

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA DEL SECTOR DE
ALCARAZ - LIETOR - YESTE (PROV. DE ALBACETE).
SINTESIS GEOLOGICA DE LA ZONA PREBETICA**

por

TOMAS RODRIGUEZ ESTRELLA

PRIMERA PARTE

TOMO 97 – MADRID 1979

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

I. S. B. N.: 84 - 7474 - 069 - X

I. S. B. N.: 84 - 7474 - 068 - 1

Depósito Legal: M - 30.766 - 1979

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



A mi mujer, Mary Angeles.

A mis padres.

A mis hijos, Tomás y José Víctor.

No busquemos en nuestras investigaciones ni la gloria ni el boato, pues, por alto que nos valoremos, no pasamos de ser simples peones que aportamos una piedra más al edificio en construcción que es aún hoy la Geología.

Cuando exponamos nuestras teorías, hagámoslo con honradez y humildad, respetando siempre cualquier opinión diferente a la nuestra, pues la «verdadera Verdad» es casi siempre el punto de convergencia de muchos caminos, a veces distantes y antagónicos.

Si nuestros oídos saben y quieren escuchar callados la boca ajena, tal mutismo no será estático ni estéril: será entonces cuando caminaremos realmente por la senda del progreso de la Ciencia y del entendimiento entre los hombres.

Esta Tesis Doctoral, dirigida por A. C. López Garrido (C. S. I. C. de la Facultad de Ciencias de Granada), fue defendida el día 4 de julio de 1978 en la Universidad de Granada, obteniendo la calificación de sobresaliente «cum laude», ante el tribunal formado por los Profesores R. Fernández Rubio (Univ. de Granada), J. M. Fontboté (Univ. de Granada), J. M. Ríos (E. T. S. I. M. de Madrid), L. Sánchez de la Torre (Univ. de Oviedo) y J. A. Vera (Univ. de Granada).

INDICE

	<u>Páginas</u>
Exposición de la Obra	11
1. Introducción general	13
2. Geología	23
Indice de figuras	265
Indice general	269



EXPOSICION DE LA OBRA

La presente Memoria comprende cuatro capítulos que, aunque por sí mismos la mayoría de ellos pueden constituir entes «autonómicos», se encuentran sin embargo relacionados entre sí, en la medida que lo están las partes con el todo y viceversa, incluso las distintas partes que integran un cuerpo único.

Un primer capítulo, de introducción general, se refiere a los agradecimientos, objetivos del trabajo y métodos que se han utilizado para la realización del mismo.

En un segundo capítulo se aborda el estudio geológico detallado del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (provincia de Albacete), en su doble aspecto estratigráfico y estructural.

Uno de los objetivos primordiales del trabajo que aquí se expone ha sido el conocimiento hidrogeológico del sector de Alcaraz, Liétor y Yeste; de ahí que se incluya un tercer capítulo de Hidrogeología, que comprende dos partes: una de descripción hidrogeológica general del sector, y otra, más detallada, del análisis hidrogeológico exhaustivo del Sistema del Calar del Mundo, dado que éste presenta una clara entidad, por un lado, y por otro, que al poseer numerosas estaciones climáticas e hidrológicas se hace posible un control bastante minucioso del mismo.

Puesto que en este sector se dan fenómenos geológicos complejos, y en cierto modo anómalos a los generales de las Cordilleras Béticas, ha sido necesario, para mejor tratar estos problemas y con el fin de llegar a unas conclusiones lo más lógicas posible, ampliar el estudio a la casi totalidad del Prebético; de esta manera se incluye un cuarto capítulo de síntesis geológica de la Zona Prebética, en donde se analiza, por un lado, la

paleogeografía de la misma durante el Mesozoico, y por otro, las características tectónicas que la definen. Este capítulo ha sido el resultado de mis investigaciones, llevadas a cabo, en toda la Zona Prebética, desde hace nueve años; de los trabajos realizados por los estudios hidrogeológicos del «Alto Júcar-Alto Segura» (antes «Cazorla-Hellín-Yecla») y del «Bajo Segura» que realiza el Instituto Geológico y Minero de España, en los que he tenido ocasión de participar; y, por último, de las investigaciones llevadas a cabo por los distintos autores hasta la fecha en la Zona Prebética, datos que en su mayoría han sido comprobados por mí en el campo.

Por último, un quinto apartado se refiere a la bibliografía consultada, y que en este caso tiene doble vertiente, al referirse, por un lado, a los aspectos geológicos de la Zona Prebética, y por otro, a la Hidrogeología en general.

1. INTRODUCCION GENERAL

1.1. OBJETIVOS

Antes de señalar cuáles han sido los objetivos perseguidos por el autor al realizar este trabajo, tal vez convenga hacer un poco de historia con el fin de comprender mejor cómo, cuándo y por qué me asaltó la idea de realizar esta Tesis Doctoral que ahora presento.

Como se sabe, el Ministerio de Industria, a través del Instituto Geológico y Minero de España de la Dirección General de Minas, desde el comienzo del III Plan de Desarrollo Económico y Social, está investigando los recursos subterráneos del país, dentro de un Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. Este Plan lo realiza conjuntamente con el Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario del Ministerio de Agricultura y con la colaboración de diversas empresas consultoras. Una de las realizaciones del referido Plan ha sido la del Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla» (después «Alto Júcar-Alto Segura»), que dio comienzo en el año 1968 y concluyó a finales de 1975, y en cuyo transcurso se han definido y evaluado los recursos subterráneos de la provincia de Albacete y parte de las de Murcia y Cuenca. El sector de Alcaraz-Liétor-Yeste entra dentro del marco del referido estudio, por lo que el autor inició sus investigaciones en esta región a finales de 1969, por cuenta de dicho Instituto Geológico.

Los objetivos que se perseguían en este proyecto eran, lógicamente, adquirir un buen conocimiento hidrogeológico de la comarca, para lo cual resultaba imprescindible conocer bien su geología. De esta manera, y con tal fin, el autor cartografió la mitad norte de la Hoja de Alcaraz y la Hoja

de Liétor, a escala 1/50.000, pertenecientes al M. T. N. Apenas fue conocido el escaso interés hidrogeológico práctico que ofrecía el área fue abandonada de una manera definitiva por parte del proyecto, pero ya el autor había tomado conciencia de la problemática de este sector y de las posibilidades de investigación que poseía, tanto bajo un punto de vista geológico-regional (tectónica muy complicada) como hidrogeológico (desarrollo de acuíferos kársticos). Así, en 1974 reanudé mis investigaciones en este sector, pero ya por cuenta propia, completando la cartografía de la mitad sur de la Hoja de Alcaraz, al mismo tiempo que añadí la de la Hoja de Yeste, con el fin de disponer de una transversal, lo más completa posible, de la Zona Prebética.

Una vez terminada la cartografía de detalle de las tres hojas anteriormente mencionadas, han sido varios los objetivos perseguidos, aunque en realidad se pueden agrupar en dos principales:

- Geológicos.
- Hidrogeológicos.

1.1.1. OBJETIVOS GEOLOGICOS

A su vez, se han dividido en dos:

- Estratigráficos.
- Tectónicos.

Mediante las investigaciones estratigráficas llevadas a cabo se ha perseguido un fin último, que ha sido el conocimiento de la cuenca sedimentaria en este sector de Alcaraz-Liétor-Yeste y la evolución de las distintas unidades estratigráficas en el espacio y en el tiempo. El comprobar si la cuenca en este sector presentaba originariamente, en el espacio, una forma de arco convexo hacia el Norte ha sido otro de los objetivos perseguidos y que lógicamente no podía resolver sin extender el campo de observaciones a un área más amplia; de esta manera se ha llegado a un cierto conocimiento general estratigráfico de la Zona Prebética. Lógicamente, para poder llegar a este conocimiento de la cuenca ha sido necesario pasar por otros objetivos intermedios, como son: características litológicas de las unidades estratigráficas generales, edad, potencia y medio de depósito de las mismas, etc. Referente a la datación de las distintas formaciones diré que ha sido una tarea un tanto ardua, debido a la existencia de un predominio de materiales dolomíticos en las mismas; sin embargo, y aunque no siempre se consiguió con éxito, he de decir que formaciones dolomíticas liásicas y del Cretácico Superior, hasta ahora no datadas en

la Zona Prebética, han podido hacerse con cierta exactitud en el sector estudiado.

En cuanto a los objetivos tectónicos perseguidos figuran, entre otros, el conocer perfectamente las estructuras en el sector de Alcaraz-Liétor-Yeste, determinar el origen de los efectos deformantes a que pertenecen, cronología de movimientos, fases de plegamiento, envergadura de las deformaciones, tipos de fracturas y sus relaciones con los efectos deformantes, razones del cambio de dirección de las estructuras, etc.

Naturalmente, estos objetivos resultan demasiado ambiciosos como para poder ser cubiertos con el solo análisis del sector estudiado con detalle; aunque el máximo de observaciones han sido realizadas en este sector, para poder responder a todas estas cuestiones ha sido necesario extender el área de investigación a casi la totalidad de la Zona Prebética; de esta manera, tratando de resolver un objetivo concreto, como era el conocimiento estructural de un sector determinado, se ha llegado asimismo a un cierto conocimiento tectónico general del Prebético, encontrándose así con un nuevo objetivo no propuesto en un principio.

1.1.2. OBJETIVOS HIDROGEOLOGICOS

Puesto que, como ya se ha dicho, en el sector estudiado existe una gran complejidad tectónica, resulta imposible abordar por separado cada uno de los múltiples sistemas hidrogeológicos existentes, puesto que, además, prácticamente ninguno tiene entidad, a excepción del Calar del Mundo. Sin embargo, y llevado por un espíritu de investigación pura, he tratado de analizar la Hidrogeología del sector, enfocada bajo dos objetivos concretos, que son:

- Descripción hidrogeológica general del sector Alcaraz-Liétor-Yeste.
- Estudio hidrogeológico del Calar del Mundo.

Respecto al segundo objetivo se ha abordado de manera exhaustiva, y puesto que se trata de un sistema muy bien definido, por un lado, y por otro se poseen numerosas estaciones termopluviométricas y de aforo, se ha llegado a un balance bastante ajustado del mismo; de igual manera se han investigado otros temas, como son los del Karst, las curvas de vaciado, hidroquímica, etc.

- Estudio de las estructuras tectónicas, mediante la realización de numerosos cortes estructurales (más de 50).

1.2.1.2. METODOS DE LABORATORIO

Se pueden distinguir tres fundamentales:

a) Técnicas petrológico-sedimentarias

Sólo se ha determinado la textura, a lámina delgada, de las rocas carbonatadas, no habiéndose realizado técnicas sedimentológicas en materiales detríticos, por no presentar éstos interés hidrogeológico como acuíferos, siendo éste el objetivo primordial que se ha perseguido en este trabajo.

b) Técnicas de gabinete

En gabinete se ha elaborado toda la Memoria, así como la parte gráfica que le acompaña o que se adjunta, desde el mapa geológico a escala 1/50.000 del sector estudiado hasta los mapas de síntesis, cuyas escalas utilizadas han sido de 1/200.000, 1/400.000, incluso 1/1.000.000, pasando por las columnas de detalle, cortes estructurales, bloques-diagramas, esquemas, etc.

c) Técnicas paleontológicas

La determinación de la fauna ha sido realizada por los especialistas cuyos nombres figuran en el apartado de agradecimientos. Aquí sólo diré que se ha estudiado tanto la micropaleontología (más de mil muestras) como la macropaleontología (más de veinte ejemplares).

1.2.2. METODOS HIDROGEOLOGICOS

También aquí hay que distinguir métodos de campo y de laboratorio.

1.2.2.1. METODOS DE CAMPO

Se pueden resumir en los siguientes:

- Diferenciación de acuíferos e impermeables y definir los principales sistemas hidrogeológicos existentes en el sector.
- Inventario de puntos de agua (1.280 p. d. a.).

