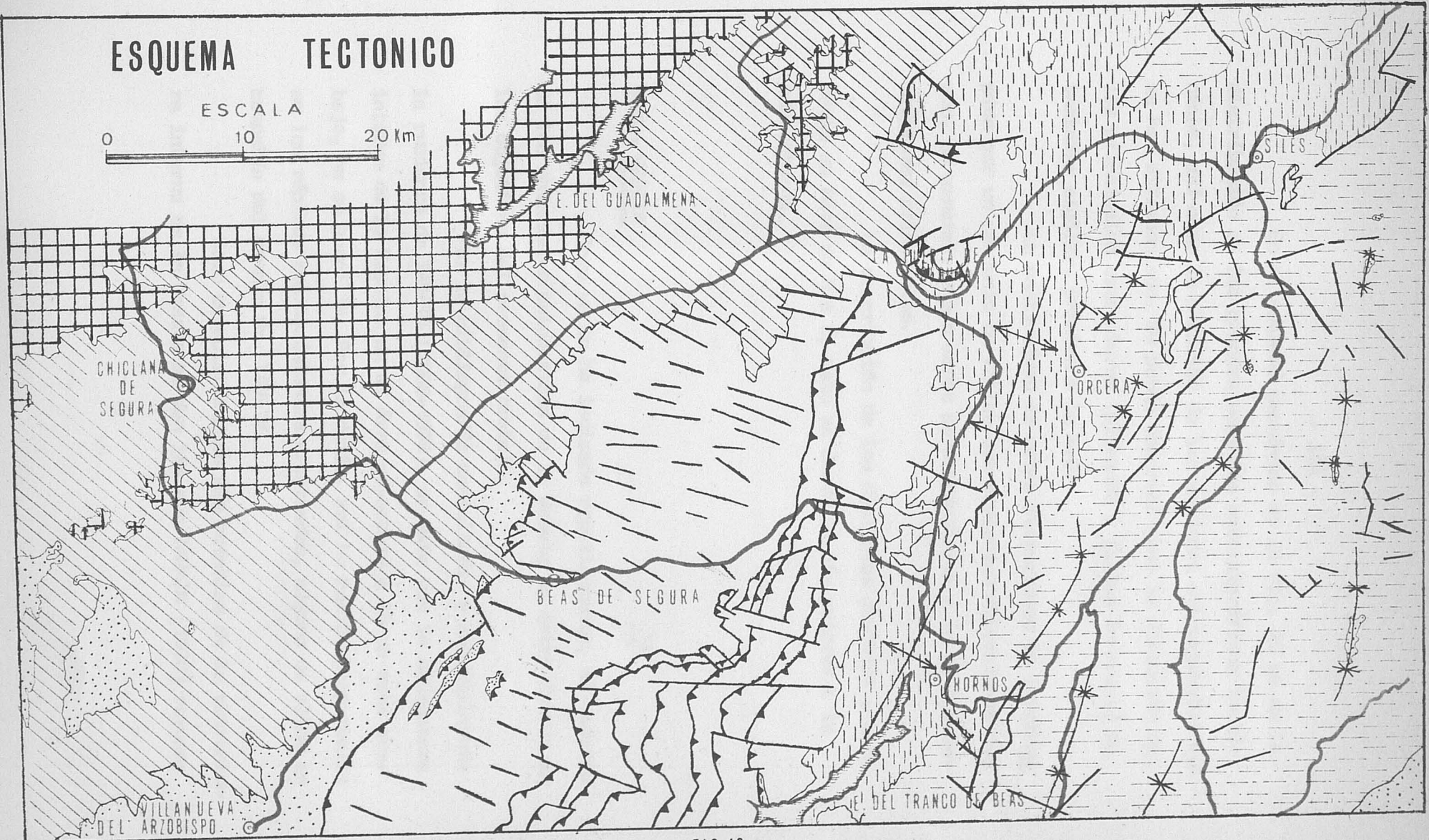
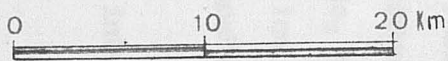
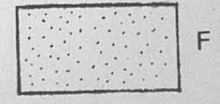
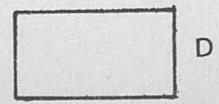
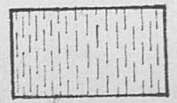
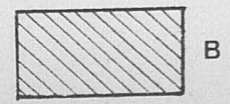
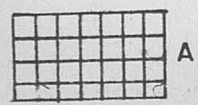


FIG. 49



En el esquema tectónico de la fig: 49 se da la distribución de los grandes dominios estratigráficos tectónicos, así como la posición de las unidades estructurales que se han diferenciado. Se puede observar como la dirección de las principales estructuras (pliegues y fallas inversas) es bastante similar, próxima a la N-S.

La continuidad de estas estructuras es interrumpida por un conjunto de fallas que presentan direcciones que son, en general, más o menos perpendiculares a la de las estructuras principales.

La descripción de los distintos dominios y unidades se hará de W a E, esto es desde la más externa a la más interna.

V-2.- MESETA

Como ya se ha indicado repetidamente, el estudio de los materiales pleozoicos de la Meseta no entra dentro de los objetivos del presente trabajo.

Por la bibliografía consultada, y especialmente la reciente de TAMAIN (1966-1970), se sabe que la estructura interna de la Meseta, en el área adyacente a la de este trabajo, no es sencilla. Por lo demás, así he podido comprobarlo en los rápidos reconocimientos efectuados, alguno de ellos en compañía del propio Sr. TAMAIN.

Como características más notables de la estructura interna de la Meseta se dan las que TAMAIN (1970) resume:

- El zócalo antiguo ante-alcudiense (pre-cámbrico) ha sido afectado por tectónica de grandes fallas en "tecla de piano", las cuáles han vuelto a actuar posteriormente. Estas fallas se agrupan en dos sistemas de direcciones:

ENE-WSW / N-S ($\pm 15^{\circ}$)

WNW-ESE / NE-SW.

- Los materiales paleozoicos están afectados por una tectónica tangencial como consecuencia de la cuál se desarrolla una estructura en escamas. Además, existen fallas verticales o subverticales. Algunas de ellas de dirección E-W, son anteriores a la tectónica de escamas. Sin embargo la mayoría de estas fallas son posteriores a la tectónica tangencial.

V-3.- COBERTERA TABULAR

Equivale estratigráficamente a la "Formación de Chiclana de Segura" más las calizas dolomíticas que se superponen a dicha formación.

Desde el punto de vista tectónico se caracteriza por los siguientes hechos:

- a) Posición horizontal o subhorizontal
- b) Aparece directamente sobre el Zócalo, mediante una discordancia angular y erosiva.

V-3-1.- Datos locales

La Cobertera Tabular constituye un gran afloramiento que ocupa el borde de los materiales paleozoicos de la Meseta. (fig. 49)

En la mayoría de los casos los estratos aparecen horizontales, directamente sobre los materiales paleozoicos fuertemente plegados. La inexistencia de pliegues en esa cobertera salta a la vista en la mayor parte de esta unidad. Ahora bien, he tratado de determinar si, en cambio, existía una estructura de fallas. Dada la gran monotonía litológica puede ocurrir que sin reconocimientos minuciosos pasen inadvertidas las fallas. De todos modos, el hecho de que a pesar de dichos reconocimientos apenas he encontrado indicios de tales accidentes, por lo menos sugiere que puede ya excluirse que existan fallas de salto notable.

Por lo general cuando se observa la sucesión completa, esto es la serie detrítica más las calizas dolomíticas que la coronan, todo el conjunto presenta una disposición tabular, si acaso con un buzamiento general del tramo de calizas dolomíticas de unos 5° , hacia el interior de la cuenca de sedimentación marina. Esto ocurre en la Sierrezuela (al W de Castellar de Santiesteban), Sierra Realona y Loma de las Beatas, y entre las cotas Matas (964) y Muela de Chiclana (988) en la Loma de Chiclana de Segura.

Sólo en algunos casos se han observado buzamientos mayores, pero siempre sin sobrepasar valores de

15° o 20°. Esto ocurre por ejemplo en la Loma de Chiclana de Segura, entre la Muela de Chiclana (988) y Sima (1.006). En los alrededores de Sima (1.006) se observan en las calizas dolomíticas buzamientos de unos pocos grados en sentidos opuestos, hacia el interior del afloramiento. Dicho de otro modo se esboza un ligero sinclinal. Hacia el muro de la serie el buzamiento aumenta ligeramente, alcanzando su máximo valor en los tramos detríticos más inferiores donde se han medido valores de 15-20°.

La dirección de esta estructura, ENE-WSW, es totalmente anómala respecto a las direcciones de las estructuras principales de la región que es NNE-SSW, (fig. 49).

Este hecho, junto con la poca significación de la estructura en sí, parece sugerir la idea de que más que una estructura debida a plegamiento sea simplemente la adaptación de la Cobertera Tabular a ligeras desnivelaciones, tal vez pequeñas fallas, en el zócalo, y por tanto tener una dirección distinta de las principales estructuras debidas al plegamiento.

Disposiciones semejantes a la aquí descrita han sido señaladas en la región de Alcaraz por LINARES-GIRELA y RODRIGUEZ-ESTRELLA (1971).

V-3-2.- Relación con las demás unidades de los diferentes dominios

La posición de la Cobertera Tabular respecto a las demás unidades estructurales se esquematiza en la fig. 49.

El contacto entre la Cobertera Tabular y el zócalo paleozoico es, como ya se ha indicado, discordante. La discordancia es angular y erosiva como se deduce de los buzamientos que presentan zócalo (fuertemente plegado) y cobertera (horizontal) y de la presencia de un conglomerado entre ambos.

El hecho más importante a notar relativo a este contacto, es que la superficie del mismo, es decir la superficie de la discordancia cobertera-zócalo, va paulatinamente hundiendo de W. a E. En algunos sectores, este hundimiento se ve bruscamente acentuado por efecto de fallas. En estas fallas el labio hundido es el oriental respecto al occidental. Tal es el caso de El Yesar (al W de Aldeahermosa), del N del Campillo, del E de Chicla de Segura, etc. por citar algunos ejemplos.

La relación entre la Cobertera Tabular y la cobertera plegada y fracturada (Zona Prebética) es diferente de unos sectores a otros.

El paso de la zona tabular a la plegada y fracturada puede realizarse según dos modalidades completamente opuestas:

a) De una forma progresiva

b) De una forma brusca.

El primer caso es solo observable en el sector Norte de la región investigada. Entre Picazo (1295) y Gollillo (995) todavía se conserva en parte la estructura tabular, especialmente en la última cota. Al E. de esta alineación se pasa a una zona donde existen algunas fallas inversas, que no llegan a tener el desarrollo que presentan más al Sur en la Sierra de Cazorla y en la Unidad de Beas de Segura. Más al E. aún, en la Sierra de Calderón, la estructura es bastante sencilla afectada sólo por fallas normales. Por tanto el paso desde la Cobertura Tabular a la cobertura plegada y fracturada (Zona Prebética) se hace de una forma progresiva.

Al sur de este sector la relación entre ambas zonas de la cobertura es muy diferente. Aproximadamente al SE. de la alineación la Puerta de Segura, Puente Genave, Arroyo del Ojanco (ver cartografía) la interpretación del tipo de contacto existente entre la "Formación de Chiclana de Segura" (Cobertura Tabular) y la Unidad de Beas de Segura (Zona Prebética) es dudosa pues aparece jalonado por una serie de fallas de desgarre que complican el contacto. Por la posición estratigráfica de la "Formación de Chiclana de Segura" (Triásico) y de la Unidad de Beas de Segura (Jurásico) parece probable se trate aún de un contacto normal, afectado, a su vez, por un juego de fallas de desgarre.

Siguiendo el contacto aún más hacia el SE., éste queda oculto por los materiales miocénicos de la Depre

sión del Guadalquivir, por lo que la interpretación del tipo de contacto escapa de la observación directa.

No obstante en la cartografía se puede observar como se pasa de un sector con estructura tranquila, horizontal, a otro, intensamente fracturado que corresponde al borde más externo de la Zona Prebética (Unidad de Beas de Segura). El paso se realiza bruscamente a partir de una línea muy definida que separa ambos sectores de la cobertera. Esta línea se sitúa ligeramente al E. del Cortijo Alto, de San Sebastián (743) para seguir al N. del Río Beas paralela a la carretera local de Beas de Segura al Arroyo del Ojanco.

V-3-3.- Comportamiento tectónico.

De los datos anteriormente referidos se deduce que la Cobertera Tabular ha tenido un comportamiento diferente del resto de la cobertera (Zona Prebética).

La disposición estructural que presenta (cor- te fig: 50) indica que durante el plegamiento esta parte de la cobertera se ha comportado solidariamente con el zócalo, mientras que el resto de la cobertera (Zona Prebética) ha sufrido más o menos intensamente, según los sectores, los efectos de dicho plegamiento.

Es probable, al menos como hipótesis, que en parte la disposición tabular se deba a la posición marginal que ocupa respecto al resto de la cobertera.

N 25 W

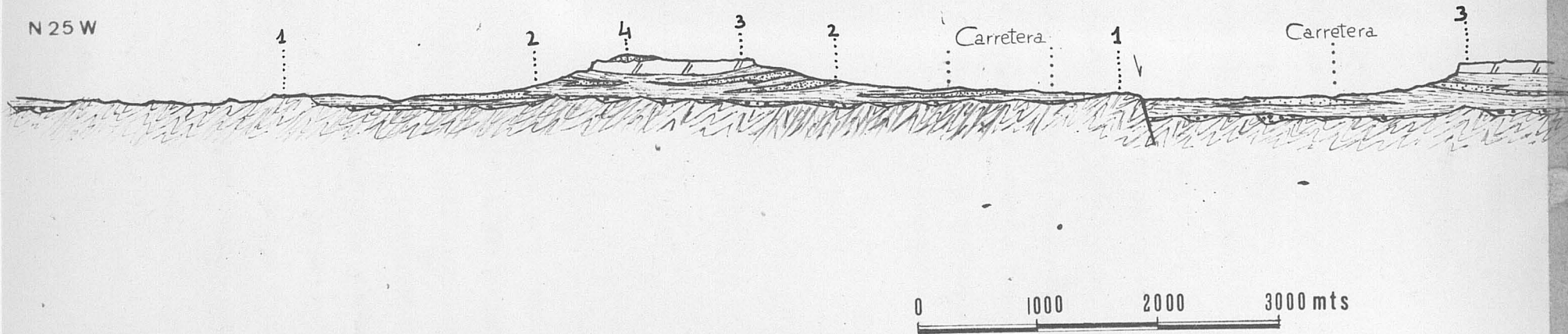


Fig: 50.- 1.- Zócalo Paleozoico
2.- "Formación de Chiclana de Segura, Trias
3.- Dolomías, Jurásico
4.- Galizas bioclásticas, Mioceno.

El hecho que más llama la atención es el paso brusco, que en el sector Sur, existe entre una y otra parte de la cobertera. Para abordar su interpretación es necesario contar con mayor número de observaciones que las que se han podido realizar dentro de la región estudiada, donde sólo se manifiesta en un sector relativamente pequeño de la misma (ver mapa geológico, fuera de texto).

Sería por tanto necesario, antes de emitir una opinión, extender mis observaciones a otros sectores en los que se pueda seguir la evolución lateral del contacto entre ambas partes de la cobertera.

V-4.- ZONA PREBETICA.

No aflora el zócalo herciniano, al contrario que en la Cobertera Tabular. Este zócalo debe indudablemente corresponder a la continuación meridional de la Meseta.

La cobertera está plegada y fracturada de modo que, según el grado de deformación y la geometría de las estructuras, se pueden distinguir diversas unidades desde el punto de vista tectónico. En general a las distintas características estructurales de las unidades tectónicas acompañan, también, características estratigráficas diferentes.

V-4-1.- Región de Escamas.

El estilo tectónico general viene marcado por el gran número de fallas inversas, que dan lugar a una tectónica de escamas vergentes en el mismo sentido. Fallas transversales, que cortan a las anteriores, completan la estructura de esta región.

Se pueden distinguir dos unidades. Ambas juegan un papel tectónico similar pero presentan algunas diferencias en su estructura interna y también características estratigráficas distintas.

El conjunto de las características estructurales de ambas unidades fué objeto de una publicación anterior (DABRIO y LOPEZ-GARRIDO, 1970).

Su extensión, dentro de la región estudiada se puede observar en el esquema tectónico de la fig: 49.

V-4-1-A.- Unidad de Beas de Segura.

Constituye la misma unidad que bajo este nombre fué definida desde el punto de vista estratigráfico. Aflora en una amplia banda de dirección NNE-SSW, limitada al W. por la Cobertera Tabular ("Formación de Chiclana de Segura") y la Depresión del Guadalquivir, y al E. por la Unidad de la Sierra de Cazorla.

Su individualización desde el punto de vista tectónico se debe a que su estructura interna admite dos interpretaciones, al contrario que en la otra unidad de este mismo

dominio, en donde la estructura de escamas no admite discusión.

A-1.- Estructura interna.

En el capítulo de Estratigrafía se dió la serie estratigráfica de esta Unidad, compuesta por una alternancia de materiales detríticos y carbonatados. En dicho capítulo se enunció también la idea de que no se tratase solamente de una alternancia estratigráfica sino que las repeticiones se debiesen a causas tectónicas.

A continuación se resumen los principales hechos observados en el terreno, que apoyan cada una de las hipótesis.

a) Hipótesis tectónica.

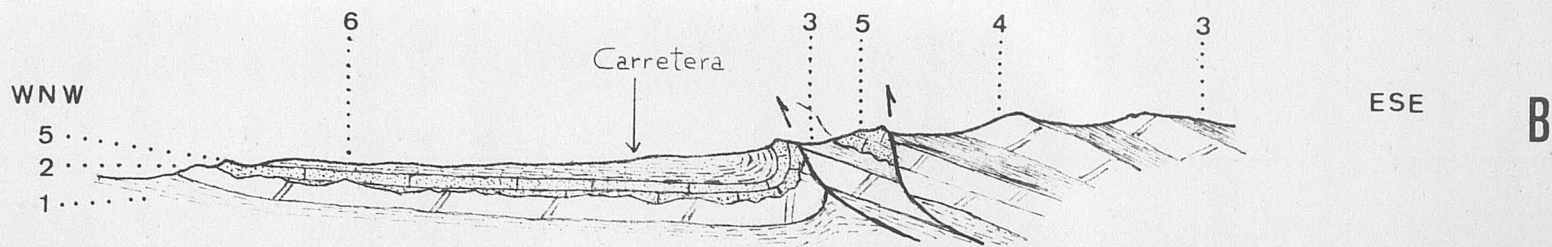
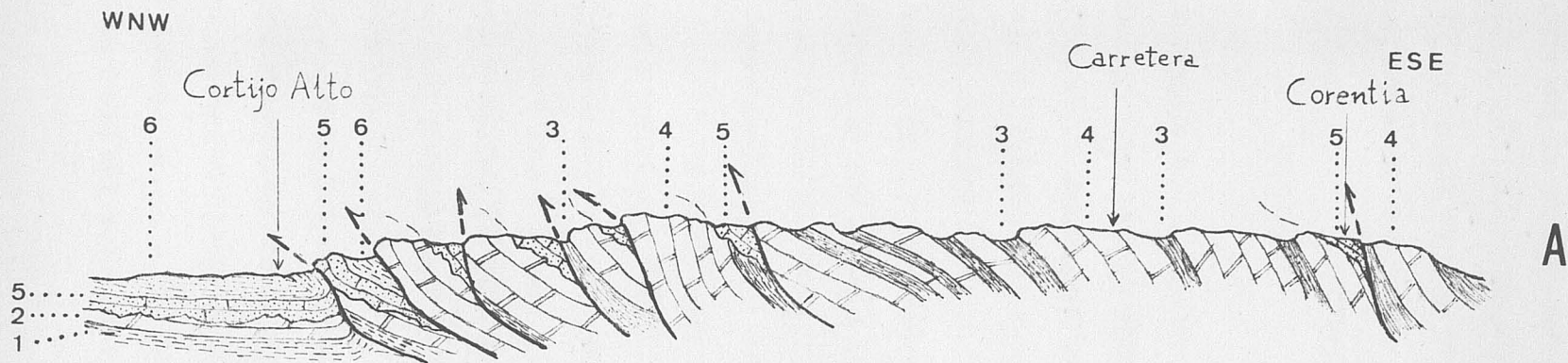
En los cortes de la fig: 51 se observa la disposición estructural que presenta la zona de contacto entre la Unidad de Beas de Segura y la Depresión del Guadalquivir. El corte A está realizado al Sur de Beas de Segura, desde el Cortijo Alto, hasta más allá de Corentia (1136). El corte B, al W. de la alineación Beas de Segura-Hoyera (1036 m.).

En ambos casos, sobre alguno de los niveles de la Unidad de Beas de Segura, aparecen materiales del Mioceno, nivel guía que ayuda a establecer la estructura de este sector.

Fig: 51.- 1.- Arcillas de la "Formación de Chiclana de Segura" (Triás). 2.- Dolomías de la Cobertera Tabular (Jurásico). 3.- Arcillas y 4.- Dolomías de la Unidad de Beas de Segura (Jurásico). 5.- Calizas bioclásticas y margas de la Depresión del Guadalquivir (Tortonense).



FIG. 51



La dirección de todas las capas es NNE-SSW y el buzamiento, con valores de 70° a 80° es siempre hacia el E. De no existir los materiales miocénicos se podría interpretar como una serie monoclinar con buzamiento constante hacia el E. Ahora bien la presencia de los materiales miocénicos pone de manifiesto la existencia de repeticiones tectónicas como se deduce de la posición relativa y buzamientos de los materiales de la Unidad de Beas de Segura, y del Mioceno. Dichas repeticiones tectónicas se deben a una serie de fallas inversas, de vergencia hacia el W., que montan los materiales de la Unidad de Beas de Segura, Jurásicos, sobre los del Mioceno de la Depresión del Guadalquivir.

En los cortes más favorables, p.e. en una cantera situada 2 km. al NE. de Beas de Segura, por la carretera local que va a Arroyo del Ojanco, por el camino al cortijo de los Nevazos, al S. de Coentia (1.136) y por el Barranco de la Fuente del Majano, se puede observar como las arcillas rojas o los niveles carbonatados, según los casos, de la Unidad de Beas de Segura se superponen a los materiales del Mioceno. Por tanto el contacto es por falla inversa, y el conjunto de la estructura responde a una tectónica de escamas. (cortes fig: 51).

b) Hipótesis estratigráfica.

Hacia el E de la zona de contacto con la Depresión del Guadalquivir, en el interior de la Unidad de Beas de Segura no existen niveles de referencia que ayuden a establecer la disposición estructural de los materiales. Se

trata de una sucesión monótona de arcillas, dolomías y/o calizas.

En todos los cortes se observa una disposición monoclinual, con un buzamiento constante hacia el E. En las superficies de contacto entre las arcillas y las dolomías no se ha observado en ningún caso signo de deformación tectónica. El buzamiento, en general, es el mismo en los niveles detríticos y en los carbonatados. En algunos casos el valor del buzamiento se atenúa hasta llegar a una disposición prácticamente tabular, como la que se representa en el corte de la fig: 52. Dicho corte se ha realizado 1.5 km. al N. de la carretera de Beas de Segura a Cortijos Nuevos, paralelo a la misma, entre el camino vecinal a los Prados de

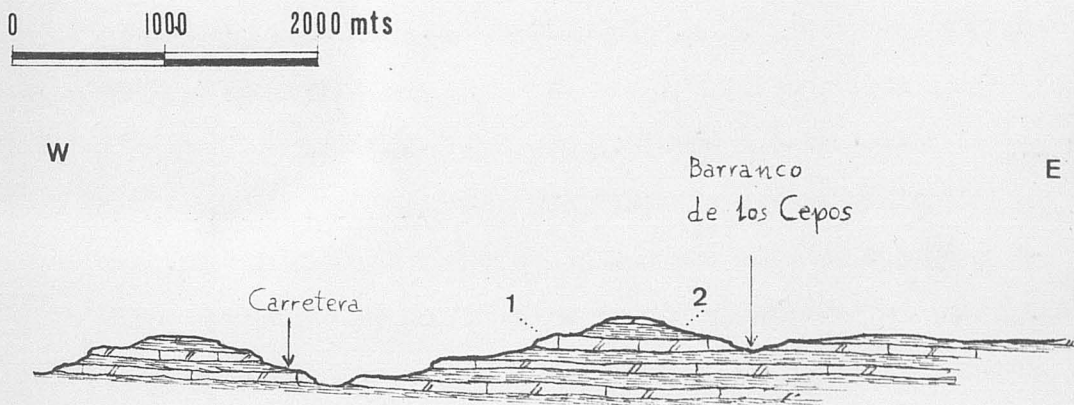


Fig: 52.- 1.- Arcillas y margas } Unidad de Beas de Segura
2.- Dolomías

Armijo y Cañada Catena al E. Otros puntos en donde se observan disposiciones análogas son en la ladera occidental de la Cuerda de Lucas y en Salfaraf (1.064).

Una disposición como la observada en el Corte de la fig: 52 es difícil de explicar mecánicamente a no ser admitiendo una tectónica tangencial o una tectónica gravitatoria.

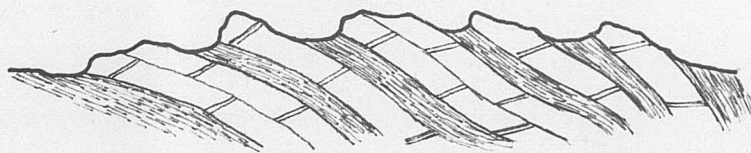
Pero en el terreno no se han observado evidencias de tales tipos de tectónica. Una tectónica tangencial, que llegase a producir la superposición casi horizontal de varias escamas habría dejado inevitablemente algunas estructuras menores, superficies de fallas, estrías, etc. que denotasen la acción de unos empujes importantes para llegar a una superposición como la observada en la fig: 52. Una estructura tan tranquila como la representada en la fig: 52 no parece, desde luego, formada por la acción de causas tectónicas importantes.