1.2. METODOS

Puesto que los objetivos perseguidos han sido de dos tipos, geológicos e hidrogeológicos, los métodos utilizados para conseguir dichos fines han sido igualmente dobles. Voy a analizar unos y otros.

1.2.1. METODOS GEOLOGICOS

Dentro de éstos se pueden dividir, a su vez, en dos:

- Métodos de campo.
- Métodos de laboratorio.

1.2.1.1. METODOS DE CAMPO

Pueden resumirse en los siguientes:

- Levantamiento de un mapa geológico, a escala 1/50.000, que comprende las Hojas del M. T. N. de Alcaraz (número 841), Liétor (número 842) y Yeste (número 866), de la edición antigua, ya que en el momento de confeccionar dicho mapa aún no se habían publicado los de edición moderna. En él se han distinguido las diferentes unidades litoestratigráficas que aparecen en el sector. Para la realización de dicho mapa me he auxiliado, en el campo, de la fotografía aérea (escala 1/33.000, aproximadamente).
- Levantamiento de numerosas series estratigráficas de detalle (más de 50), con recogida de muestras. En esta tarea, por considerarla de enorme interés, ya que se trata de los «cimientos» sobre los que se construiría después todo un edificio geológico, se ha procurado tomar nota del máximo de observaciones a escala del estrato, como son: naturalezas, formas y espesores de los mismos, estructuras sedimentarias de orden interno, características de las superficies de estratificación, estructuras de deformación, estructuras orgánicas, estructuras diagenéticas, etc. En algunas de estas series se ha precisado el espesor de las formaciones mediante la utilización de taquímetro.
- Análisis de los contactos entre las distintas formaciones.

- Toma de muestras de agua (más de sesenta) para su ulterior análisis hidroquímico.
- Recogida periódica de datos de las estaciones climatológicas (22 en total) y de aforo (13 dentro del sector estudiado y otras próximas al mismo).
- Aforos periódicos con micromolinete en secciones canalizadas y aforo químico en el río Mundo.
- Análisis de las formas exokársticas en el Calar del Mundo.

1.2.2.2. METODOS DE LABORATORIO

Se pueden resumir en dos:

a) Técnicas hidroquímicas

Las muestras de agua recogidas en el campo, previamente atribuidas a un acuífero determinado, se han analizado químicamente y determinado en cada una de ellas los parámetros más usuales, como son: Cl^- , $\text{SO}_4^{=}$, CO_3H^- , Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , residuo seco, conductividad, pH, SAR e índice de Scott.

b) Técnicas de gabinete

En el gabinete se han tratado todos los datos obtenidos en el campo (medidas climatológicas e hidrométricas, fundamentalmente) y después construido mapas de isoyetas, isotermas, iso-ETR, isopacas, isohipsas, hidrogramas, curvas de vaciado, diagramas hidroquímicos, etc., y en general todos los gráficos que acompañan a la Memoria correspondiente al capítulo de Hidrogeología.

1.3. AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer, en estas líneas, a todas las personas u organismos que han contribuido de alguna manera a la elaboración de este trabajo; sin ellos mis esfuerzos hubiesen quedado disminuidos.

En primer lugar, deseo expresar mi agradecimiento al Instituto Geológico y Minero de España, y concretamente al Dr. J. COMA GUILLEN, Jefe del Servicio de Hidrogeología de dicho Instituto, por concederme el permiso para utilizar los primeros datos que obtuve de mi investigación en la Zona Prebética durante mi permanencia en este organismo, y que tomé como base de partida del trabajo mucho más completo que ahora presento. De igual manera, a la Empresa Nacional ADARO, a la que actualmente pertenezco, por colaborar en todos los momentos de la realización de esta tesis (estudio de láminas delgadas, estudio hidroquímico de las muestras de agua, delineación, mecanografía, encuadernación, etc.), y especialmente al Dr. J. FERRANDO, Subdirector de ésta.

En cuanto a personas se refiere, expreso en primer lugar mi agradecimiento al Dr. J. A. VERA TORRES, Catedrático de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Granada, quien en su día me dirigió la Tesis de Licenciatura, y que con el mismo afán de ayudar que le caracteriza se ha prestado, también en esta ocasión, a ser el tutor de esta Tesis Doctoral; a él recurrí en cuantas dudas tuve, aun cuando todavía no había pensado realizar formalmente este trabajo. Igualmente agradezco al Doctor A. C. LOPEZ GARRIDO, colaborador científico del C. S. I. C. en el Departamento de Investigación Geológica de la Facultad de Ciencias de Granada, por brindarse a dirigirme, incondicionalmente y sin regatear esfuerzo alguno, las investigaciones geológicas que he llevado a cabo con motivo de esta Tesis; discutió en el campo los problemas y revisó minuciosamente todas y cada una de las páginas de esta Memoria.

Agradezco a todos los profesores de la Universidad de Granada, quienes dirigieron mi formación geológica, y en especial al Dr. J. M. FONT-BOTE, Catedrático-Director del Departamento de Geotectónica de dicha Universidad, quien además ha revisado el capítulo de Tectónica; por los profundos conocimientos que posee de las Cordilleras Béticas, me han sido de gran utilidad sus sugerencias en este tema, dada la gran complejidad estructural de la región estudiada.

De una manera especial quiero agradecer al Dr. F. PENDAS FERNANDEZ, Jefe del Servicio de Hidrogeología de la Empresa Nacional ADARO,

por todas sus orientaciones y enseñanzas que durante años me impartió; él fue quien me enseñó a «andar» por la Prebética, y con sus vastos conocimientos de la Zona supo transformar día a día en un profesional a aquel inexperto recién salido de la Universidad.

Una persona que ha vivido de cerca todos los problemas científicos y humanos de este trabajo ha sido mi compañero y amigo L. LINARES GIRELA, hidrogeólogo de la Empresa Nacional ADARO. Juntos levantamos las primeras series en la Zona Prebética, y juntos «crecimos» en el mundo profesional de la Geología. He de agradecerle todas las sugerencias hechas durante años y el aliento constante por que realizara este trabajo.

Al Dr. E. FOURCADE, del Departamento de Geología Estructural de la Universidad de París, por su estudio de los Foraminíferos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior del Prebético Interno. También por mostrarme diversas series del Prebético, en los comienzos de mis contactos con la zona.

A L. GRANADOS, del Departamento de Micropaleontología de la Empresa Nacional ADARO, por el estudio micropaleontológico de las series del Jurásico, Cretácico Superior y Mioceno de la totalidad del sector.

A I. QUINTERO, del Instituto Geológico y Minero de España, que me ha clasificado los Ammonites.

Recuerdo con agrado los días de campo pasados con diferentes geólogos, entre los que figuran los Dres. LOPEZ GARRIDO y DABRIO, ambos de la Universidad de Granada, y otros de la Empresa Nacional ADARO, como el Dr. L. JEREZ y Sres. ESNAOLA y BAENA; con todos he intercambiado opiniones y recorrido itinerarios en la Zona Prebética por ellos conocidos.

La Hoja de Alcaraz, después de haberla cartografiado el autor de esta Memoria, se ha confeccionado con criterios MAGNA; en esta labor ha participado también A. GARCIA-VELEZ, de Geotecnia y Cimientos, S. A. En los recorridos que hemos realizado juntos por el campo me han sido de gran utilidad las sugerencias que me ha hecho, sobre todo en la región de escamas, por lo que le quedo muy agradecido.

En cuanto a la Hidrogeología se refiere, he de agradecer en general a todo el equipo del Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla», y en especial a M. SENENT ALONSO, Director responsable del Estudio Hidrogeológico del «Sureste», que, además de ayudarme a resolver problemas, especialmente de Hidrología, siguió de cerca la realización de este trabajo, animándome en cada momento y estimulándome para que abordase temas hidrogeológicos cada vez más ambiciosos. Asimismo he de agradecer a J. P. THAUVIN, Director responsable del Estudio Hidrogeológico de la «Cuenca Sur», por revisarme el tema de las curvas de vaciado. Pertenecientes a este Estudio de «Cazorla-Hellín-Yecla», también es justo mencionar a los técnicos N. LAGARTOS, J. BARBA, M. JUAREZ, P. CANO y

V. MORA, no sólo por haber llevado a cabo la infraestructura hidrológica de las Hojas de Alcaraz, Liétor, Yeste y Siles (inventario de puntos de agua, aforos, etc.), sino porque algunos de ellos (el primero y el último) me facilitaron aquellos datos que necesitaba en cada momento con rapidez y eficacia.

Merece una especial mención la ayuda suministrada por el Dr. R. FERNANDEZ RUBIO, Profesor agregado del Departamento de Hidrogeología de la Universidad de Granada, que a pesar de haberle solicitado su asesoramiento en una fase ya avanzada de elaboración de esta tesis, no por ello resultó menos útil, dada su ortodoxia en esta disciplina, por un lado, y por otro, su dilatada dedicación práctica a los problemas hidrogeológicos de todo el mundo; a él debo de agradecer también la revisión minuciosa del capítulo de Hidrogeología.

Por último, quiero agradecer a los espeleólogos A. CUENCA y R. PLA sus informaciones acerca del endokarst del Calar del Mundo.

La delineación de las figuras de esta Memoria ha sido llevada a cabo por el Sr. RODRIGUEZ MARIN, a quien agradezco el cuidado e interés que ha mostrado en su realización.

2. GEOLOGIA

2.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

2.1.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA

El sector de estudio se sitúa al suroeste de la provincia de Albacete y comprende la totalidad de las Hojas a escala 1/50.000 del M. T. N. de Alcaraz (841), Liétor (842) y Yeste (866), todas ellas pertenecientes a dicha provincia.

Ocupa este sector gran parte de la Sierra de Alcaraz y discurren por él los cursos de los ríos Mundo, Segura, Taibilla y Tus. El Mundo atraviesa el sector de un extremo a otro, desde su nacimiento en los «Chorros» hasta el Embalse de Talave. Los demás ríos, salvo el Tus, tienen escasa representación; sólo por el extremo SE de la Hoja de Yeste cruzan los ríos Segura y Taibilla.

En cuanto a situación del área estudiada, vías de comunicación y poblaciones más importantes, véanse las figuras 1 y 2.

2.1.2. LOCALIZACION GEOLOGICA

Geológicamente, el área de estudio está ubicada en las Cordilleras Béticas, y dentro de éstas en la Zona Prebética (fig. 3), cuyas características describo ampliamente en el capítulo IV.

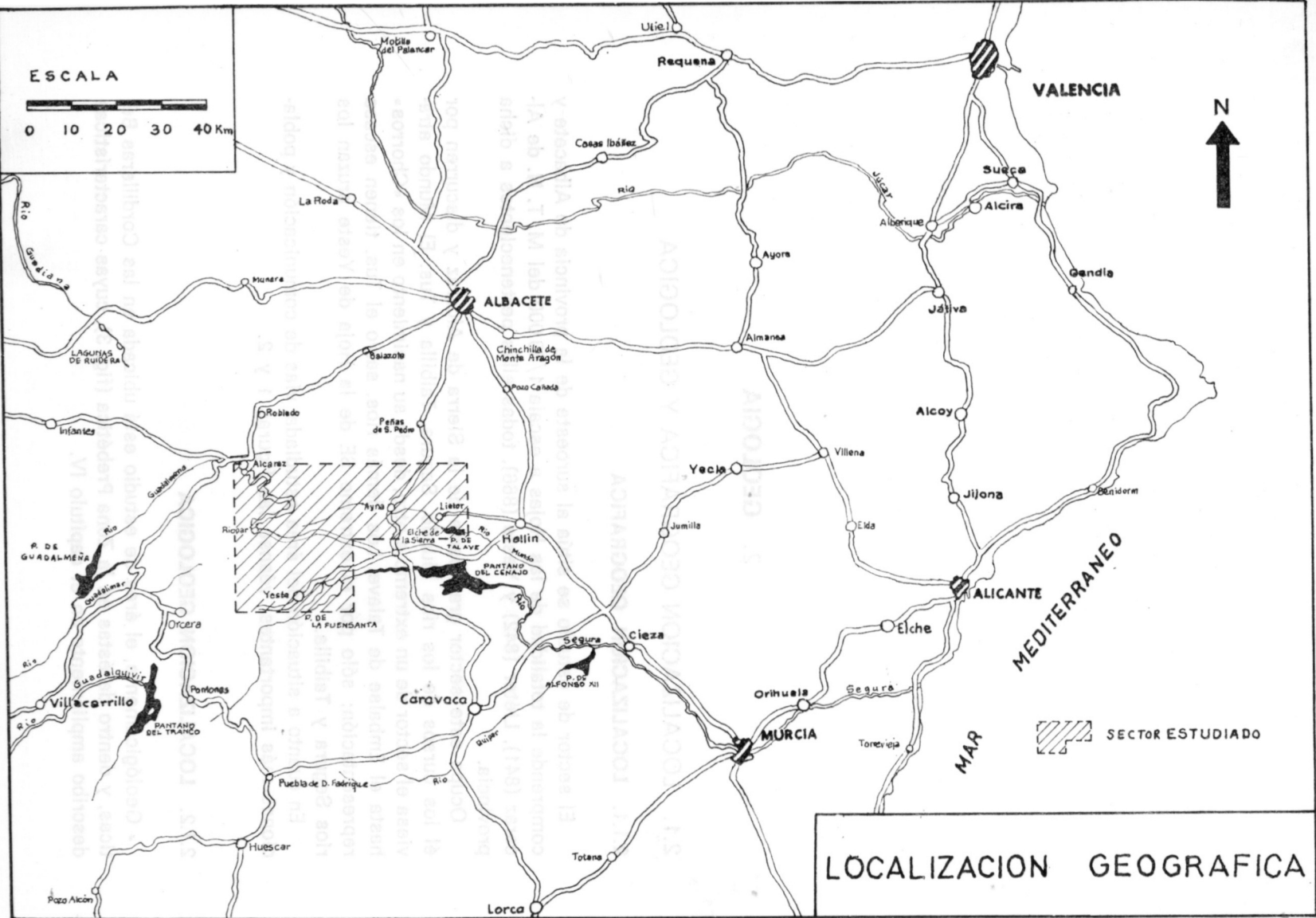


Figura 1

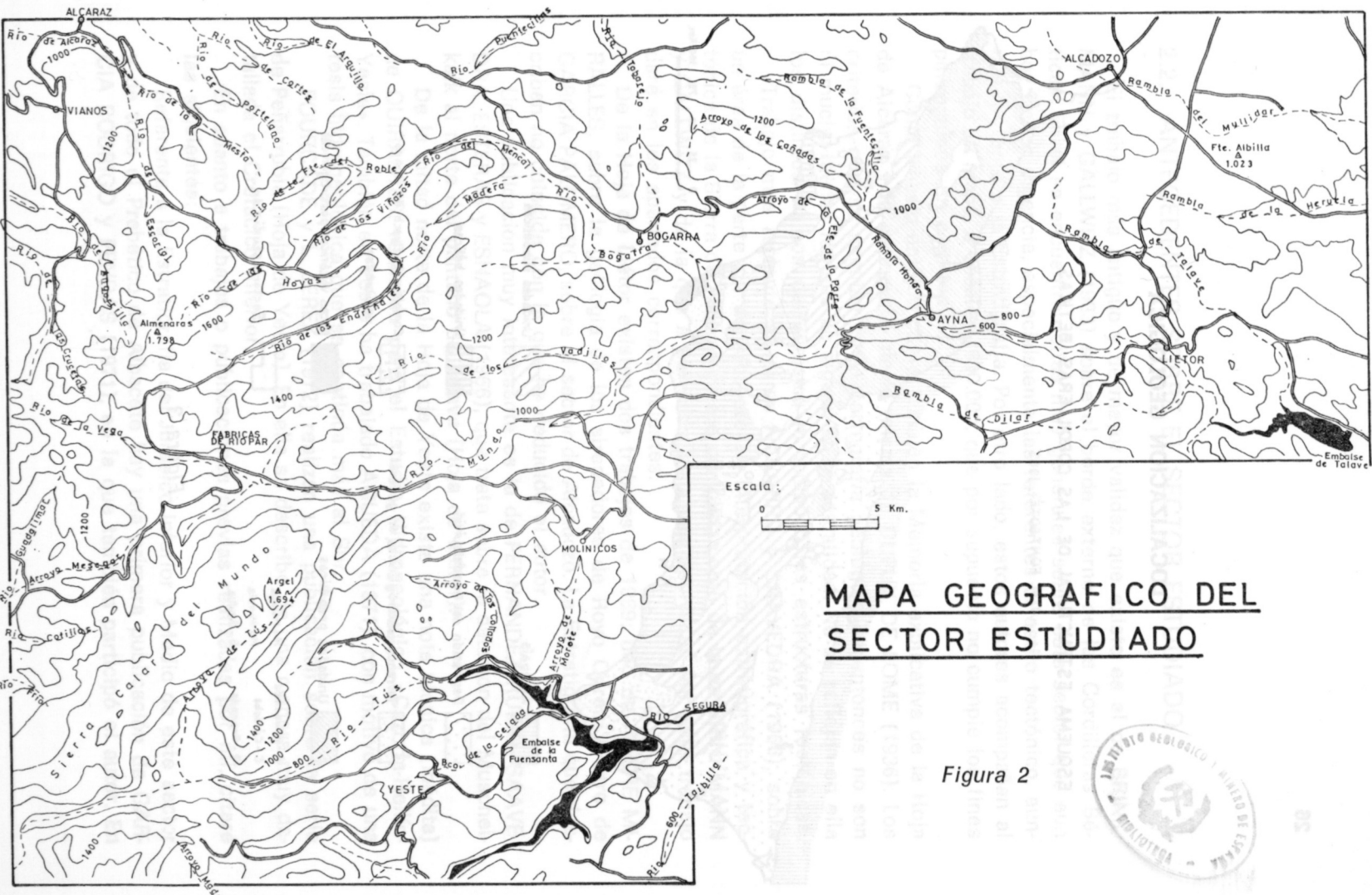


Figura 2



LOCALIZACION GEOLOGICA

ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

J. M. FONTBOTÉ, 1965

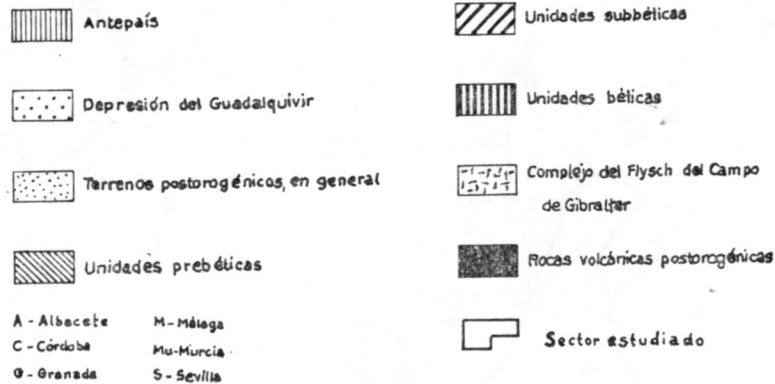
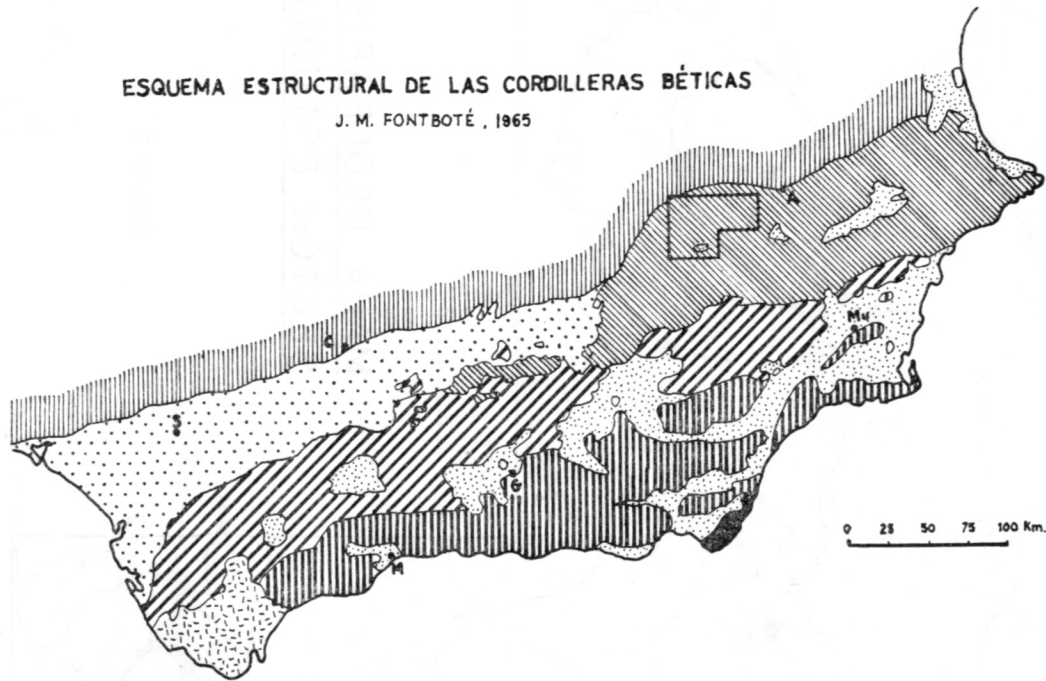


Figura 3

2.2. ANTECEDENTES SOBRE EL SECTOR ESTUDIADO

El trabajo más antiguo y de mayor validez que existe es el de BRINKMANN y GALLWITZ (1933) sobre el borde externo de las Cordilleras Béticas. En él se encuentran citas muy generales sobre este sector que aun hoy tienen vigencia, especialmente las referentes al estilo tectónico, aunque no tanto a la Estratigrafía. Por otro lado, estos autores acompañan al trabajo un mapa, a escala 1/600.000, que por supuesto no cumple los fines perseguidos en esta tesis.

Como trabajo antiguo citaré también la Memoria explicativa de la Hoja de Alcaraz y la cartografía de la misma de DUPUY DE LOME (1936). Los criterios que se seguían en la cartografía geológica de entonces no son ni mucho menos los que se siguen en la actualidad. No se reflejan en ella los distintos tramos del Jurásico ni tampoco las estructuras tectónicas.

Trabajo más reciente es el de NAVARRO y SAAVEDRA (1966), sobre un área de la parte sur de Albacete. La interpretación estratigráfica y tectónica de la Sierra de Alcaraz difiere completamente de la de BRINKMANN y GALLWITZ y de la que a partir de los datos aportados por este trabajo daré en los apartados correspondientes.

De la Hoja de Liétor existen dos trabajos de 1969: uno de ARCHE MIRALLES, sobre la geología de los alrededores de Royo Odrea, y otro de GARCIA PALOMERO, sobre el sector de Alcadozo. La Estratigrafía que describen no coincide con la que ha deducido el autor.

Una publicación muy interesante es la de FERNANDEZ RUBIO, SAAVEDRA, ESTERAS y ESNAOLA (1966), que trata sobre la datación del Muschelkalk al norte del pantano de Talave (Hoja de Liétor).

De la mitad norte de la Hoja de Yeste existe una nota técnica (inédita) de QUIRANTES, realizada para el Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla». También en Yeste ha trabajado AGUEDA (1971), con motivo de una tesis hidrogeológica que se continúa más al Sur.

FOURCADE y L. JEREZ (1972) realizan una publicación sobre la serie de Peñarrubia (Hoja de Yeste). En ella se describe de una manera muy detallada el Cretácico Inferior.