Una tectónica gravitatoria habría producido estructuras de deslizamiento gravitatorio que presentarían vergencias hacia el interior de la cuenca, esto es hacia el E. Dicha vergencia es contraria a la que se observa en los sectores en donde la estructura en escamas es clara. Por tanto, hay que descartar esta posibilidad.

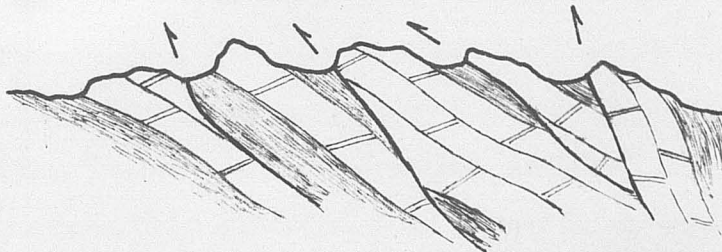
En definitiva parece ser que la interpretación estratigráfica es la más correcta para este sector.

Una vez expuestas ambas hipótesis surge inmediatamente la pregunta ¿cual de las dos hay que tomar? Una

hipótesis no excluye a la otra, si se tiene además en cuenta que los hechos en que se basan se han observado en dos sectores muy diferentes de la misma unidad. Pero dentro del sector donde no existen niveles de Mioceno quedan amplias zonas en donde las observaciones no son tan claras como en los ejemplos anteriores. Por tanto, siempre queda la posibilidad, excluyendo aquellos casos como el del corte de la fig: 52, de que las repeticiones sean tectónicas. En la fig: 53 se ilustra gráficamente, para el mismo corte, la posibilidad de ambas interpretaciones.



B



A

Fig: 53.- A) Hipótesis tectónica.
B) Hipótesis estratigráfica.

En resumen, en la Unidad de Beas de Segura existen tanto alternancias estratigráficas como repeticiones tectónicas. El diferenciar ambos tipos de estructuras es en muchos casos difícil por las malas condiciones de observación y por la falta de niveles guía que sirvan de referencia.

Volviendo, estrictamente, a la estructura interna de esta unidad, las fallas inversas tienen una dirección N30E. Además de estas fallas aparecen dos juegos de fallas de desgarre de direcciones muy próximas a las N45W y N85W. Las fallas de desgarre forman, respectivamente, ángulos de 15° y 26° con la dirección del máximo esfuerzo. Las relaciones de las fallas de desgarre con los otros accidentes serán oportunamente estudiadas al extender mis observaciones a sectores mas amplios que el hasta ahora conocido, lo que permitirá obtener conclusiones regionales.

V-41-B.- Unidad de la Sierra de Cazorla.

Equivalente, igualmente, a la misma unidad estratigráfica que fué definida en el capítulo de estratigrafía. Su afloramiento constituye la Sierra de Cazorla que al N. del Guadalquivir se continua por el Guijarrón (1260), Fuente-pinilla, cumbres de Beas, Buitrera (1241). La dirección de las estructuras principales es NNE-SSW, es decir, son paralelas a las de la Unidad de Beas de Segura, anteriormente descritas, que constituye su borde occidental. Al E., la Unidad de la Sierra de Cazorla limita con los materiales triásicos de la "Formación Hornos-Siles".

B-1.- Estructura interna.

La estructura de la Sierra de Cazorla responde a un conjunto de fallas inversas, de dirección NNE-SSW cuyas superficies presentan un buzamiento general hacia el E. El valor del buzamiento es casi siempre mayor de 45° . El trazado de las fallas es, por lo general, bastante rectilíneo, y se puede seguir longitudinalmente una distancia del orden de 10-15 km. Un juego de fallas transversales cortan a las anteriores. Su dirección es sensiblemente perpendicular a las primeras; se agrupan en dos lotes de direcciones N60W y N85W., los cuales forman con la dirección del máximo esfuerzo, ángulos de 11° y 15° respectivamente.

Las fallas transversales son, principalmente de desgarre, aunque existen algunas con importante componente normal, sobre todo en las del lote de dirección N85W (P. e. falla situada al S. de Fuentepinilla).

Por el número de fallas inversas, su posición relativa y su geometría, la estructura es típica de una tectónica de escamas, de vergencia general hacia el W.

No hay una constante distribución geométrica de las escamas. Para cada corte el número de escamas varía, del mismo modo que son diferentes los materiales que integran cada escama.

El número de escamas va disminuyendo progresivamente hacia el Norte. Al W del Embalse del Tranco se pueden contar hasta 7 escamas. En Fuentepinilla se encuentran de 3 a 5 escamas según el corte. En Buitrera pasan a ser dos o tres. Al N. de la Puerta de Segura las fallas inversas se siguen con dificultad y finalmente al N. del paralelo Genave-Torres de Albarchez terminan por desaparecer.

No siempre aparecen implicados los mismos materiales en las escamas, aunque hay algunos de ellos que aparecen de un modo constante. Estos son las dolomías del Lías + Dogger y el nivel arcilloso atribuible al Kimmeridgense, que sirve de despegue. Los demás términos de la Unidad sólo forman parte de alguna de las escamas. En general se puede afirmar que en las escamas más orientales aparecen mayor número de ellos y se conservan las sucesiones estratigráficas más completas (alrededores de la presa del Embalse del Tranco, Buitrera).

B-2.- Evolución anterior a la formación de las escamas.

A la hora de analizar la estructura tiene un interés indudable el conocer la posición inicial de los diferentes materiales implicados en la misma.

Se podría pensar que esta posición inicial debe coincidir con la posición de los diferentes términos en una sucesión estratigráfica completa. Pero este no es el caso de la Unidad de la Sierra de Cazorla, en la cual, ciertos movimientos precoces, a los que se aludirá más tarde al analizar la tectónica de conjunto de la región estudiada (V-5), producen el que el nivel arcilloso del Kimmeridgense se sitúe sobre términos más antiguos, (dolomías y calizas oolíticas del Lías + Dogger), mediante una discordancia que es observable por la presencia de un hard-ground. Este hecho condicionará el que una vez desarrollada la tectónica de escamas, los materiales de cada escama sean diferentes. Hacia el W únicamente dos, dolomías (Lías + Dogger) y arcillas y margas

(Kimmeridgense?). Hacia el E., van apareciendo los demás términos de la serie estratigráfica de modo que en las escamas más orientales se encuentra la sucesión estratigráfica completa y el nivel arcilloso-margoso reposa sobre las calizas nodulosas del Oxfordense. Dicho de otro modo, ocupa una posición concordante.

B-3.- Relación con la Unidad de Beas de Segura.

El contacto entre la Unidad de la Sierra de Cazorla y la Unidad de Beas de Segura marca la separación entre dos unidades con características estratigráficas y tectónicas diferentes. En la primera unidad sólo hay dos términos estratigráficos y las escamas quedan reducidas al extremo occidental de la misma. En la segunda la serie es más completa y la estructura en escamas es característica de la misma.

Sin embargo, aunque existan estas diferencias de conjunto, en el terreno la separación entre ambas unidades es, en algunos casos, difícil dada la convergencia litológica que existe entre los niveles más dolomíticos de la Unidad de Beas de Segura y las dolomías de base de la Unidad de la Sierra de Cazorla.

El contacto es tectónico, por falla inversa, cabalgante hacia el W., de modo que en conjunto la unidad más oriental cabalga a la más occidental.

B-4 .- Comportamiento tectónico de ambas unidades

Por los datos descritos se deduce que el comportamiento tectónico de ambas unidades es similar , aunque la tectónica de escamas ha tenido un mayor desarrollo en la Unidad de la Sierra de Cazorla y en el borde occidental de la Unidad de Beas de Segura .

Los niveles incompetentes , que han actuado como niveles de despegue en la tectónica de escamas son diferentes según la unidad.

En la Unidad de Beas de Segura el nivel de despegue principal lo constituye las arcillas rojas que alternan con los niveles mas competentes de dolomias y/o calizas.

En la Unidad de la Sierra de Cazorla los niveles son dos: las arcillas del Trias y las arcillas y margas del Kimmeridgense.

Es importante notar que en todos los casos las escamas no afectan visiblemente mas que a los materiales de la parte alta del Trias y los suprayacentes. Ni el Trias mas inferior ni los materiales del zócalo aparecen implicados. Estos hechos llevan a la conclusión , por lo menos provisional, de que se trate de una escamación limitada a la cobertera, y aun a no toda ella (los materiales mas inferiores, como se ha dicho, no aparecen implicados). Esta disposición se explicaría por el despegue, y traslación sucesiva hacia el W, de una parte de la cobertera sobre una base solidaria con el zócalo.

Las fallas inversas comenzarían localizandose a

nivel del Triás, para inmediatamente después alcanzar el segundo nivel de despegue; las arcillas rojas en la Unidad de Beas de Segura y las arcillas y margas del Kimmeridgense en la Unidad de la Sierra de Cazorla. El Triás, salvo en raras excepciones, no llega a la superficie. Este dispositivo recuerda el de la zona subpirenaica catalana entre el Berguedá y la Garrotxa, especialmente claro en el valle del Ter (Comunicación oral del Prof. FONTBOTÉ), y también, en cierto modo y en escala mucho más modesta una tectónica de tipo apalachense occidental, o la de Asturias descrita por JULVERT (1967).

B-5.- Datación de la tectónica de escamas

Los materiales más modernos implicados en la tectónica de escamas son del Mioceno (Tortonense). Aunque estos materiales únicamente se encuentran en las escamas más occidentales, y en el resto sólo aparece hasta el Jurásico superior, el conjunto de las escamas responde a los mismos esfuerzos.

Por tanto, la datación de los materiales más modernos que intervienen en la tectónica de escamas permite asegurar que dicha tectónica se desarrolló durante y/o posteriormente al Tortonense.

V-4-2 .- Región Plegada

Como ya se dijo , al E. de la región de escamas se pasa a una estructura en pliegues. Las direcciones de los ejes de los pliegues están orientadas también según la dirección NNE-SSW y son igualmente interrumpidas por fallas transversales de dirección comprendida entre N45W y N80W. Otro juego de fallas de dirección N20E, sensiblemente paralelo a la dirección de los ejes de los pliegues, completa el estilo tectónico de esta región.

Se pueden distinguir las siguientes unidades y elementos desde el punto de vista tectónico.

--Anticlinal de Hornos

Unidad de la Sierra del SEgura

--Fracturas del sector de Siles

V-4-2-A.- Anticlinal de Hornos

El valle en el que afloran los materiales triásicos, que en el capítulo de estratigrafía fueron definidos como "Formación de Hornos-Siles" responde a una estructura de gran anticlinal que se puede seguir desde la rama N del Embalse del Tranco hasta las inmediaciones de Orcera. Su posición respecto a las demás unidades se puede observar en el esquema tectónico de la fig. 49.

En ambos flancos afloran las calizas de la "facies Muschelkalk", que sirven de nivel guía. En el flanco oriental son siempre más numerosos los niveles de dichas calizas que en el flanco occidental.

En el detalle, la estructura se puede complicar dadas las características litológicas de los materiales triásicos. Son frecuentes en las calizas los replegamientos que pueden deberse en gran parte a efectos de compactación diferencial respecto a los niveles incompetentes de arcillas.

No obstante no quiere ello decir que dicho replegamiento no se deba, también, a efectos de plegamiento.

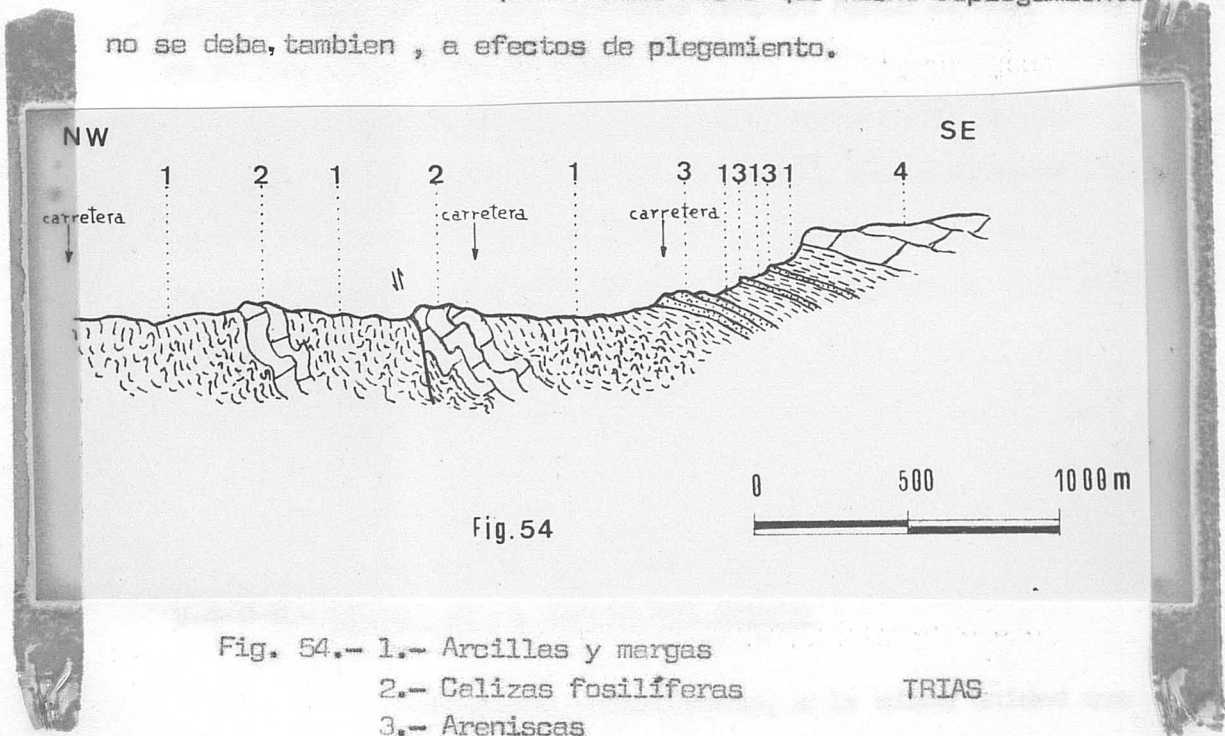


Fig. 54

- Fig. 54.- 1.- Arcillas y margas
2.- Calizas fosilíferas
3.- Areniscas
4.- Dolomias
- TRIAS
JURASICO

Su relación con las demás unidades, es, en su mayor parte, un contacto normal concordante. La "Formación de Hornos-Siles" triásica, por su posición estratigráfica, es la base de la "Unidad de la Sierra de Gazorla" al W, y de la "Unidad de la Sierra de Segura", al E, que comprenden materiales del Jurásico y Cretácico.