En cuanto a trabajos o publicaciones previas realizadas por mí, citaré las siguientes:

Referente a la Estratigrafía del Jurásico Inferior y Medio de este sector y de todo el Prebético de Albacete hay una primera publicación de GARCIA RODRIGO y PENDAS (1971), en la que también participó el autor. En

ella se describen diversas series tipo y se correlacionan entre sí. También se estudia la evolución de la cuenca de sedimentación.

Una segunda publicación se refiere a la geología del sector Alcaraz-Robledo (LINARES y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1973). En ella se exponen los rasgos estratigráficos y estructurales de dicho sector, y se pone de manifiesto la existencia de una región de escamas, que resulta ser la continuación del mismo tren que más al suroeste ha descrito LOPEZ-GARRIDO (1971) en la Sierra de Cazorla.

Una tercera publicación trata del Cretácico Superior de las Hojas de Alcaraz, Liétor y Yeste (RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS, 1975). Se estudian numerosas series, distinguiéndose diversos tramos litológicos, y por primera vez en el Prebético se llegan a datar todos ellos. También se realiza la reconstrucción geológico-histórica de la cuenca para este sector.

En la cuarta publicación, LINARES y RODRIGUEZ ESTRELLA (1974) hacen referencia a un estudio comparativo de las series cretácicas entre el Norte del Prebético y Sur de la Ibérica, llegando a la conclusión de que son idénticas, por lo cual no existen diferencias paleogeográficas importantes entre los dos sectores.

Por último, una quinta publicación se refiere al Jurásico y Cretácico Inferior de los alrededores de Yeste (FOURCADE, PENDAS y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977). Se estudian diversas series del Prebético Interno, y en una de ellas se data el Jurásico Superior.

Aparte de estas publicaciones realizadas por mí, existe otro trabajo reciente que se refiere al sector de Robledo y Alcaraz, y cuyos autores son ALVARO, GARCIA y ELIZAGA (1976). La interpretación que dan para la región de escamas difiere de la que el autor expone en esta Memoria, como consecuencia de no coincidir en la serie estratigráfica tipo que caracteriza a este sector.

También he de hacer mención a la existencia del trasvase Tajo-Segura, cuya traza pasa por el este de la Hoja de Liétor. Su construcción ha conducido a la realización de informes geológicos parciales internos, habiendo tenido ocasión de consultar algunos de ellos.

Hay que destacar, igualmente, la Tesis Doctoral de FERNANDEZ (1975) sobre la sedimentación triásica en el borde de la Meseta. Este autor se ocupa, entre otros sectores, del de Alcaraz, realizando varios cortes estratigráficos en el Trías y profundizando sobre todo en las características sedimentarias del mismo.

2.3. ESTRATIGRAFIA

2.3.1. GENERALIDADES

Existen dos conjuntos sedimentarios netamente diferentes: A) Paleozoico de la Meseta; y B) Zona Prebética.

El Paleozoico de la Meseta sólo aflora (con pequeña extensión) en la esquina noroeste de la Hoja de Alcaraz; de ahí que no me ocupe de él. Está afectado por la orogenia hercínica.

La Zona Prebética está representada por materiales mesozoicos y terciarios que están afectados por la orogenia alpina. Dentro de ésta voy a distinguir, en el área estudiada, dos dominios paleogeográficos diferentes: 1) Prebético Externo; y 2) Prebético Interno (fig. 4). Ambos dominios se diferencian entre sí, como ya se discutirá ampliamente más adelante, por la naturaleza de sus materiales, sobre todo a nivel del Cretácico Inferior, y espesor de la cobertera, fundamentalmente en el Cretácico Superior.

En el área de estudio están representados, por tanto, materiales pertenecientes al Paleozoico, Mesozoico, Terciario y Cuaternario.

2.3.2. PALEOZOICO

Por estar sólo representado en las inmediaciones del pueblo de Alcaraz, por un lado, y por otro, estar constituido por materiales con escaso interés hidrogeológico, no me he ocupado del mismo.

Los afloramientos constituyen pequeños «montes islas» de cuarcitas, fundamentalmente, plegadas según una dirección NO-SE, esto es, dirección hercínica.

Son frecuentes las fallas normales en el contacto con el Trías, pero parecen tratarse de fallas antiguas que después, al depositarse el Trías, éste se ha adaptado a un relieve preexistente, pues no se ve ningún criterio de falla (espejos, estrías, brecha de falla, etc.) en el contacto con el Trías.

Además de las cuarcitas también afloran pizarras grises y rojas. Estos materiales, según TAMAIN (1971), corresponden al Ordovícico.

Los afloramientos del Paleozoico pueden verse en la figura 5.

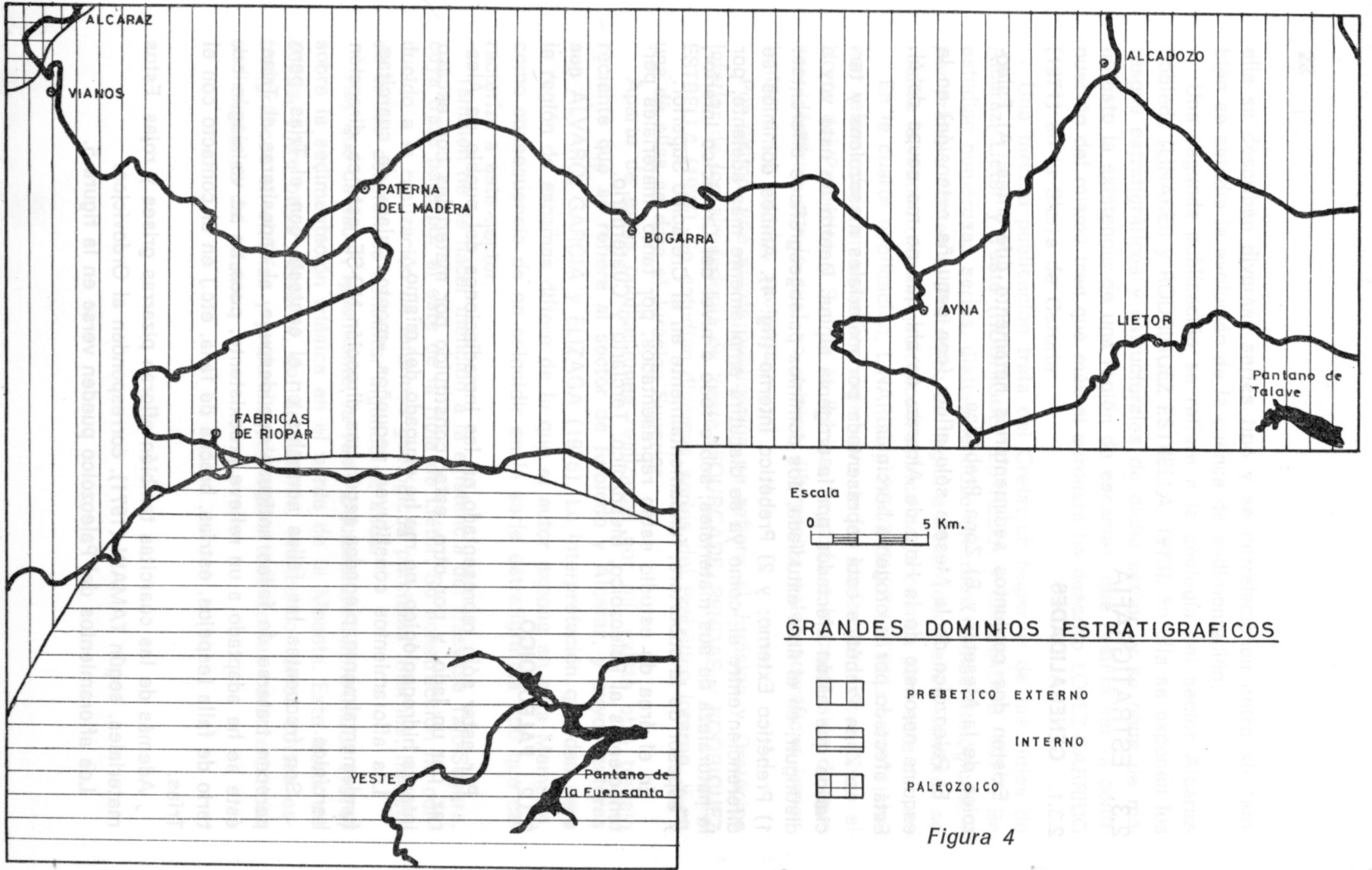


Figura 4

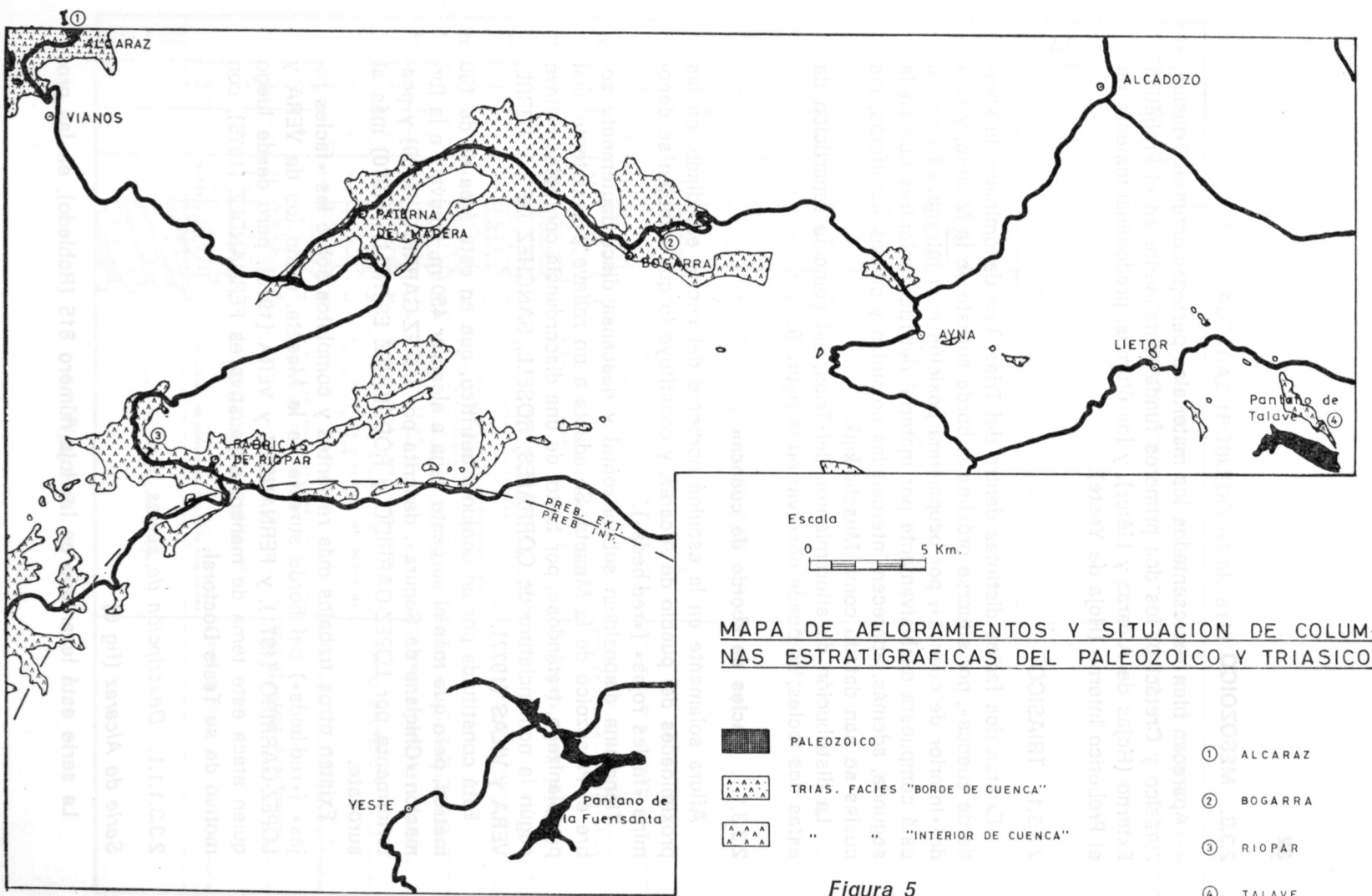


Figura 5

2.3.3. MESOZOICO

Aparecen bien representados los materiales pertenecientes al Triásico, Jurásico y Cretácico; los dos primeros fundamentalmente en el Prebético Externo (Hojas de Alcaraz y Liétor), y los últimos, predominantemente en el Prebético Interno (Hoja de Yeste).

2.3.3.1. TRIASICO

Existen dos facies distintas dentro del Trías: una denominada de «borde de cuenca», por situarse próxima al borde sureste de la Meseta, y otra de «interior de cuenca», por ocupar una posición más interna. La primera está compuesta exclusivamente por material detrítico, mientras que en la segunda, además, aparecen intercaladas dolomías y calizas fosilíferas, las cuales se han datado como Muschelkalk.

La distribución de afloramientos del Trías, así como la repartición de estas dos facies, se puede observar en la figura 5.

2.3.3.1.1. Facies de «borde de cuenca»

Aflora solamente en la esquina noroeste del sector estudiado, en las proximidades del pueblo de Alcaraz, y constituye lo que también se denomina «facies rojas» («red-beds»).

Tiene una disposición subhorizontal y descansa discordantemente sobre el Paleozoico de la Meseta. Se adapta a un relieve preexistente casi peniplanizado, tratándose, por tanto, de una discordancia con paleorrelieve según la nomenclatura de CORRALES, ROSELL, SANCHEZ DE LA TORRE, VERA y VILAS (1977).

Está constituida por un conjunto detrítico, que en este área es de 180 metros, pero que más al suroeste llega a alcanzar 450 m. Equivale a la formación «Chiclana de Segura», descrita por LOPEZ-GARRIDO (1969) y posteriormente por LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ ESTRELLA (1970) más al suroeste.

Existen otros trabajos más recientes y completos sobre las «facies rojas» («red-beds») del borde sureste de la Meseta, como los de VERA y LOPEZ-GARRIDO (1971), y FERNANDEZ y VERA (1973), pero desde luego quien ataca este tema de manera exhaustiva es FERNANDEZ (1975), con motivo de su Tesis Doctoral.

2.3.3.1.1.1. Descripción de series tipo

Serie de Alcaraz (fig 6)

La serie está levantada en la Hoja número 815 (Robledo), en las pro-

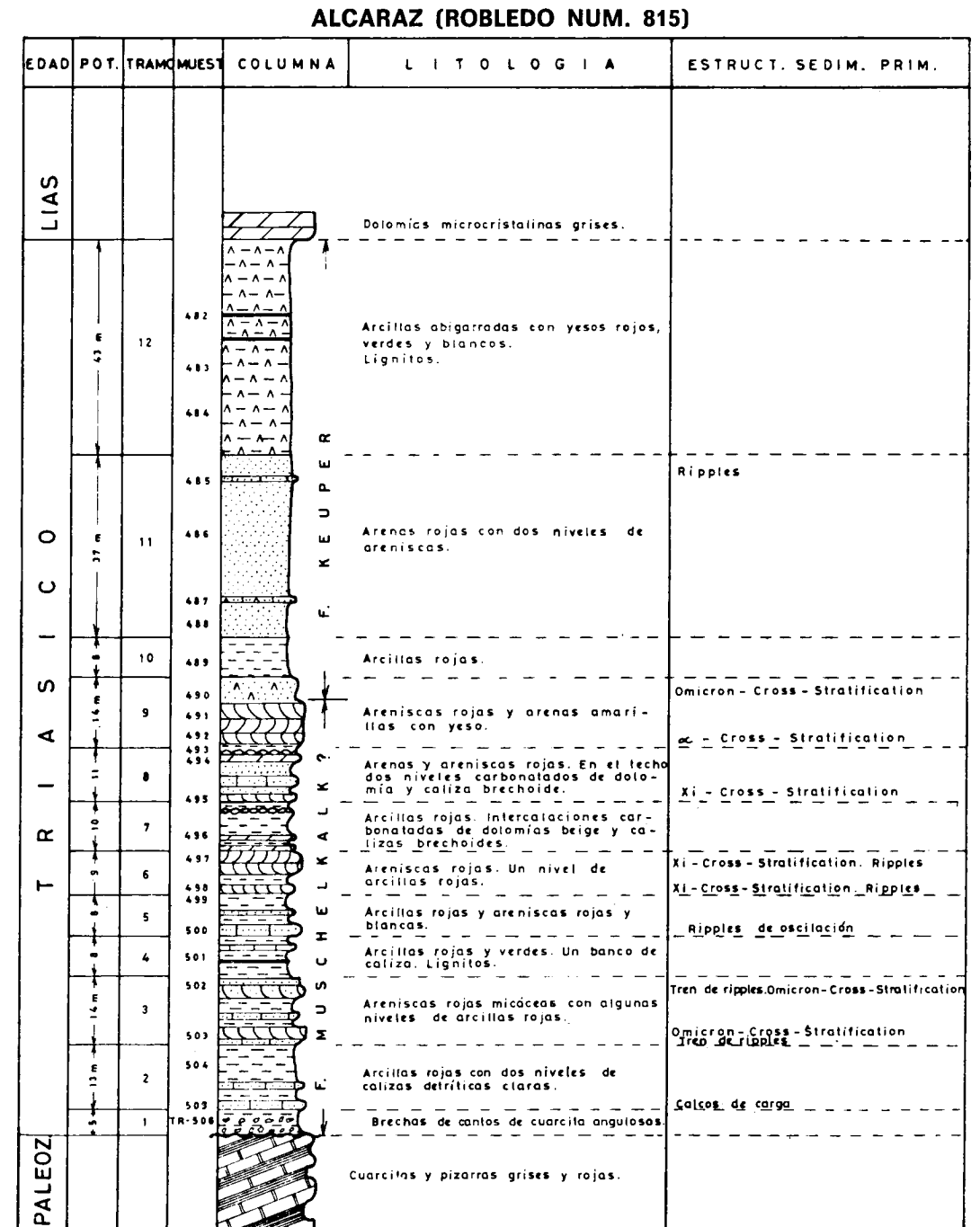


Figura 6

ximidades del pueblo de Alcaraz, en la ladera sur del Cerro de Santa Bárbara. Las coordenadas son: 1°12' y 38°40'20", correspondientes al inicio de la sección estratigráfica. El fin de la misma es precisamente donde se encuentra una imagen sagrada.

El corte es completo, pues tiene en su base el Paleozoico y en su techo el Jurásico.

Este corte, junto con otros realizados en las proximidades de Alcaraz, ha sido también estudiado por FERNANDEZ y VERA (1973) y FERNANDEZ (1975). Estos trabajos, muy interesantes y completos, ponen de manifiesto la influencia que ha tenido el paleorrelieve en la sedimentación triásica, así como las características sedimentarias de estas formaciones rojas.

Por haberse realizado este corte independientemente a los autores citados, y desde luego anterior a la publicación de sus datos, creo conveniente adjuntarlo por sí, de alguna manera, contribuye a enriquecer las conclusiones por ellos deducidas.

De muro a techo se observa:

Paleozoico con cuarcitas y pizarras grises y rojas.

- Tramo 1—5 metros de brechas con cantos angulosos de cuarcita, cuya matriz está compuesta por unas arcillas rojas. Los niveles de brechas tienen un espesor de 10-20 cm. y se sitúan en discordancia sobre el Paleozoico. El hecho de que los cantos sean angulosos indica que el transporte ha sido corto y que el área fuente se sitúa próxima al área de depósito.
- Tramo 2—13 metros de arcillas rojas, con dos niveles de calizas detríticas claras; la inferior presenta calcos de carga y la superior glauconita.
- Tramo 3—14 metros de areniscas rojas micáceas y arenas con algunos niveles de arcillas rojas. Los bancos de areniscas del techo y del muro del tramo presentan estratificación cruzada, que según la clasificación de ALLEN (1963) corresponde al tipo «omicron-cross-stratification». También estos niveles presentan «tren de ripples». En el techo se localiza un banco de arenas blancas.
- Tramo 4—8 metros de arcillas rojas y verdes. Existen dos intercalaciones, una de caliza clara, con geodas de calcita, y otra de lignitos, ambos de escasa potencia (sólo unos centímetros).
- Tramo 5—8 metros de arcillas rojas y areniscas rojas y blancas. En el banco basal de areniscas existen ripples de oscilación.
- Tramo 6—9 metros de areniscas rojas con una intercalación de arcillas rojas. Las areniscas presentan ripples y estratificación cruzada del tipo «xi-cross-stratification». Existen también en las areniscas nódulos de Fe.
- Tramo 7—10 metros de arcillas rojas con dos intercalaciones carbonatadas de dolomías de color beige y una de caliza brechoide.
- Tramo 8—11 metros de arenas y areniscas rojas. En el techo existen dos niveles carbonatados, uno de dolomías beige y otro de calizas brechoides. El nivel de arenisca presenta «xi-cross-stratification».
- Tramo 9—14 metros de areniscas rojas con estratificación cruzada del tipo «xi-cross-stratification» en la base, y «omicron-cross-stratification» en su parte superior. En el techo del tramo hay algunos niveles de arenas amarillas con yeso.
- Tramo 10—8 metros de arcillas rojas.

Tramo 11—37 metros de arenas rojas con dos niveles de areniscas rojas con ripples.
Tramo 12—43 metros de arcillas abigarradas con yesos rojos, verdes y blancos y lignitos que se hacen más frecuentes hacia el techo.

Lías. Dolomías microcristalinas grises.

2.3.3.1.1.2. Edad

No se ha encontrado fauna; por tanto, no se puede hacer ninguna precisión en cuanto a su edad. Sin embargo, por estar comprendidos estos materiales entre el Paleozoico (cuyos términos más altos son en otras regiones del Carbonífero) y el Lías, se pueden atribuir, sin grandes riesgos a equivocación, como del Trías.

No es posible afirmar qué niveles del Trías aparecen, por la ausencia de fauna. Sin embargo, si se observan las intercalaciones de dolomías que, desde casi en la base hasta la mitad de la serie, aparecen y se comparan con las dolomías del Trías de «interior de cuenca» (de las que a continuación se hablará) se verá que litológicamente son idénticas, sólo que las que ahora nos ocupan no tienen fauna. Por tanto, es muy probable que desde la base hasta la mitad de la serie, aproximadamente, esté representado el Trías Medio (Muschelkalk), seguido del Trías Superior (Keuper), faltando el Trías Inferior (Bundsandstein).

Esto es sólo una hipótesis que carece lógicamente de fundamentos de peso, como serían los paleontológicos, ya que aunque la correlación litológica parece bien establecida, no se considera argumento suficiente para asegurar la falta de Bundsandstein en el Trías de los alrededores de Alcaraz.

2.3.3.1.1.3. Conclusiones y medio de depósito de la facies de «borde de cuenca»

Como se ha visto en la descripción de la serie, aparecen en mayor proporción las areniscas y arenas; le siguen las arcillas y, por último, están representados también pequeños bancos de dolomías; en la parte alta de la serie existen yesos y lignitos.

Voy a hacer un pequeño comentario de cada uno de estos materiales, en relación con el medio de depósito.

Areniscas

Corresponden, según la clasificación de PETTIJOHN (1954), fundamentalmente a grauvacas feldespáticas y arcosas y, en menor proporción, a subarcosas y subgrauvacas. Las grauvacas están ligadas a corrientes de turbidez y las arcosas a corrientes laminares. VERA y LOPEZ GARRIDO (1971), FERNANDEZ y VERA (1973) y FERNANDEZ (1975).