Ocupa, por tanto, el núcleo de un gran anticlinal que aflora por erosión de los materiales más modernos. (Ver lámina de cortes).

Ahora bien, el carácter concordante de los contactos con las unidades más modernas no se mantiene a lo largo de toda la región, así como tampoco hacia el Sur, fuera de los límites de la misma.

Hacia el Sur, el contacto concordante aparece tectonizado según los datos de DABRIO (1970). Hacia el Norte, a partir de Orcera, se pasa también a un sector donde una serie de grandes fracturas complican la estructura, y que será estudiada más adelante.

V-4-2-B.- Unidad de la Sierra del Segura

Corresponde, exactamente, a la misma unidad que bajo este nombre fué definida desde el punto de vista estratigráfico.

El principal afloramiento ocupa todo el extremo oriental de la región investigada, (Esquema tectónico fig. 49). Como se puede observar la estructura es relativamente sencilla constituida principalmente por un conjunto de anticlinales y sinclinales, orientados según la dirección de las grandes estructuras esto es NNE-SSW.

B-1.- Estructura interna

Los pliegues más occidentales son, por lo general asimétricos, con uno de los flancos muy suaves y el otro muy levantado. La asimetría se va perdiendo progresivamente hacia el E. En esta dirección los pliegues van siendo cada vez más suaves.

La asimetría de los pliegues más occidentales se puede observar en los cortes de la fig. 55. En dichos cortes se ha seguido la evolución de la estructura de sur a norte. Siempre el flanco occidental de los sinclinales (Sur de Aroca, Yelmo, Peñalta), buza pocos grados, dando apariencia en el terreno, de estar prácticamente horizontal. En cambio el flanco oriental presenta un fuerte buzamiento, incluso son estratos más o menos verticalizados. El caso contrario ocurre como es lógico, en los anticlinales.

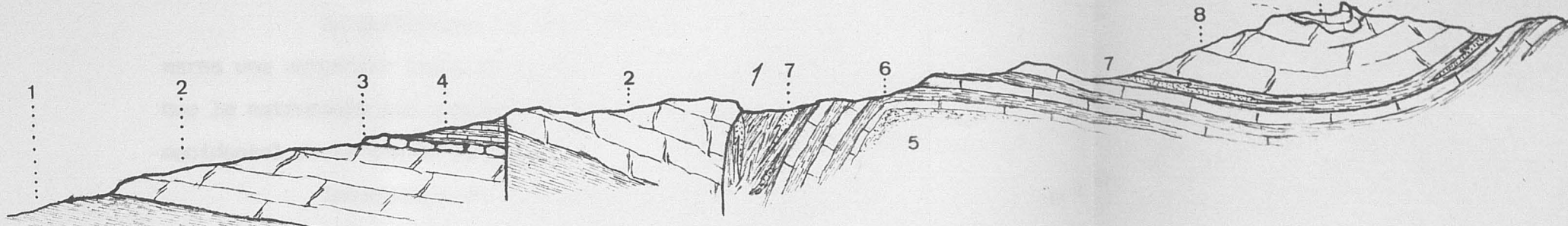
Fig. 55.- 1.- Materiales de la "Formación de Hornos-Siles" Trias. 2.- Dolomías, Lías, ¿Dogger? 3.- Calizas nodulosas, Oxfordense superior. 4.- Margocalizas, Kimmeridgense inferior y dolomías en el techo, Kimmeridgense. 5.- Calizas, areniscas y limos, Cretácico inferior indiferenciado y localmente Portlandense. 6.- Calizas y margas, Aptense. 7.- Margas y arenas de "Facies Utrillas, Albense? 8.- Dolomías arenosas, Cenomanense. 9 y 10.- Dolomías blancas y grises, Cenomanense-Turonense. 11.- Calizas, Senonense inferior. 12.- Materiales del Mioceno.

N80W

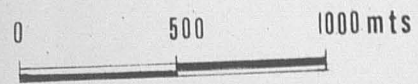
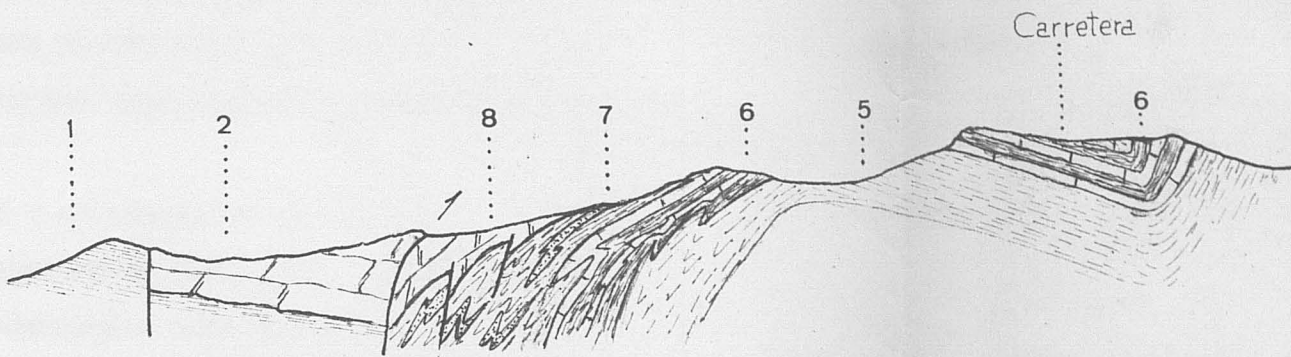
EL ROBLLEDILLO

HOYA DEL CAMBRON

SUR AROCA
1540



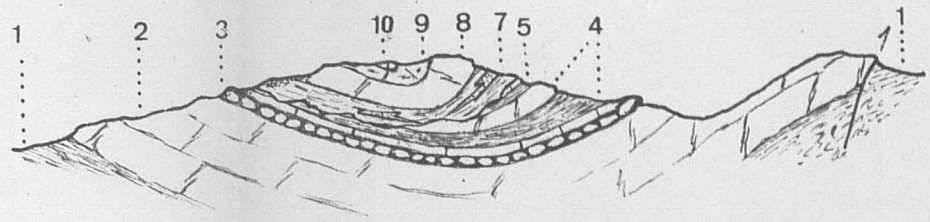
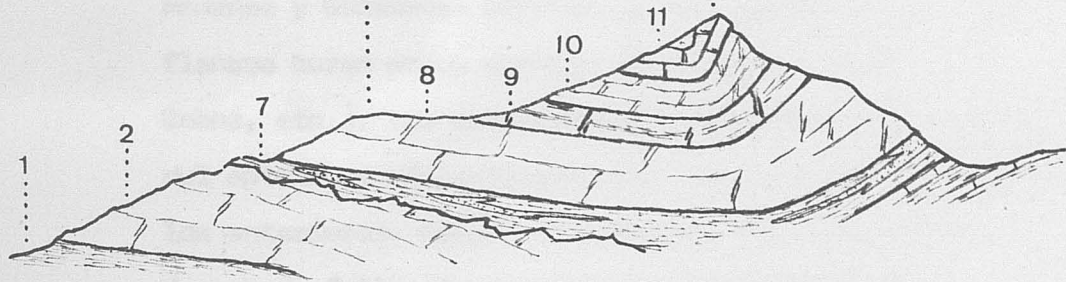
W



LOS CASTELLONES

YELMO

PEÑALTA



En definitiva, la asimetría de los pliegues, marca una vergencia hacia el W, ésto es en la misma dirección que la estructura con escamas situada en la parte centro occidental de la región estudiada.

Indudablemente este dato es de gran valor para la interpretación tectónica del conjunto de la región pues muestra una congruencia fundamental de estructuras, lo que sugiere que uno y otro son consecuencia de los mismos esfuerzos.

Hacia el E el efecto del plegamiento se amortigua en parte. La estructura es ahora más simétrica con suaves sinclinales y anticlinales algo más apretados, lo que indica una cierta disarmonía en cuanto al estilo del plegamiento. La disarmonía se localiza a nivel de los terrenos de "Facies Utrillas" compuestos por arcillas, margas y arenas. Los niveles superiores, calizo-dolomíticos, del Cenomanense y Senonense afloran en amplios sinclinales cuyos flancos buzan pocos grados. (Navalperal, Espino, Calar de Cobos, etc.). Los anticlinales constituidos por materiales del aptense y más antiguos, son pliegues más apretados que los anteriores. Estos anticlinales están afectados por dos juegos de fallas de direcciones comprendidas entre N50E-N65E y N45W-N80W, que forman, respectivamente, ángulos de 50° y 25° , con la dirección del máximo esfuerzo.

Sin perjuicio de volver sobre el tema más adelante, dos hipótesis pueden emitirse para explicar las causas de esta disarmonía. (V-5-2)

- a) Todos los materiales son plegados conjuntamente. La disarmonía se debería precisamente a las características litológicas de la "Facies de Utrillas".
- b) Los pliegues que afectan a los materiales de edad Aptense y más antiguos se formaron antes del depósito de los materiales de la "Facies de Utrillas" y más modernos.

A su vez se pueden dar dos interpretaciones:

- 1º) Los pliegues anteriores al depósito de la "Facies Utrillas" son consecuencia de una etapa de plegamiento.
- 2º) Dichos pliegues son, simplemente, la adaptación de la cobertera a ciertas desnivelaciones en el zócalo.

Volviendo de nuevo a la estructura interna de esta unidad se ha de señalar la presencia de otro juego de fallas de dirección N20E, esto es paralelas a las direcciones de los pliegues.

La historia de estas fallas es significativa puesto que ligadas a ellas aparecen los cambios de facies y potencias que se dan en la región. De otra parte, en algunos sectores, aparecen fosilizadas por los materiales de la "Facies de Utrillas" y más modernos. Este hecho indica la existencia de cierta inestabilidad tectónica en la cuenca, en tiempos anteriores al Cretácico superior. Además, algunas de las fallas de dirección N20E pueden haber vuelto a actuar posteriormente, ya que en algunos casos afectan a los materiales del Cretácico superior. Esté el caso, por ejemplo, de la falla situada entre el Cerro del Robledillo y la Hoya del Cambron, al sur del Yelmo, o la situada al W del Cortijo de Morealejos, entre las cotas de 1340 y 1400.

Al N del Yelmo, el régimen de las fallas N20E es en todos los casos normal. Al S del Yelmo el deducir el régimen de las fallas se hace más complicado. De las dos que existen, una de ellas, la más occidental, tiene una superficie muy vertical. La otra, geométricamente, responde a una falla inversa de vergencia hacia el E. Sin embargo, existen un conjunto de pequeñas fallas satélites, no cartografiadas, en las cuales, las superficies de fallas, que

buzan hacia los materiales más modernos, y las estrías, indican que se trata de fallas normales. Ello refuerza la convicción de que la falla principal actualmente inversa, también debió tener anteriormente régimen de falla normal.

V-4-2-C.- Fracturas del Sector de Siles

Hacia el Norte, las directrices estructurales de la Unidad anteriormente descrita se interrumpen bruscamente al SE de Siles. En este sector, un conjunto de fallas compli- can enormemente la estructura de plegamiento relativamente suave, que es característica de la Unidad de la Sierra del Segura.

La cartografía es extremadamente compleja. No hay continuidad entre los pliegues que solo se conservan en parte (sinclinal de Bucentaina, anticlinal del Arroyo de la Canalic, Sinclinal de los Calarejos). El resultado es un mosaico de fallas que ponen en contacto materiales de muy diferente edad.