Como minerales pesados aparecen magnetita, ilmenita, micas y rutilo, y en menor proporción, moscovita, epidota, turmalina, hornblenda y augita. LOPEZ GARRIDO y RODRIGUEZ ESTRELLA (1970), en la región de Chiclana de Segura, y FERNANDEZ (1975), en el sector de Alcaraz.

Por lo que se refiere a las estructuras sedimentarias primarias que se han descrito anteriormente, las conclusiones más importantes que se pueden deducir son las siguientes:

La «xi-cross-stratification» parece estar ligada a depósitos de playa o marinos poco profundos. VERA y LOPEZ GARRIDO (1971).

La «omicron-cross-stratification» y la «alfa-cross-stratification» son propias de un depósito subacuático, muy poco profundo o de canales de estuarios. VERA y LOPEZ GARRIDO (1971).

Los ripples, en general, indican un medio subacuático poco profundo, tanto en playa, estuarios o incluso ríos. VERA y LOPEZ GARRIDO (1971), aunque hay que tener en cuenta que también existen ripples en los fondos oceánicos. REINECK y SHING (1973). Los ripples de oscilación, en cambio, son debidos claramente a la acción del oleaje. CORRALES y al. (1977).

La dirección de las paleocorrientes, deducidas a partir de las estratificaciones cruzadas, indican que el sentido dominante era de Oeste a Este. VERA y LOPEZ GARRIDO (1971).

El color rojo de estas areniscas se debe al óxido de hierro formado en unas condiciones climáticas de alternancia de períodos húmedos y secos. MILLOT, PERRIAUX y CUCAT (1961).

El área fuente de estas areniscas la constituyen las rocas plutónicas ácidas del Paleozoico de la Meseta.

Arcillas

Son de tamaño lutita. LOPEZ GARRIDO (1971) describe en la formación de «Chiclana de Segura» estas arcillas, y resultan ser illita en casi toda la serie, excepto en la parte alta, que aparece montmorillonita y caolinita.

El depósito de la illita se efectúa en un medio marino, próximo a la desembocadura de ríos, mientras que la caolinita y la montmorillonita parecen indicar una mayor proximidad al continente.

Dolomías

Aunque escasas y con pequeño espesor, están representadas dolomías de grano fino, que algunos autores han definido como primarias. Sin embargo, FAIRBRIDGE (1957), WEBER (1964) y FAIRBRIDGE (1967) piensan que la dolomita no precipitó nunca directamente en el agua, sino que apareció como una transformación más o menos rápida de un carbonato preformado. De ahí que resulte más conveniente emplear un término descriptivo y no genético.

Estas dolomías corresponden, en la clasificación descriptiva de MI-CHARD (1969), a las llamadas dolomías «listeadas estratificadas». Según WEBER (1964), presentan las siguientes características:

- Capitas regulares y constantes; muy frecuentemente existen estratificadas capas de arcilla.
- Grano fino de 1-20 μ .
- Porosidad débil.
- Ausencia de fósiles.
- Estratificación fina, frecuentemente en laminaciones o «varvas».
- A veces, presencia de estratificaciones cruzadas y/o ripples.
- Ausencia de oolitos, bioclastos, etc.
- Color generalmente claro.
- Calcita casi totalmente ausente.
- Arcilla generalmente frecuente, especialmente la montmorillonita.
- Van interestratificadas entre calizas o entre rocas terrígenas de color rojo.

Todas estas condiciones reúnen las dolomías que aparecen en la serie de Alcaraz.

El medio de depósito es propio de ambientes salados con tendencia evaporítica (dominio supramareal que se puede localizar en playas, lagunas y cuencas marinas penesalinas confinadas y áridas).

Los lignitos y yesos

Indican un clima semiárido a árido y que el continente no debería estar muy lejos. Si en un mar somero se originan lagunas, se produce concentración de evaporitas.

A modo de conclusión diré aquí el medio de depósito que atribuyen FERNANDEZ y VERA (1973) a los distintos tramos de la serie.

Los tramos del 1 al 10 (ambos inclusive) se depositarían en un medio marino somero que, local y eventualmente, pasaría a ambientes de playa y llanuras de marea.

El tramo 11 es propio de una sedimentación costera con influencia fluvial.

El tramo 12 se depositaría en un medio marino somero con circulación de aguas restringidas y con evaporación fuerte que permitiría el depósito de sales.

2.3.3.1.2. **Facies de «interior de cuenca»**

Aflora fundamentalmente en dos grandes bandas en la Hoja de Alcaraz. La más septentrional corresponde al Triás de Paterna-Bogarra-Pantano de

BOGARRA (ALCARAZ NUM. 841)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
TRIASICO	LIAS	85 m	8		Dolomías microcristalinas grises.	
					Yesos verdes.	
					Arcillas abigarradas.	
					Yesos verdes.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
TRIASICO	LIAS	15 m	7		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	
TRIASICO	LIAS	10 m	6		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	
TRIASICO	LIAS	90 m	5		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	
TRIASICO	LIAS	25 m	4		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	
TRIASICO	LIAS	18 m	3		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	
TRIASICO	LIAS	7 m	2		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	
TRIASICO	LIAS	19 m	1		Arcillas rojas.	
					Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Equinodermos? Myophoria S.P.
					Arcillas rojas con yesos y dolomías arcillosas grises.	
					Arcillas verdes y rojas. Yesos hacia el muro.	
					Arcillas y areniscas rojas. Un banco de dolomías grises arcillosas.	
					Areniscas y arenas verdosas.	
					Arcillas rojas y verdes.	
					Yesos verdes.	

Figura 7

Talave, que describe un arco convexo hacia el Norte. Otra banda, al suroeste de aquélla, es la de Fábricas-Vegallera, de dirección Noreste-Suroeste, y que se continúa por Siles, Hornos y el Valle del Alto Guadalquivir.

Se encuentra plegado, y aunque generalmente aparece en los núcleos de anticlinales en posición casi normal, sus contactos son mecánicos, presentando huellas de una halocinesis incipiente. Esta halocinesis se acentúa en las Hojas de Liétor y norte de Yeste.

Está constituida por un conjunto arcilloso, fundamentalmente, en el que se intercalan tramos calcáreos fosilíferos de cierta importancia, cuya fauna encontrada data perfectamente al Muschelkalk.

No se ha encontrado el muro de estos materiales, pero se puede afirmar que su potencia es superior a 200 m.

Equivale a la formación «Hornos-Siles» descrita por LOPEZ-GARRIDO (1971), más al suroeste.

2.3.3.1.2.1. Descripción de series tipo

Serie de Bogarra (fig. 7)

La serie está levantada a partir del Km. 9 de la carretera Ayna-Bogarra, en la ladera oeste del cerro del Olivar. Las coordenadas del comienzo son: 1°29'5" y 38°35'25".

De muro a techo se observa:

- Tramo 1—15 metros de arcillas rojas y arcillas dolomíticas amarillentas.
- Tramo 2—10 metros de dolomías arcillosas grises. Se observan huellas de Equinodermos? y Lamelibranquios (Myophoria sp.). Hay que resaltar que los afloramientos dolomíticos pasan lateralmente a arcillas rojas a modo de lentejones.
- Tramo 3—25 metros de arcillas rojas.
- Tramo 4—18 metros de arcillas rojas con yesos y tres bancos de dolomías arcillas grises.
- Tramo 5—30 metros de arcillas verdes y rojas. Hacia el muro se ven yesos entre las arcillas.
- Tramo 6—19 metros de arcillas con intercalaciones de bancos de areniscas rojas. También existe un pequeño banco de dolomías gris arcillosa.
- Tramo 7—7 metros de areniscas y arenas verdosas.
- Tramo 8—85 metros de arcillas abigarradas, grises, verdes y rojas; hacia el techo predominan los yesos verdes.

Lías. Dolomías microcristalinas grises.

Serie de Riopar (fig. 8)

Comienza el corte estratigráfico en el Km. 197 de la carretera de Ciudad Real a Murcia, pasando por Alcaraz, y termina en el antiguo pueblo de Riopar.

Sus coordenadas del comienzo son: 1°14'15" y 38°30'5".

RIOPAR (ALCARAZ NUM. 841)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA																									
TRIASICO	LIAS	9		763	Dolomías microcristalinas grises.																										
					Yesos verdes.																										
					Arcillas abigarradas.																										
					Yesos verdes.																										
					Arcillas dolomíticas grises.																										
					Arcillas rojas.																										
					Arenas rojas.																										
					Yesos verdes.																										
					Arcillas rojas y grises.																										
TRIASICO	LIAS	8		762	Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Myophoria, goldfussi.																									
					En el muro areniscas rosas.																										
					TRIASICO	LIAS	7		761	Arcillas rojas con yeso.																					
										Un banco de arenisca.																					
										TRIASICO	LIAS	6		760	Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios, Myophoria, goldfussi.															
															TRIASICO	LIAS	5		759	Arcillas dolomíticas grises.											
																				Dolomías arcillosas grises.	Lamelibranquios.										
																				TRIASICO	LIAS	4		758	Arcillas rojas.						
																									Dolomía arcillosa y areniscosa.						
TRIASICO	LIAS	3		757																					Arcillas rojas. Un banco de arenisca blanca.						
																									TRIASICO	LIAS	2		756		
					TRIASICO	LIAS	1		755																						

Figura 8

De muro a techo se observa:

- Tramo 1—20 metros de arcillas rojas; existe una intercalación de arenisca blanca.
 Tramo 2—5 metros de dolomías arcillosas grises, algo detríticas.
 Tramo 3—8 metros de arcillas rojas.
 Tramo 4—7 metros de dolomías arcillosas grises. Restos de Lamelibranquios.
 Tramo 5—5 metros de arcillas dolomíticas grises.
 Tramo 6—20 metros de dolomías arcillosas grises. Restos de Lamelibranquios. *Myophoria goldfussi*. ALB.
 Estas dolomías, como todas las que aparecen en la serie, pasan lateralmente a arcillas rojas, por tanto, presentan una estructura en lentejón.
 Tramo 7—20 metros de arcillas rojas con yeso. Un banco de arenisca.
 Tramo 8—25 metros de dolomías arcillosas grises. En el muro existen 5 m. de areniscas color rosa. En las dolomías se han encontrado restos de Lamelibranquios y concretamente de *Myophoria goldfussi* ALB.
 Tramo 9—100 metros de arcillas abigarradas, con yesos verdes en todo el tramo, aunque predominan en el techo. Existe una intercalación de arenas rojas y otra de arcillas dolomíticas grises.
 Lías. Dolomías microcristalinas grises.

Serie de Talave

Sólo se va a describir el Trías Medio, muy fosilífero, pues el Trías Superior está muy plegado. Además, la disposición de este afloramiento es tectónica, ya que parece como si hubiese sido «extruido». Sus estratos están verticales y sobre unas margas yesíferas muy replegadas. Constituye un afloramiento alargado, según dirección Noroeste-Sureste, cuya longitud aproximada es de 1.000 m. y de una potencia máxima de 50 m.

Aflora en el barranco de Sojar y las coordenadas del comienzo del corte son: 1°48'40" y 38°31'30".

Este afloramiento ha sido ya estudiado por FERNANDEZ RUBIO, SAAVEDRA, ESTERAS y ESNAOLA (1966).

Está representado por unas dolomías oscuras y calizas margosas tableadas pardas y grises con abundante fauna, perfectamente conservada.

Los autores anteriormente citados han encontrado numerosa fauna, especialmente de Lamelibranquios.

Esta fauna ha sido:

- Myophoriopsis nuculaeformis* ZENKER
Gervilleia socialis ALBERTI
Gervilleia fraasi PHILIPPI
Placunopsis telureusis WURM
Lima aff. *vilasecai* SCHMIDT
Pecten (Entolium) discites SCHLOT
Myophoria goldfussi ALB.
Mitilus sp.
Nautilus sp.
 Gasterópodos.

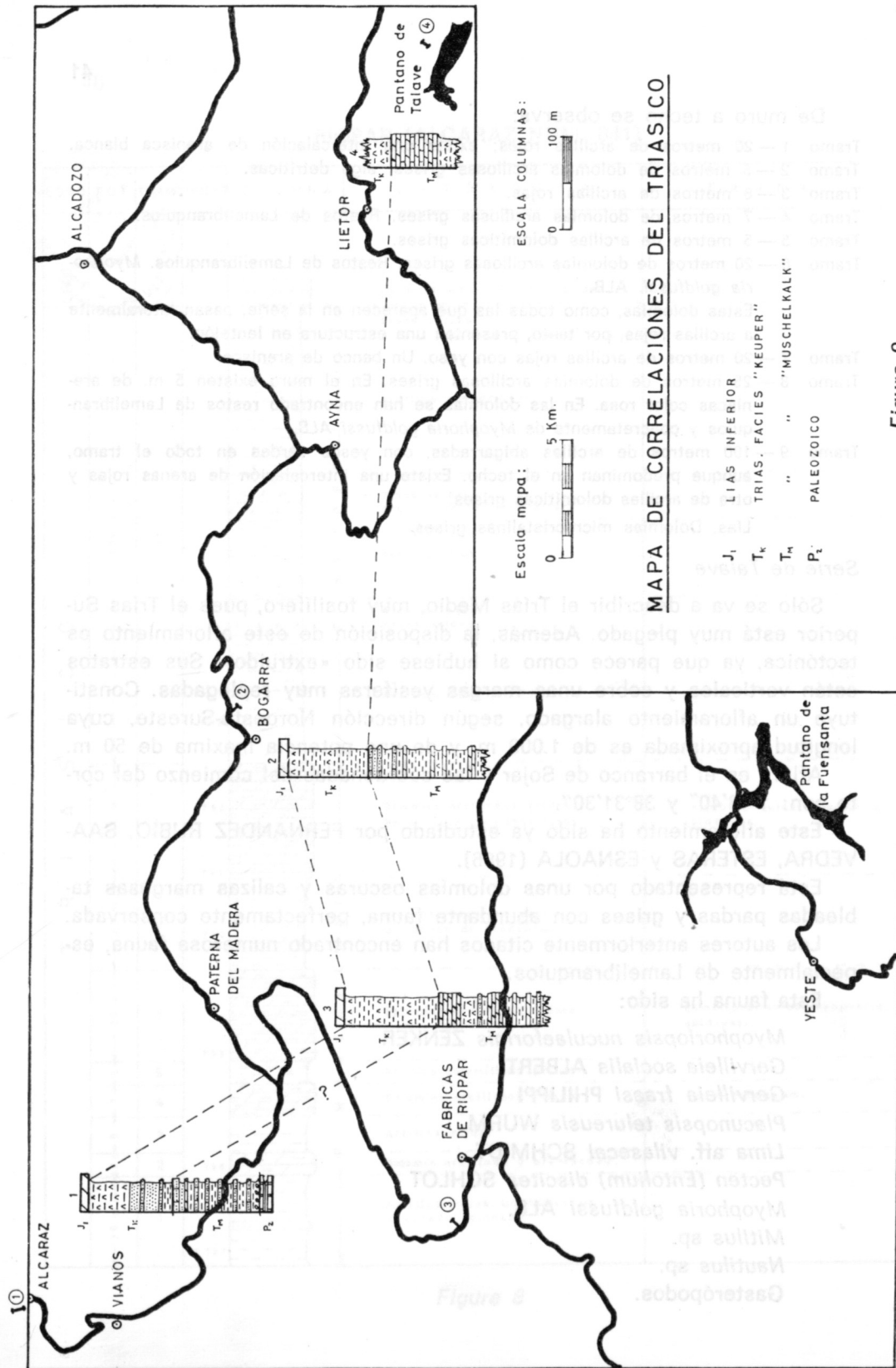


Figura 9

2.3.3.1.2.2. Edad

El hallazgo de fósiles dentro de las dolomías y/o calizas ha permitido precisar en cuanto a la edad de la facies de «interior de cuenca». Se puede decir que en los cortes que se han descrito no aflora el Trías Inferior (Bundsandstein), pues las series comienzan con una alternancia de arcillas y dolomías fosilíferas, y así hasta la mitad de las mismas, aproximadamente. Hasta donde aflora el último nivel dolomítico se puede asegurar que la edad es aún Muschelkalk. A partir de ahí hacia el techo, el límite con el Trías Superior no se puede precisar, pero lo que sí estoy casi seguro (por facies) es de que está representado. Aunque no llega a aflorar, es muy posible que esté representado en estas series el Trías Inferior (Bundsandstein).

Como se ve, dentro del Trías Medio, además de los niveles carbonatados, existen niveles detríticos y arcillosos que también corresponden al Muschelkalk; este hecho podría explicar que en la serie de Alcaraz, aunque no existan niveles calcáreos fosilíferos, pueda estar representado el Trías Medio en los niveles detríticos de la base. Por tanto, la idea de asociar al Trías Medio un tramo *exclusivamente* calcáreo es falso, al menos en esta región (*). En la figura 9 se observa un mapa de correlaciones del Triásico.

El número de intercalaciones calcáreas es distinto según los cortes, ya que, como se ha dicho, presentan una disposición lenticular y lateralmente desaparecen. Estos hechos también han sido observados por LOPEZ-GARRIDO (1971) en el Trías de la formación «Hornos-Siles» y por SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA (1970) en la Cordillera Ibérica.

2.3.3.1.2.3. Conclusiones y medio de depósito de la facies de «interior de cuenca»

Como se ha visto, en las series levantadas en los materiales que componen la facies de «interior de cuenca» existen intercalaciones importantes de dolomías, y los elementos detríticos son mucho menos abundantes debido a que esta facies se sitúa en una posición más alejada del continente.

Las dolomías son listeadas de grano fino, poco calcificadas, con intercalaciones arcillosas frecuentes, pero contienen fósiles marinos especialmente en la superficie de los bancos; existen Gasterópodos y Lamelibranquios. Corresponden, según la clasificación de MICHARD (1969), a dolo-

(*) PETIT (1964) ha encontrado vértebras de reptiles (Cyamodontidae) en las margas versicolores del Trías de Alpera, que ha datado como Muschelkalk Medio.

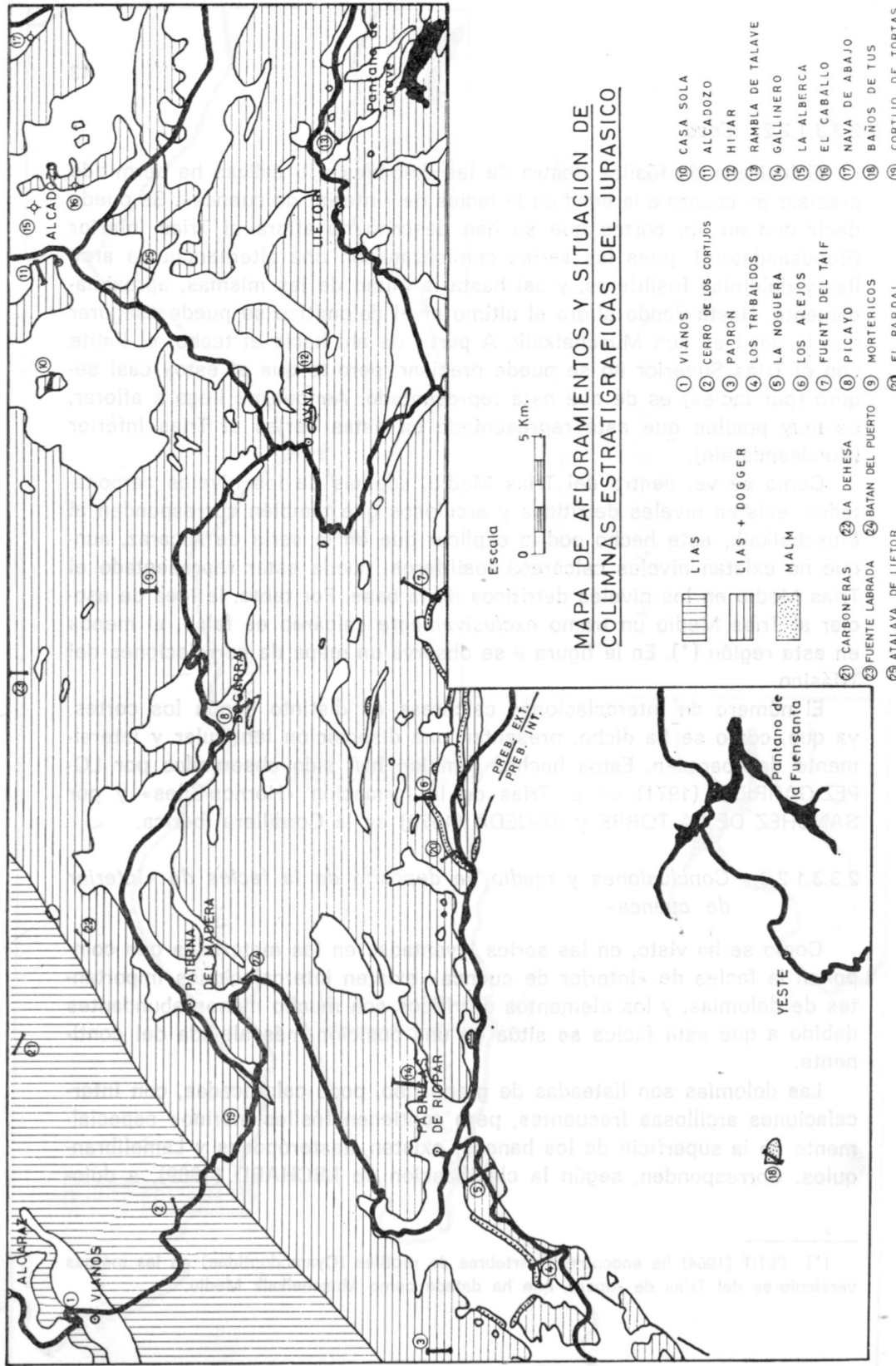


Figura 10

mías «bioliteadas estratificadas». No hay generalmente laminaciones, quizá por una bioturbación, como lo prueba la existencia de algunos bancos mamelonados. El color es generalmente oscuro, por la materia orgánica. Existen algunas vetillas de dolomita secundaria microplegada, probablemente cristalizada durante la compactación de la cuenca. Se han depositado, según MICHARD (1969), en un medio marino ligeramente salino. La dolomitización debió de ser penecontemporánea, como lo prueba la presencia de intraclastos y el listeadado fino y regular con intercalaciones arcillosas o calizas. ROSELLINI (1967) apunta la idea de emersiones periódicas. La dolomitización podría haber sido submarina, favorecida por una sedimentación lenta en el fondo de una cuenca confinada de poca profundidad, penesalina, con tendencia a euxínica.

El medio de depósito de esta facies es en cierto modo similar al descrito para la facies de «borde de cuenca», en el sentido de que ambas se depositaron en un mar de muy poca profundidad, pero aquí se originaron periódicamente lagunas en las que se depositaron evaporitas a lo largo de todo el período triásico, en contra de lo que ocurría en la facies de «borde de cuenca», que estaban localizadas casi exclusivamente en la parte superior.

Por depositarse esta facies en áreas más internas de la cuenca, se observa una casi ausencia de materiales detríticos y, por otro lado, la presencia de intercalaciones calcáreas francamente marinas que indican una invasión periódica del mar abierto. El hecho de no poseer estos materiales calcáreos una continuación lateral puede indicar que estas invasiones no llegaron a cubrir por completo todo el área de sedimentación del Triásico, sino que ocuparon solamente las áreas más deprimidas; de aquí que adopten los estratos calcáreos una disposición lenticular.