A pesar de que a primera vista se pudiera pensar que se trata de una estructura caótica, existe cierta ordenación en las directrices estructurales. Las estructuras de dirección NNE-SSW, son cortadas por grandes fallas de dirección N65E (ver esquema tectónico fig. 49). La más espectacular de

ellas es la que limita por el N a toda la Unidad de la Sierra de Segura, y pone en contacto mecánico los materiales triásicos de la "Formación Hornos-Siles", con los jurásicos y cretácicos de la Unidad. Esta falla sigue la alineación, ladera N de Bucentaina, pasa al sur de Siles, y sigue hacia el NE, al pié del Calar del Mundo.

Entre el Calar del Mundo y Siles, existen fallas de la misma dirección, de menor envergadura, por efecto de las cuales se dan fenómenos halocinéticos en los materiales triásicos. Estos hechos se pueden observar, al N de Siles, por el camino a la fuente de la Tova y 2 km. al E de Siles en unas canteras situadas a la izquierda del camino forestal al Calar del Mundo.

El Calar del Mundo presenta una estructura tabular. La dirección de los estratos es N65E, ésto es, paralela a la de las grandes fallas. En la ladera SE del Calar del Mundo afloran todos los materiales del Cretácico, en una serie normal. En la ladera NW estos materiales entran en contacto con los del Triás de la "formación de Hornos-Siles".

V-4-2-3.- Datación de la tectónica de pliegues y fallas

En el núcleo de algunos sinclinales aparecen materiales de facies marina del Mioceno. Dichos materiales se han datado como Tortonense por correlación con otros de idéntica facies que afloran en la Depresión del Guadalquivir (IV-5-3-).

Los materiales del Mioceno, aún siendo discordantes con los infrayacentes, están plegados. (Aroca, Calar de Marchena). Este hecho permite datar la edad de la etapa tectónica más reciente que, como en el caso de la región de escamas, se produjo durante y/o posteriormente al Tortonense.

El que los materiales del Mioceno hayan sido afectados por una etapa de plegamiento reciente explica las diferencias de altura que existen actualmente entre los niveles más inferiores miocénicos.

Por otra parte, en la base de la discordancia intramiocena descrita en el capítulo IV-5-1 existe un nivel de conglomerados nutridos de cantos de cuarcita bien redondeados que proceden sin duda de la Meseta.

Este conglomerado se encuentra a una altura media de 1.700 m. La Meseta tiene una altitud media de 800 m. La diferencia de alturas indica que la Zona Prebética se ha elevado, recientemente, por lo menos 900 m.

En parte esta elevación se debe indudablemente al plegamiento producido durante el Mioceno. Posteriormente al mismo, han podido producirse movimientos epirogénicos de gran amplitud, los cuales, en parte, acentúan más las diferencias de altitud.

V-5. CONSIDERACIONES SOBRE LA TECTONICA DEL CONJUNTO DE LA

REGION

Una vez conocidos en sus rasgos más fundamentales los diferentes tipos de estructuras que se presentan en la región, se puede abordar el análisis e interpretación de la tectónica regional.

Para ello se consideran varios apartados en los que a partir de los datos de observación, expuestos precedentemente, se interpretarán las estructuras.

V-5-1.- Datos fundamentales

Al describir las diferentes estructuras se indicó que existía una íntima relación entre los ejes de las estructuras de plegamiento y algunos sistemas de fallas. Queda por analizar ahora las condiciones mecánicas que dieron lugar a las distintas deformaciones, para lo cual se recordaran las características estructurales más importantes del conjunto de la región.

- 1) La dirección dominante de los ejes de los pliegues es la NNE-SSW.
- 2) Esta dirección es también la de las fallas inversas.
- 3) Los pliegues y escamas muestran, en todos los casos vergencias de componente W.

- 4) Los pliegues y fallas inversas de dirección NNE-SSW están afectados por fallas, que se agrupan en dos sistemas de direcciones comprendidas entre N45W-N85W y N50E-N65E, respectivamente.
- 5) Fallas normales de dirección N20E, paralelas a las de las principales estructuras N20E, y a las que se asocian los cambios de facies y potencias de los materiales jurásicos y cretácicos.

Es evidente que dadas las direcciones y características respectivas, todos estos accidentes no pueden ser sin genéticos ni corresponden a una misma situación mecánica.

En los cuatro primeros casos la dirección del eje mayor del elipsoide de esfuerzo es la WNW-ESE, con mayor intensidad hacia el WNW. Este eje se sitúa en el plano horizontal, y la situación mecánica corresponde a una importante etapa de compresión.

En el caso de las fallas normales de dirección N20E, la situación mecánica es diferente a la anterior. La dirección del esfuerzo principal se sitúa en el plano vertical, de modo que la estructura debió formarse, sin duda, en una etapa de descompresión.

V-5-2.- Relaciones Zócalo-cobertera

El análisis de las relaciones tectónicas entre el zócalo y la cobertera presenta indudablemente un gran interés para el conocimiento e interpretación de conjunto de la tectónica de la región.

Como ya se ha esbozado en capítulos anteriores entre zócalo y cobertera parece existir una estrecha relación, no casual, a lo largo de la evolución tectónica de la región.

Las primeras manifestaciones de inestabilidad tectónica se producen en el Jurásico superior, concretamente en el Kimmeridgense.

En la Unidad de la Sierra de Segura los materiales del Kimmeridgense son marinos y de cierta profundidad con abundante fauna de Ammonites. En la Unidad de la Sierra de Cazorla, los materiales equivalentes son de facies próximas a costas y además descansan en discordancia sobre materiales de diferentes edades, más antiguos cuanto más al W se sitúen. En la superficie de la discordancia se observa un "hard-ground", hecho que indica una etapa erosiva, o de no depósito, importante.

La discordancia se explica por un movimiento diferencial de grandes bloques entre la parte occidental (Unidad de la Sierra de Cazorla) que se levantaría y la parte oriental (Unidad de la Sierra de Segura) que se hundiría. Este movimiento de grandes bloques debe ser produ-

cido bien por flexiones, o más probablemente, por importantes fallas en el zócalo.

La inestabilidad tectónica de la cuenca no cesa inmediatamente, sino que se prolonga durante el Jurásico superior y Cretácico inferior. Por tanto, se puede hablar de una tectónica-paleotectónica de bloques fracturados que afecta a la región durante ese tiempo. Pero debe advertirse, no debe ser ello interpretado como "embriotectónica" sino como una etapa de distensión en la que se producen fallas normales en el zócalo. Este hecho ha sido puesto de manifiesto en otros sectores de las Cordilleras Béticas (FONTBOTÉ, 1970).

La continuada inestabilidad tectónica del zócalo se manifiesta en la cobertera de diferentes modos, según los sectores.

Existe una marcada diferencia entre el sector occidental y el oriental. La separación de ambos sectores se sigue perfectamente según una alineación muy definida que coincide con el valle de Hornos-Orcera, que sigue aproximadamente la dirección N20E.

El sector situado al W de dicha alineación debió continuar su levantamiento progresivo, que afecta a una extensión mayor que durante el Jurásico como parece deducirse de hecho de que en todo el sector (Unidad de la Sierra de Cazorla, Unidad de Beas de Segura y Cobertera tabular)

no aparezcan materiales cretácicos.

En el sector oriental (Unidad de la Sierra de Segura) los frecuentes cambios de facies, los acúñamientos de algunos formaciones y los solapamientos de las formaciones más modernas sobre las más antiguas, apoyan la admisión de una prolongada época de inestabilidad. Estos hechos ya han sido descritos por el autor anteriormente (LOPEZ-GARRIDO, 1971) y se producen en distancias relativamente cortas.

El fenómeno que más llama la atención, a este respecto, es la posición que los terrenos de "Facies Utrillas" presentan respecto a los infrayacentes. El contacto inferior es del tipo de un solapamiento ("overlap") de modo que los materiales de "Facies Utrillas" se superponen a materiales de edades más antiguas, cuanto más al W se sitúen. El fenómeno sucede en una distancia de 2'5 km. 3 km. en que los materiales de la "Facies de Utrillas" pasan de reposar sobre los del Aptense (ocupan su posición normal), a superponerse a los del Cretácico basal, después a los del Malm (Dolomías, margocalizas, ó calizas nodulosas indistintamente), y finalmente a los más antiguos de todos, las dolomías del Lías + Dogger ó los materiales detríticos rojos del Triás.

Esta disposición se representan en la fig.56 tomada de LOPEZ-GARRIDO (1971) e interpretada como una discordancia regional ligada a transgresión (Cap. VI).

V-5-3.- Cronología de los accidentes

Con todos los datos obtenidos del estudio geológico-regional llevado a cabo en la región, parece poder afirmarse que la evolución tectónica ha seguido las siguientes etapas:

- 1ª) La manifestación más temprana de inestabilidad tectónica se produce durante la etapa de sedimentación. Durante el Jurásico superior, movimientos de bloques, según fracturas del zócalo, levantan la parte occidental, mientras que la oriental se hunde.
- 2ª) La inestabilidad tectónica afecta a la cuenca también durante el Cretácico inferior. Al final del periodo es posible que se produzcan fenómenos de adaptación a la tectónica gravitatoria de fallas en el zócalo.
- 3ª) De los hechos expuestos precedentemente se deduce que antes del depósito de los materiales de "facies Utrillas" se han producido en la región fenómenos de erosión (parte occidental) y de subsidencia diferencial (parte oriental)
- 4ª) Etapa de fuerte compresión hacia el W. que tiene lugar durante y/o posteriormente al Tortonense.

A modo de conclusiones se resume la evolución geológico-histórica de la cuenca sedimentaria. Se puede afirmar que la sedimentación a lo largo de las diferentes épocas es caracterizada de un modo experimental en el que se dan frecuentes transgresiones y regresiones lo que da lugar a los centros de fajas, acúmulos de algunas formaciones y solapamientos de los terrenos más antiguos sobre los más antiguos. Además existe una marcada influencia continental durante la sedimentación como se deduce del desarrollo de las "facies de borde" y "litorales", constituidas esencialmente por materiales detríticos.

Los datos que se pueden establecer son los siguientes:

CONCLUSIONES

- 1) Pliegues del Paleozoico durante la Orogenia hercínica, seguida de una etapa de fuerte erosión. El Paleozoico pliegado constituye el anticlinal, áreas fuertes que subsisten actuales, principalmente a

detríticas, en épocas sucesivas.

2ª) En el Tria. se distinguen dos facies: una de borde y otra con influencia marina. La sedimentación es predominantemente detrítica, con una transgresión marina en el Jurásico, que se llega a cubrir la región, y un episodio de regresión hacia el litoral que es general para toda la región.

3ª) Durante el Cret. y T. superior continúa existiendo un mar poco profundo con depósitos detríticos y espas que

A modo de conclusiones se resume la evolución geológico-histórica de la cuenca sedimentaria. Se puede afirmar que la sedimentación a lo largo de las diferentes épocas es característica de un mar epicontinental en el que se dan frecuentes transgresiones y regresiones lo que determina cambios de facies, acúñamientos de algunas formaciones y solapamientos de los terrenos más modernos sobre los más antiguos. Además existe una marcada influencia continental durante la sedimentación como se deduce del desarrollo de las "facies de borde" y "litorales", constituidas esencialmente por materiales detríticos.

Las etapas que se pueden establecer son las siguientes:

- 1ª) Plegamiento del Paleozoico durante la Orogenesis herciniana, seguido de una etapa de fuerte erosión. El Paleozoico plegado constituye el antepaís, área fuente que suministra materiales, principalmente d

- detríticos, en épocas sucesivas.
- 2ª) En el Trias se distinguen dos facies: una de borde y otra con influencias marinas. La sedimentación es predominantemente detrítica, con una transgresión marina en el Muschelkalk, que no llega a cubrir la región, y un episodio de evaporitas hacia el techo que es general para toda la región.
- 3ª) Durante el Lias y Dogger continuó existiendo un mar poco profundo con etapas de corrientes y aguas agitadas (Intraesparitas, calizas oolíticas). El Oxfordense superior es muy constante para toda la región y representado por calizas nodulosas.
- 4ª) Después de Oxfordense superior, es decir durante el Malm superior, se producen las primeras manifestaciones de inestabilidad tectónica en la cuenca lo que se traduce por un levantamiento de conjunto de la parte oriental, donde la sedimentación pasa a ser de "facies de borde", y un progresivo hundimiento de la parte oriental, donde continúan las características marinas en la sedimentación.
- 5ª) La inestabilidad tectónica continua durante el Cretácico inferior. Son frecuentes las alternancias de materiales terrestres y marinos lo que denota continuos movimientos de subsidencia diferencial en la cuenca de sedimentación.

- 6ª) La prolongada inestabilidad tectónica termina con el depósito de los materiales areno-margosos de "facies de Utrillas". Estos materiales son concordantes con el Cretácico inferior marino en el sector oriental, y discordantes con los materiales d del Jurásico y Triásico en el sector occidental. En conjunto la disposición que los materiales de "facies de Utrillas" presentan respecto a los infrayacentes se interpreta como una discordancia regional ligada a transgresión, transgresión que se acentúa durante el Cretácico superior con el depósito de materiales francamente marinos.
- 7ª) La inestabilidad tectónica de la cuenca sedimentaria desde el Malm superior al Cretácico inferior es consecuencia de movimientos de grandes bloques de zócalo. Estos movimientos se pueden relacionar verosimilmente con grandes fallas de zócalo, que en general van hundiendo progresivamente la cuenca de sedimentación hacia el E., de modo que en esa dirección las series muestran, cada vez más acentuadas, características marinas.
- 8ª) El Cretácico superior es marino, de poca profundidad, con depósito de dolomías y calizas, estas últimas hacia el final del periodo.
- 9ª) No se han encontrado materiales de edad Nummulitico, aunque se sabe que afloran más al Sur. Es pro-

bable, que al menos en amplios sectores, la región estuviese ya emergida y no se llegasen a depositar los materiales Nummulíticos.

- 10ª) Etápa de erosión ante-miocénica.
- 11ª) Sedimentación marina en el Mioceno, ligada a una importante transgresión que cubre la mayor parte de la región.
- 12ª) Etápa de plegamiento principal que produce diferentes efectos según los sectores, y determina la actual disposición tectónica (Cobertera Tabular) Región de escamas y Región plegada).
- 13ª) Ciclo de erosión actual con depósito de materiales Cuaternarios.

A. - Bibliografía geológica-regional

ALAYA, F (1959) Los montes Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada (zona SÚTICA, provincia de Granada). Acta Geol. Hisp. I-IV. pp.-125-136

ALAYA, J (1966) Et. Géol. des confins des provinces d'Albacete et de Guada (segura). Bull. Soc. Géol. France 7^e ser. I-VIII. pp.-61-66

ALAYA, J y BERNARD, R (1966) Sur l'existence de préformes de roches, de compositions et de faciès, au sein des formations sédimentaires de la Sierra de Guadalupe (Prov. d'Albacete, Espagne). Bull. Soc. Géol. France 7^e ser. I-VIII. pp.-616-627

ALBERTINI, M (1960) Das Gestein des Beckens südlich des "Camp de Gibraltar". Geol. des Oberr. 101, et 102, 1-2, pp.-1-64

BARA, E (1970) Contribution à l'étude des formations Autochtones de la Sierra Meridionale (Sierra de Guadalupe et de Guadajir). Univ. I.S.M.I. I-71

BRINKMAN, H y BILLET, H (1932) Der bathische Apparat in Sierra Nevada. Geol. u. mineralog. Mitt. n° 10 (traducción española (1955) Pub. geol. España I-V, pp.-187-200

BERNARD, R (1960) Aperçu sur la BIBLIOGRAFIA de Guadalupe (Andalucía, Espagne). Bull. Soc. Géol. France 7^e ser. I-II. pp.-326-333

A.- Bibliografía geológico-regional

- ALDAYA, F (1969) Los mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (zona Bética, provincia de Granada). Acta Geol. Hisp. T-IV. pp.-126-130
- AZEMA, J (1966) Géologie des confins des provinces d'Alicante et Murcie (Espagne). Bull.Soc.Geol.France 7^a ser. T-VIII. pp.-80-86
- AZEMA, J y SORNAY J. (1966) Sur l'existence de phénomènes de ravinement, de condensation et de remaniement au sein des formations secondaires de la Sierra de Crevillente (Prov. d'Alicante, Espagne). Bull.Soc.Geol.France. 7^a ser. T-VIII. pp.-518-520
- BLUMENTHAL, M (1931-33) Das Westende des Betikums nördlich dem "Campo de Gibraltar". Geol. des chain. bet. et subb. n^o 2, pp.-1-44
- BOUYX, E (1970) Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). Mém I.G.M.E. T-73 363 pag.
- BRINKMANN, R y GALLWITZ, H (1933) Der betische Aussenrand in Südost-Spanien. Beitr.geol.west.Medit. n^o 10 (traducción española (1950) Pub.ext.geol.España T-V. pp.-167-290
- BUSNARDO, R (1960) Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). Bull.Soc.Geol.France 7^a ser. T-II. pp.-324-329

- BUSNARDO, R (1960-62) Regards sur la Géologie de la région de Jaén (Andalousie). Soc. Geol. France. Livre a la Mém. du Prof. Fallot. T-I. pp.-189-198
- CARRASCO, F (1970) Estudio geológico del sector de Siles (Sierra del Segura). Tesis de Licenciatura. Deptº de Estratigrafía. Univ. Granada.
- CHAUVE, P (1967) Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne meridionale). Mém. I.G.M.E. T-LXIX 377 pag.
- DABRIO, C.J. (1970) Bosquejo estratigráfico sobre la región El Tranco-Pontones-Santiago de la Espada (Zona Prebética, provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada T-I. nº 3
- DABRIO, C.J. y LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1970) Estructura en escamas del sector Noroccidental de la Sierra de Gazorla (Zona Prebética) y del borde de la Depresión del Guadalquivir (Provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada. T-I. nº 3
- DARDER PERIGAS, B (1945) Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. Bol. I.G.M.E. T-LVII. pp.-63-775
- DEPUY DE LOME, E (1950-60) Hojas Geológicas a escala 1/50.000 de Sagunto, Liria, Cheste, Navarrés, Almansa, Caudete y Onteniente. I.G.M.E.
- DIDON, J (1969) Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne). Tesis. Univ. Paris. (Mém. inédita).
- EGELER, C.G. y SIMOM, O.J (1969) Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio. Verh. Kon. Ned Akad. v. Wetensch. T-XXV. nº 3 90 pag.

- FALLOT, P (1928 a) Sur la partie centrale des Sierras de Segura (Andalousie). C.R.Ac.Sc. de Paris. T-186. pp.-157-159
- FALLOT, P (1928 b) Observations sur la géologie des environs de Cazorla (Prov. de Jaén) Bol.Real.Soc.Esp.Hist. Nat. T-28. pp.-273-288 y 321-345
- FALLOT, P (1943) El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas. Mem.Inst.L.Mallada del C.S.I.C. 110 pag.
- FALLOT, P (1945) Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el Rio Guadiana Menor. Mem.Inst.L.Mallada del C.S.I.C. 719 pag.
- FALLOT, P (1948) Les Cordillères Bétiques. Est.Geol. nº 8 pp.-83-172
- FONTBOTE, J.M. (1965) Las Cordilleras Béticas. La Depresión del Guadalquivir. in "Mapa Geológico de España y Portugal" Not. explic. Edit. Paraninfo
- FONTBOTE, J.M. (1970) Sobre la Historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. Cuad.Geol.Univ.Granada. T-I nº 1 pp.-71-78
- FONTBOTE, J.M; JULIVERT, M y RIBEIRO, P (in litt) Explication de la Carte Tectonique d'Europe (2ª Edition) II parte, 8 d.
- FOUCAULT, A (1960-62) Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Prov.de Grenade, Espagne) Soc.Geol.France. Livre a la Mém. du Prof. Fallot. T-I. pp.-175-183
- FOUCAULT, A (1964) Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla et Huescar. Geol. en Mi.jnb. T-43. pp.-268-272

- FOUCAULT, A (1965 a) Les rapports entre le Subbétique et le Prébétique dans la partie centrale de la province de Jaén (Espagne meridionale). C.R.Ac.Sc.de Paris. T-260 pp.-4354-4357
- FOUCAULT, A (1965 b) Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du haut Guadalquivir (Prov. de Jaén, Espagne). Bull.Soc.Géol.France. 7^a ser. T-VII. pp.-567-570
- FOURCADE, E (1970) Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne) These.Fac.Sc.de Paris. 397 pag.
- GARCIA-DUEÑAS, V (1967) Geología de la Zona Subbética al N. de Granada. Tesis Univ.Granada. (Mem. inédita)
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1968) Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada. Acta Geol.Hisp. T-III. pp.-73-77
- GONZALEZ-DONOSO, J.M; LINARES, A; LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas (Litoestratigrafía y microfacies). Guad. Geol.Ibérica. (In litt en Actas del I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España)
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C (1970 a) Afloramientos miocénicos de la Hoja de Orcera (Zona Prebética, provincia de Jaén). Guad.Geol.Univ.Granada. T-I. nº 2 pp.-101-106
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. y LOPEZ-GARRIDO, A.C (1970 b) El Mioceno pre-tectónico del extremo oriental de la Depresión del Guadalquivir (Provincia de Jaén). Guad.Geol.Univ. Granada. T-I. nº 3
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. y VERA, J.A. (1965) Estudio geológico de una parte de las laderas noroccidentales de Sierra Nevada (Granada). N.yC. I.G.M.E. nº 78 pp.-93-124
- HOEPPENER, R; HOPPE, P; DURR, St y MOLLAT, H (1964) Ein querschnitt durch die Betsischen Kordilleren bei Ronda (SW. Spanien). Geol. en Mijnb. T-43. pp.-282-298

- JEREZ-MIR, F (1969) Estudio geológico de un sector de la Sierra de Segura. Tesis de Licenciatura. Deptº Estratigrafía. Univ. Granada.
- JEREZ-MIR, L (in litt) Datos estratigráficos de la región comprendida entre Isso, Elche de la Sierra y Moratalla (Zona Prebética). Bol. Geol. y Min. (en curso de pub.)
- JULIVERT, M (1967) La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España) Trab. de Geol. Fac. Cienc. Univ. Oviedo. nº 3 pp.-1-26
- LINARES GIRELA, L y RODRIGUEZ-ESTRELLA, T (1971) Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo (Zona Prebética, prov. de Albacete). Bol. Geol. y Min. (en curso de publicación).
- LOPEZ-GARRIDO, A.C (1969) Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-río Madera (Zona Prebética, provincia de Jaén) Acta Geol. Hisp. T-IV. nº 4 pp.-84-90
- LOPEZ-GARRIDO, A.C (1971) Sobre la posición de los terrenos de "facies de Utrillas" en la Zona Prebética, al NE. de la provincia de Jaén). Bol. Geol. y Min. T-LXXXII-I pp.-47-51
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. y JEREZ-MIR, F (1971) La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región de Orcera-Siles (Provincia de Jaén). Acta Geol. Hisp. T-VI. nº 1 pp.-15-18
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. y RODRIGUEZ-ESTRELLA, T (1970) Características sedimentarias de la "Formación de Chiclana de Segura". Cuad. Geol. Univ. Granada. T-I. nº 1 pp.-17-21
- LOTZE, F (1945) Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geot. Forschungen. T-6. pp.-78-92 (traducción española (1950) Pub. ext. Geol. España. T-V pp.-147-166

- LOTZE, F (1970) El Cámbrico en España. Mém. I.G.M.E. T-75. 256 pag.
- MALLADA, L (1884) Reconocimiento geológico de la Provincia de Jaén. Bol.Com.Mapa Geol.España. T-XI. pp.-1-65
- MALLADA, L (1904) Explicación del Mapa geológico de España. (Sistema Infracretáceo y Cretáceo). Mém.Com.Mapa Geol.España. T-V
- PAQUET, J (1969) Etude Géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Mém.Soc.Geol.France. Nouv.Sér. T-XLVIII. nº 111 pp.-270
- PERCONIG, E (1960-62) Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale). Soc.Geol.France Livre à la Mém.du Prf. Fallot. T-I. pp.-229-256
- PUGA, E (1971) Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental. (Resumen Tesis Doctoral). Sec.Public.Univ. Granada. 23 pag
- RAMBAUD, F (1969) El sinclinal Carbonífero de Rio Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. Mem. I.G.M.E. T-LXXI. 299 pag
- RAMIREZ DEL POZO, J (1968) Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). En prensa en Mem. I.G.M.E.
- SAEFTEL, H (1961) Paleogeografía del Albense en las cadenas cel-tibéricas de España. N. y C. I.G.M.E. nº 63 pp.-163-191
- SCHMIDT, M (1936) Fossilien der spanischen Trias. Abhandl.d.Heidelberger Akad.d.wiss.Math.Naturw.Klasse V-22. pp.-1-140

SANCHEZ DE LA TORRE, L. y AGUEDA VILLAR, J.A (1970) Paleogeografía del Triásico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica. Est.Geol. T-XXVI pp.-423-430

TAMAIN, G (1970) La tectonique du rebord méridional de la Meseta ibérique: le défilé de Despeñaperros. Carte Tectonique de l'Europe.

VERA, J.A (1966) Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. (Tesis Univ.Granada) Mem. I.G.M.E. T-LXXII. 191 pag. (1969)

VERA, J.A (1970) Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. Bol.Geol.y Min. T-XXXI-V. pp.-429-462

VERA, J.A y GONZALEZ-DONOSO, J.M (1964) Discordancia intravindoboniense en Montefrío (Zona Subbética, provincia de Granada) N. y C. I.G.M.E. nº 76 pp.-19-32

B.- Bibliografía litoestratigráfica y sedimentológica

- ALLEN, J.R.L (1963) The classification of cross-stratified units, with notes on the origin. Sedimentology. V-2. nº 2 pp.-93-114
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961) Code of stratigraphic nomenclature. Bull.Am.Ass.Petr. Geol. V-45. pp.-645-665
- BAGNOLD, R.A (1941) The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Edid. Methuen; Londres. 265 pag.
- BISQUE, R.E (1961) Analysis of carbonate rocks for calcium, magnesium, iron, and aluminium with EDTA. Jour. Sed.Petrol. T-31. pp.-113-122
- BISSELL, H.J y CHILINGAR, G.V (1967) Classification of sedimentary carbonate rocks. Carbonate rocks. Edit. Elsevier. serie "Developements in Sedimentology" T-9 A. pp.-87-168
- CAILLEUX, A y TRICART, J (1963) Initiation a l'étude des sables et galets. Centre de Documentatiob Universitaire. 3 Vol. Paris
- CHILINGAR, G.V; BISSELL, H.J y FAIRBRIDGE, R.W (Editores) (1968) Carbonate rocks. nº 9 de serie "Developements in Sedimentology" Edit, Elsevier.
- DUPLAIX, S (1958) Détermination microscopique des minéraux des sables. Librerie Polytech. ch. Béranger. Paris

- FOLK, R.L (1959) A practical petrographic classification of limestones. Bull.Am.Ass.Ptr.Geol. V-43. nº 1 pp. 1-38
- FOLK, R.L (1962) Spectral subdivision of limestone types. En Symposium sobre "Classification of Carbonate rocks". Mem. 1 Am.Ass.Ptr.Geol. pp.-62-84
- GRIFFITS, J (1967) Scientific method in analysis of sediments Mc Graw-Hill Book Comp. Londres
- HATCH, F.H y RASTALL, R.H (1965) Petrology of the sedimentary rocks. Thomas Murby & Co. Londres.
- KRUMBEIN, W.C y PETTIJOHN, F.J (1938) Manual of sedimentary petrography. D. Appleton-Century Co. Inc. Nueva York.
- KRUMBEIN, W.C y SLOSS, L.L (1963) Stratigraphy and Sedimentation. 2ª Ed. Edit. Freeman. San Francisco.
- LEIGHTON, M.W y PENDEXTER, C (1962) Carbonate rock types. En Symposium sobre "Classification of Carbonate rocks" Mem 1 Am.Ass.Ptr.Geol. pp.-33-61
- Mc KEE, E.D (1940) Three types of cross-lamination in Paleozoic rocks of northern Arizona. Am.J.Sci. pp.-811-824
- Mc KEE, E.D (1957) Primary structures in some Recent sediments. Bull.Am.Ass.Ptr.Geol. V-41. pp.-1704-1747
- MILLOT, G (1957) Signification des études recentes sur les roches argileuses dans l'interpretation des facies sedimentaires (compris les series rouges). Sedimentology. V-8 pp.-259-280
- MILLOT, G (1964) Geologie des argiles. Edit. Masson & Cie. Paris. 499 pag

- MULLER, G (1956) Die Schnellbestimmung des $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ -Anteils in Karbonatischen tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Athylendiamintetraessigsäure (Ae DTE). N.Jb.Geol.Paleont. pp.-330-344
- MULLER, G (Editor) (1968) Méthods in sedimentary Petrology Edit. E.Schwenzerbert&scheverlags buc. Sttugert.
- MULLER, G y FRIEDMAN, G.M (Editores) (1968) Carbonate Sedimentology in Central Europe. Edit. Springer. Berlin
- PEREZ MATEOS, J. (1965) Análisis mineralógico de arenas. Mé todos de estudio. Publ.Patronato Alonso Herrera C.S.I.C. nº 1
- PETTIJOHN, F.J (1954) Classification of sandstones. Journ. Geol. T-62. pp.-300-305
- PETTIJOHN, F.J (1957) Sedimentary Rocks. Harper Brother. Nueva York.
- PLUMLEY, W.J; RISLEY, G.A; GRAVES, R.W y KALEY, M.E (1962) Energy index for limestone interpretation and classification. En Symposium sobre "Classification of Carbonate Rocks". Mem. 1 Am.Ass.Ptr.Geol. pp.-85-107
- POTTER, P.E y PETTIJOHN, F.J (1963) Paleocurrent and basin analis. Edit. Springer Verlag. Berlin
- POTTER, P.E y PETTIJOHN, F.J (1964) Atlas and Glossary of primary sedimentary structures. Edit. Springer Verlag. Berlin.
- REICHE, P (1938) An analysis of cross-lamination: the Cocco nino sandstone. J.Geol. nº 46 pp.-905-932
- SCHMALZ, R. F (1969) Deep-water Evaporite Deposition: A genetic model. Bull.Am.Ass.Ptr.Geol. V-53/4 pp.- 798 825

THOMPSON, W.O (1937) Original structures of beaches, bars and dunes. Bull.Geol.Soc.Am. T-48 pp.-723-752

VATAN, A (1967) Manuel de Sedimentologie. Edit. Technip. Paris.

WELLER, J.M (1968) Stratigraphic principles and practice Edit. Harper. Nueva York.

[Faint, illegible text and signatures, possibly bleed-through from the reverse side of the page.]

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día de
la fecha, constituido por:

- D. José María Fontbolé
- D. Onofre Riba Acdean
- D.^a Asunción Lizares
- D. Juan Rosell Laruy
- D. Juan Antonio Vera Torres

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado Don

Agel Colas Lopez Garcia
se acordó por unanimidad otorgar la califica-
ción de Sobresaliente 'cum laude'

y para que conste, se extiende firmada por los
componentes del Tribunal, la presente diligen-
cia.

Granada, a 10 de Julio de 1971

El Secretario,

El Presidente,

[Signature]

El Vocal,

[Signature]

El Vocal,

[Signature]

El Vocal,

[Signature]



Biblioteca Universitaria de Granada

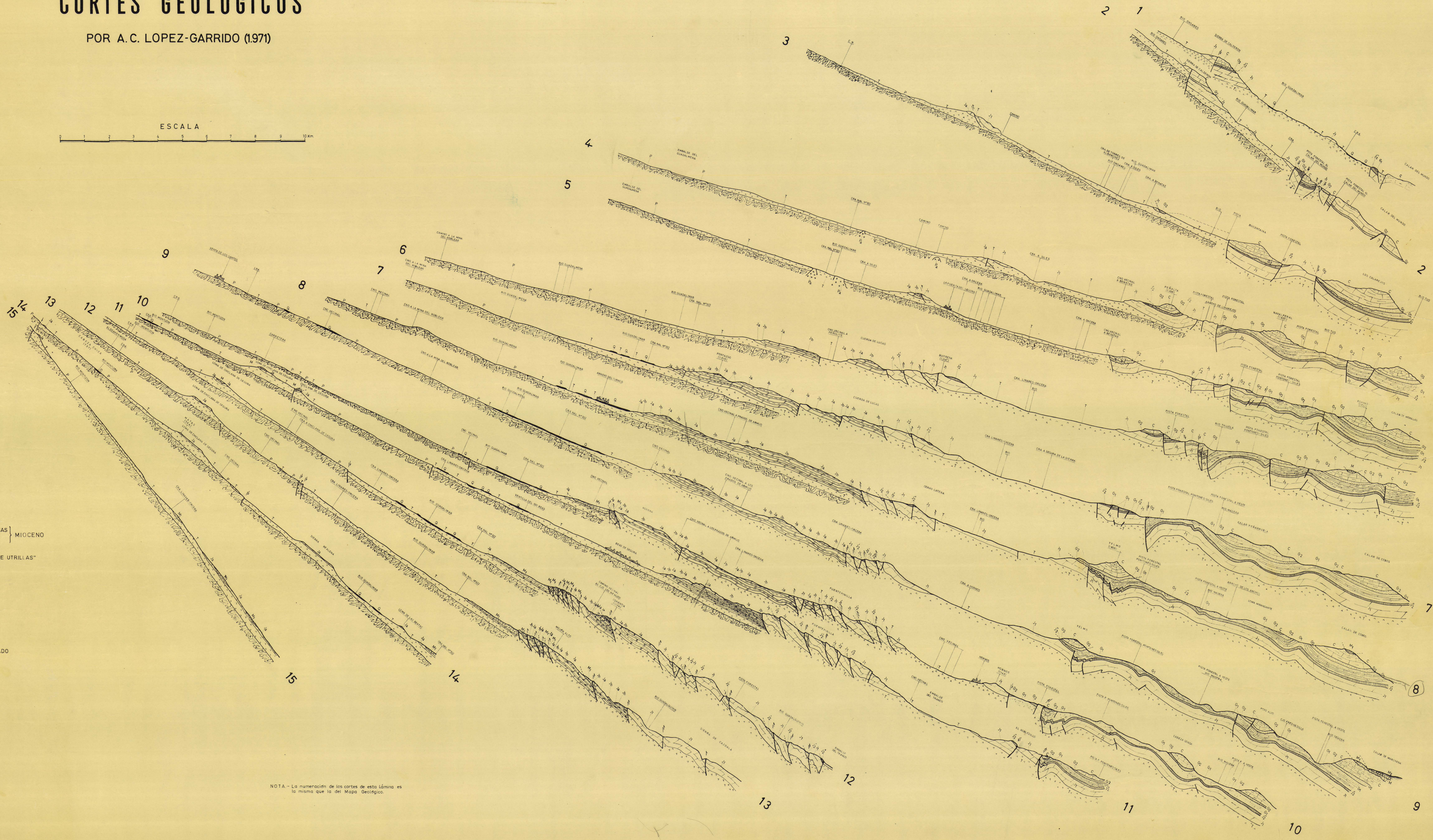
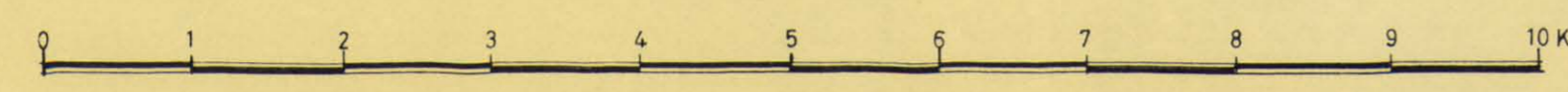


01052254

CORTES GEOLOGICOS

POR A. C. LOPEZ-GARRIDO (1971)

ESCALA



LEYENDA

- Q - CUATERNARIO
 - M₂ - CONGLOMERADOS Y ARENISCAS
 - M₁ - CALIZAS Y LIMOS
 - C - CRETACIO SUPERIOR
 - G₂ - MATERIALES DE "FACIES DE UTRILLAS"
 - G₁ - CRETACIO INFERIOR
 - J₂ - MALM
 - J₁ - KIMMERIDGENSE DETRITICO
 - J₀ - LIAS + DOGGER ?
 - J_b - ARCILLAS
 - J_a - DOLOMIAS
 - T - TRIAS
 - P - PALEOZOICO INDIFFERENCIADO
 - PL - ROCAS PLUTONICAS ACIDAS
- ZONA PREBETICA
- COBERTERA TABULAR

SIGNOS

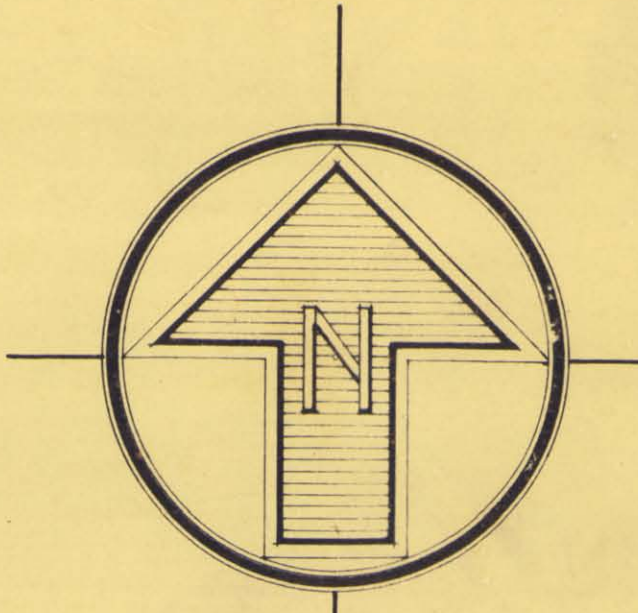
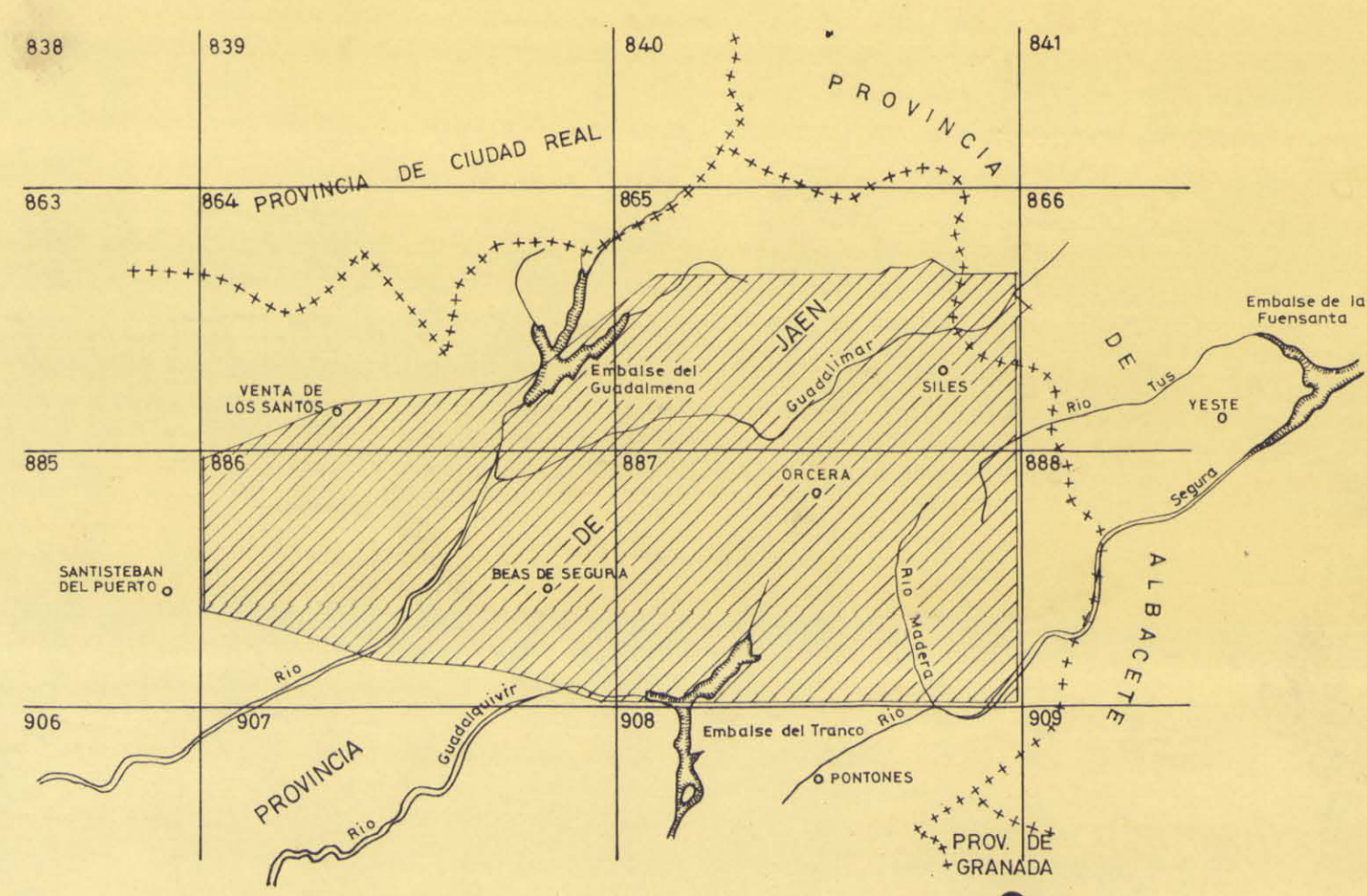
- CONTACTO CONCORDANTE
- CONTACTO DISCORDANTE
- /// FALLAS

NOTA - La numeración de los cortes de esta lámina es la misma que la del Mapa Geológico.

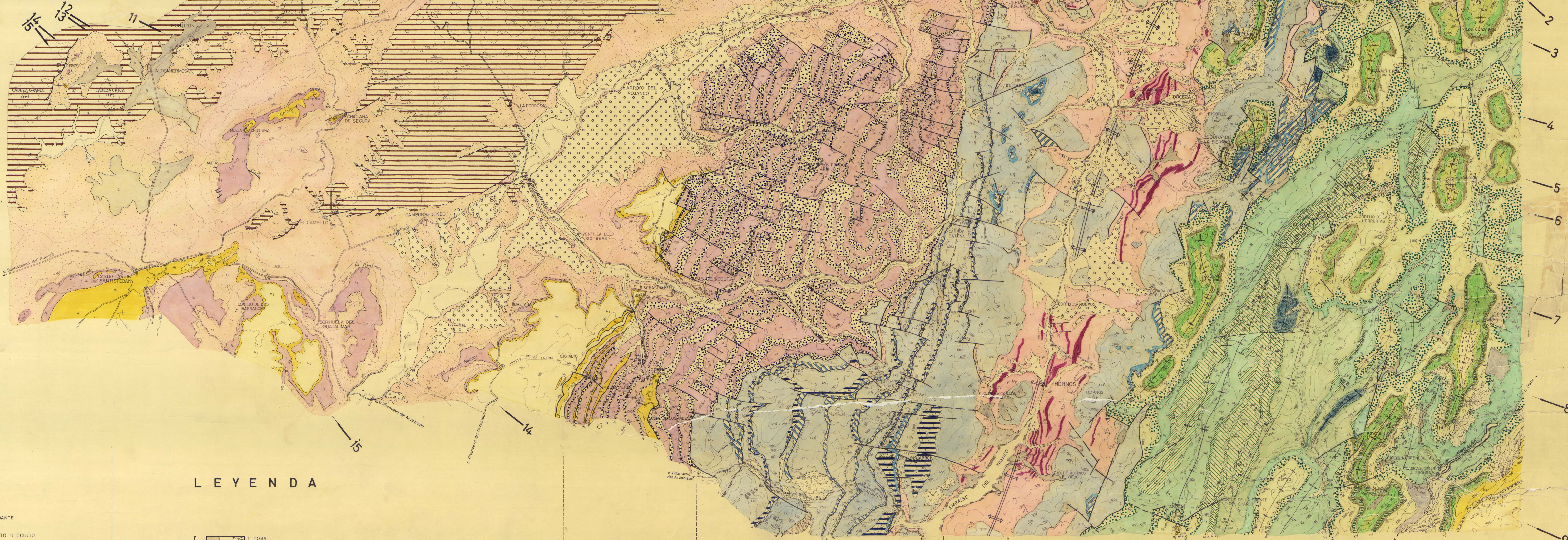
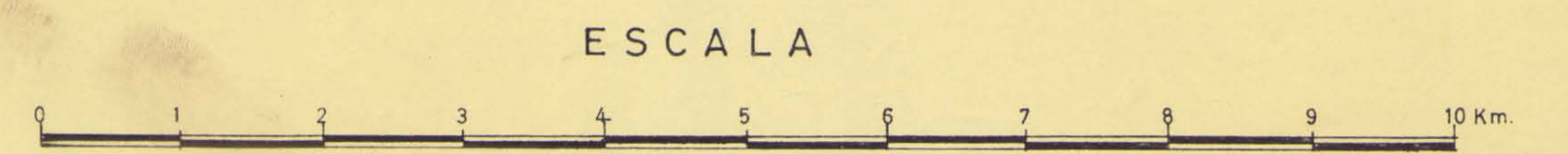
MAPA GEOLOGICO DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA ZONA PREBETICA EN EL NE. DE LA PROVINCIA DE JAEN

POR A. C. LOPEZ-GARRIDO (1.971)

HOJAS DEL M.T.N. A ESCALA 1:50.000



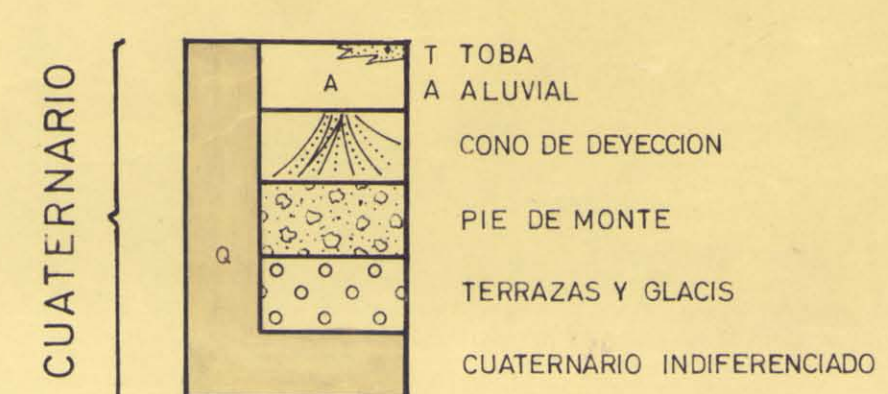
ESCALA



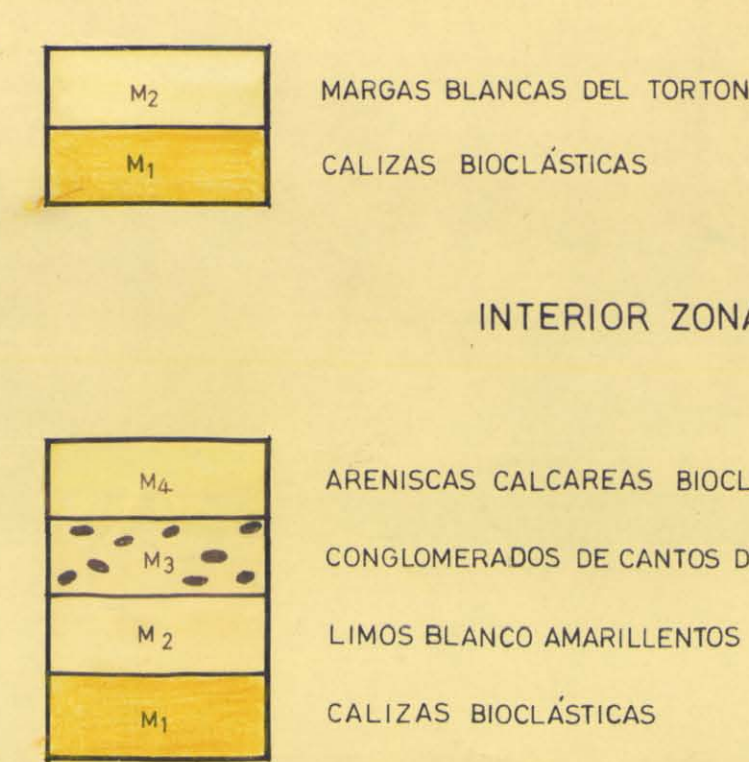
SIGNOS

- CONTACTO CONCORDANTE
- - - - - IDEM SUPUESTO U OCULTO
- CONTACTO DISCORDANTE
- - - - - IDEM SUPUESTO U OCULTO
- FALLA NORMAL
- IDEM SUPUESTA U OCULTA
- FALLA INVERSA O CABALGAMIENTO
- IDEM SUPUESTA U OCULTA
- CONTACTO MECANICO EN GENERAL
- - - - - IDEM SUPUESTO U OCULTO
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- ANTICLINAL DE IMPORTANCIA REGIONAL
- DIRECCION Y BUZAMIENTO
- ESTRATOS HORIZONTALES
- ESTRATOS VERTICALES
- BLOQUE DESLIZADO
- 6 VACIMIENTO FOSILIFERO
- A YESOS

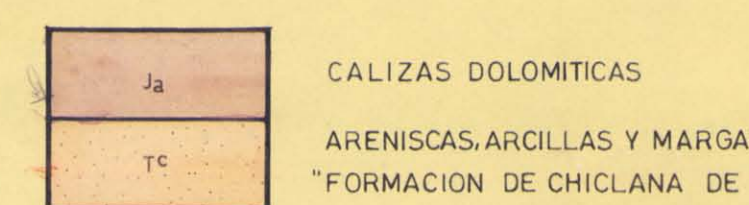
LEYENDA



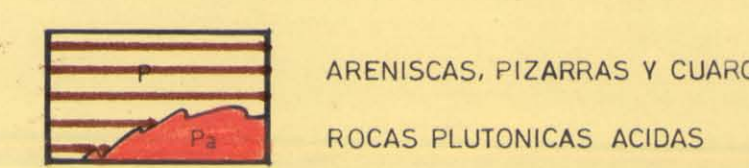
DEPRESION DEL GUADALQUIVIR



COBERTERA TABULAR



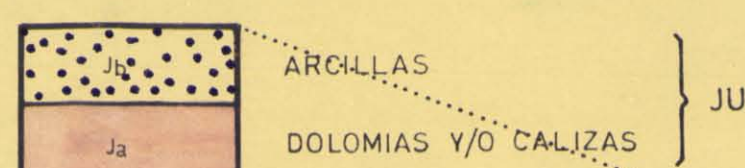
MESETA



JURASICO

TRIASICO

PALEOZOICO Indiferenciado



KIMMERIDGENSE

KIMMERIDGENSE inferior

OXFORDENSE superior

LIAS + DOGGER



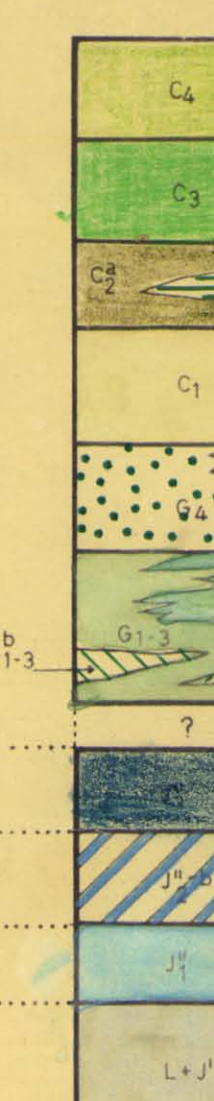
JURASICO

TRIASICO

TRIASICO

TRIASICO

TRIASICO



SENONENSE

TURONENSE?

CENOMANENSE

ALBENSE

JAPTENSE y localmente, ALBENSE

CRETACEO inferior indiferenciado que localmente incluye el Malm superior

KIMMERIDGENSE

KIMMERIDGENSE inferior

OXFORDENSE superior

LIAS + DOGGER

ZONA PREBETICA