2.3.3.2. JURASICO

Son los materiales que ocupan mayor extensión en el sector de estudio. En esta transversal de la Zona Prebética se puede observar cómo hacia el Sur aparecen materiales cada vez más modernos. Así, al norte de la Hoja de Alcaraz sólo aparece el Lías, hasta prácticamente la alineación de Paterna-Bogarra, en que empieza a aflorar el Dogger. En el sur de la Hoja de Alcaraz se ven por primera vez afloramientos del Malm y, por último, en la Hoja de Yeste afloran materiales cretácicos casi exclusivamente. Ver mapa de afloramientos, figura 10.

Existe un predominio de los terrenos calcáreos, y dentro de éstos abundan más las dolomías.

El Jurásico Inferior y Medio está muy bien desarrollado (sobre todo el Inferior) en la parte norte de la Hoja de Alcaraz, siendo uno de los po-



Figura 11

cos sitios del Prebético en donde se pueden encontrar las series más completas. También el Dogger tiene una gran representatividad en toda la Hoja de Liétor y mitad sur de la Hoja de Alcaraz; solamente aflora en el Prebético Externo.

En cambio, el Jurásico Superior aflora en muy pocos sitios, y donde aflora presenta una serie incompleta y de escasa potencia. Así, en el Prebético Externo sólo está representado el Oxfordiense Superior, Kimmeridgiense Inferior y Medio, faltando por completo el Kimmeridgiense Superior y el Portlandiense; en parte, la razón de esta ausencia es porque existe un solapamiento expansivo (REGUANT, RIBA y MALDONADO, 1972) de la facies «Weald-Utrillas» sobre los materiales jurásicos; este solapamiento es tanto más patente cuanto más al Norte y Este nos encontremos, esto es, hacia el borde de la cuenca, y produce una truncación de las capas más antiguas por otras más modernas, traduciéndose en realidad en una discordancia, pero que más concretamente se trataría de un recubrimiento (REGUANT, RIBA y MALDONADO, 1972). En el Prebético Interno sólo está representado el Kimmeridgiense, en el afloramiento de Baños de Tus.

Dentro del Jurásico se observan algunas diferencias en las series de unos sitios a otros, y distinguiré aquellos tramos que tienen correspondencia con los cartografiados, y a los que denomino: Tramo 1 (J₁), Tramo 2 (J₂₋₁), Tramo 3 (J₂₋₂), Tramo 4 (J₂₋₃), Tramo 5 (J₃), Tramos 6 y 7 (J₄), Tramo 8 (J₅) y Tramo 9 (J₆).

Una primera clasificación para su estudio es la de:

- A) Dominio Prebético Externo; y
- B) Dominio Prebético Interno (fig. 4).

Dentro de cada dominio, sobre todo en el Prebético Externo, existen diferencias de unos puntos a otros. Voy, pues, a describir las series, tanto para el Jurásico como para el Cretácico, según sectores (fig. 11), para mejor sintetizar su estudio.

A) PREBETICO EXTERNO

Se distinguen los siguientes sectores:

- *Sector occidental*.—Sólo afloran materiales liásicos, y cuanto más al Sur las series del Lías son más completas y afloran niveles más superiores.
- *Sector central*.—Afloran sólo materiales jurásicos del Lías y Dogger, pero fundamentalmente corresponden a este último.
- *Sector central oriental*.—Afloran, además de materiales jurásicos del Lías y Dogger, otros del Cretácico Inferior y Superior.

VIANOS (ALCARAZ NUM. 841)

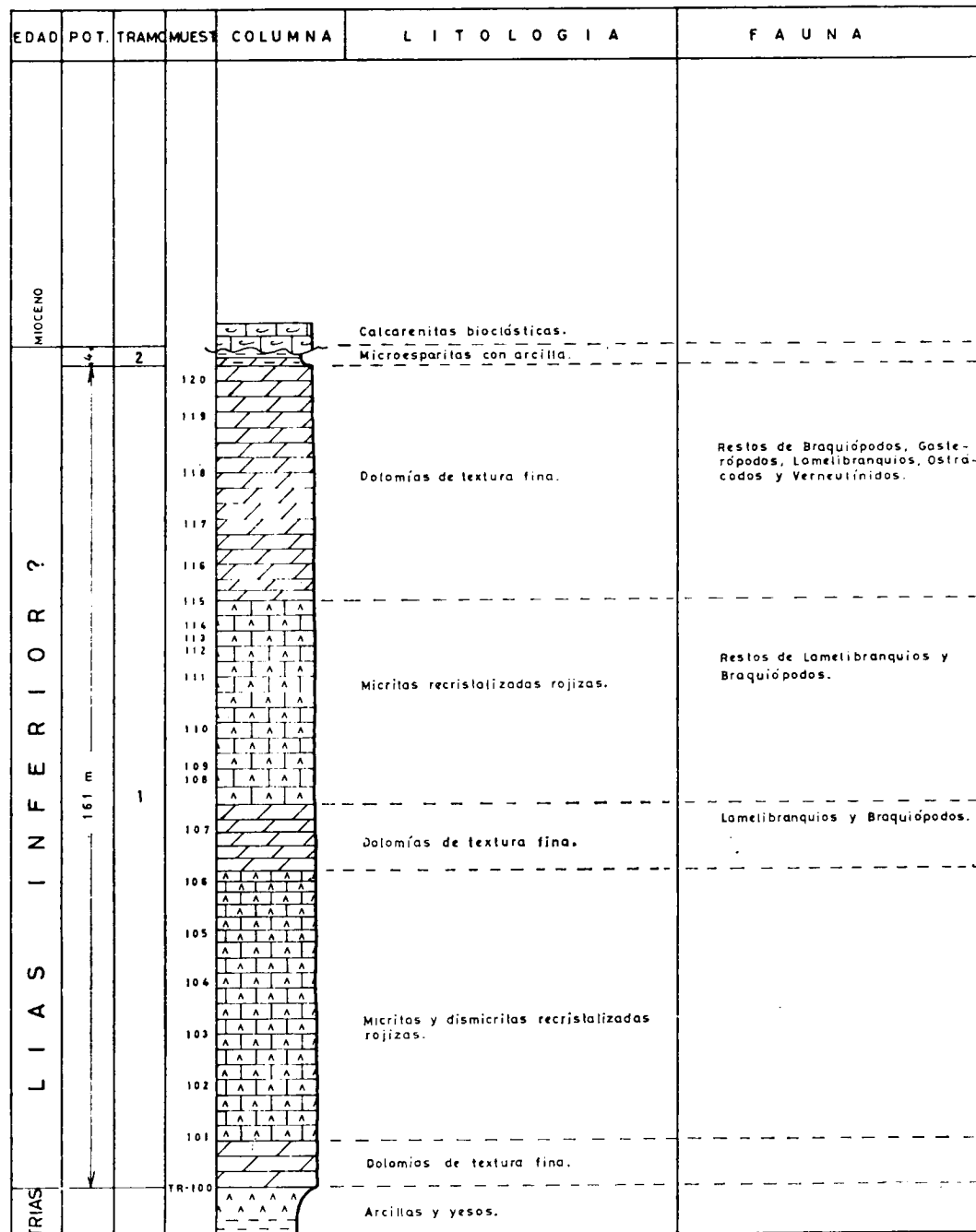


Figura 12

- *Sector oriental*.—Tiene las mismas características que el sector central.
- *Sector meridional-occidental*.—Afloran materiales del Lías, Dogger, Malm y Cretácico Inferior y Superior.
- *Sector meridional-oriental*.—Tiene las mismas características que el sector meridional-occidental.

B) PREBETICO INTERNO

No se observan variaciones de unos puntos a otros, por lo que sólo se distinguirá un sector:

- *Sector meridional*.—Existe un predominio de afloramientos cretácicos, principalmente del Cretácico Superior. El término más antiguo que aflora es el Kimmeridgiense Inferior y sólo en un punto (Baños de Tus).

Voy a describir el Jurásico dentro de cada dominio, y dentro de éste, referido a cada sector.

2.3.3.2.1. Descripción de series tipo

2.3.3.2.1.1. Prebético Externo

1) *Sector occidental**Serie de Vianos* (fig. 12)

Esta serie ha sido ya estudiada anteriormente por LINARES y RODRIGUEZ ESTRELLA (1973).

La serie está tomada próximo al pueblo de Vianos, en los tajos de esta localidad. Empieza aproximadamente donde nace el río de los Quiñones, en el Km. 151,8 de la carretera de Ciudad Real a Murcia por Alcaraz. Corta perpendicularmente el tajo en dirección casi Oeste-Este y termina donde toca de nuevo la misma carretera, en el Km. 154,3.

Sus coordenadas son: 1° 10' 50" y 38° 38' 20".

Tiene en su base al Trías y en su techo al Mioceno.

Aparece la parte inferior del Lías en su Tramo 1 y algo del Tramo 2.

La potencia del Tramo 1 es de 161 m.

Los bancos están subhorizontales.

La serie es de muro a techo:

Tramo 1—161 metros de rocas carbonatadas. Texturalmente se han reconocido micritas, dismicritas recristalizadas y dolomías de textura fina. Se pueden distinguir los siguientes subtramos, de abajo a arriba:

- 10 m. de dolomías de textura fina, de color gris, bien estratificadas.

- 8 m. de calizas dismicríticas azul-verdosas con *Lingulina?*
 — 20 m. de arcillas dolomíticas rojas, fundamentalmente.
- Tramo 3—65 metros de dolomías, pudiéndose distinguir de abajo a arriba lo siguiente:
 — 15 m. de dolomías arenosas con oolitos de pátina blanca; se observa en los bancos estratificación cruzada.
 — 8 m. de «arenas» verdes y rojas de romboedros sueltos de dolomita.
 — 12 m. de calizas dolomíticas recristalizadas rojizas. Al microscopio han arrojado una fauna de Ostrácodos, Verneulinidos, Lituólidos y Textuláridos.
 — 20 m. de dolomías de romboedros de color oscuro con zonas erosionadas de «arenas» de romboedros.
 — 10 m. de dolomías microcristalinas grises con huellas de Lamelibranquios.
- Tramo 4—Más de 20 metros (pues una escama lamina este tramo) de arcillas verdes y rojas con algunos niveles de dolomías arcillosas.

Serie de Carboneras (fig. 14)

El corte está levantado al oeste de esta cortijada y coincide con la carretera de Peñascosa a la estación de Pozo Cañada. Comienza aproximadamente en el Km. 3,8, de coordenadas $X = 1^{\circ}18'55''$; $Y = 38^{\circ}39'56''$, y termina en el Km. 4,7, de coordenadas $X = 1^{\circ}22'48''$; $Y = 38^{\circ}39'52''$.

La serie liásica estudiada resulta incompleta debido a que tanto en el techo como en el muro de la misma existen sendas escamas. Los estratos buzanan hacia el sureste.

Las características estratigráficas de dicha serie vienen reflejadas en la figura 14, y no difieren sustancialmente de las definidas en la serie del Cerro de los Cortijos. Sólo hay que hacer notar que las potencias de los tramos 2 y 3, en Carboneras, son inferiores a las mencionadas en los Cortijos.

2) Sector central

Serie del Cortijo de Tortas (fig. 15)

El corte está realizado por la carretera comarcal de Ciudad Real a Murcia por Alcaraz y Caravaca, y está comprendido entre los Km. 169,8 y 171,2. Las coordenadas que definen el comienzo del corte son: $X = 1^{\circ}16'56''$; $Y = 38^{\circ}34'20''$; y las del final son: $X = 1^{\circ}17'35''$; $Y = 38^{\circ}34'15''$. Aproximadamente en el Km. 170 se encuentra el Cortijo de Tortas.

La serie tiene que ser necesariamente incompleta, puesto que está levantada dentro de la región de escamas de vergencia Norte, y tanto en el muro como en el techo de la misma existen sendas escamas.

De muro a techo se observa:

- Tramo 1—160 metros, como mínimo, de calizas y dolomías que pueden diferenciarse, a su vez, y de abajo a arriba:
 — 100 m. de calizas dolomíticas rojizas muy recristalizadas con geodas de calcita.

CARBONERAS (ALCARAZ NUM. 841)

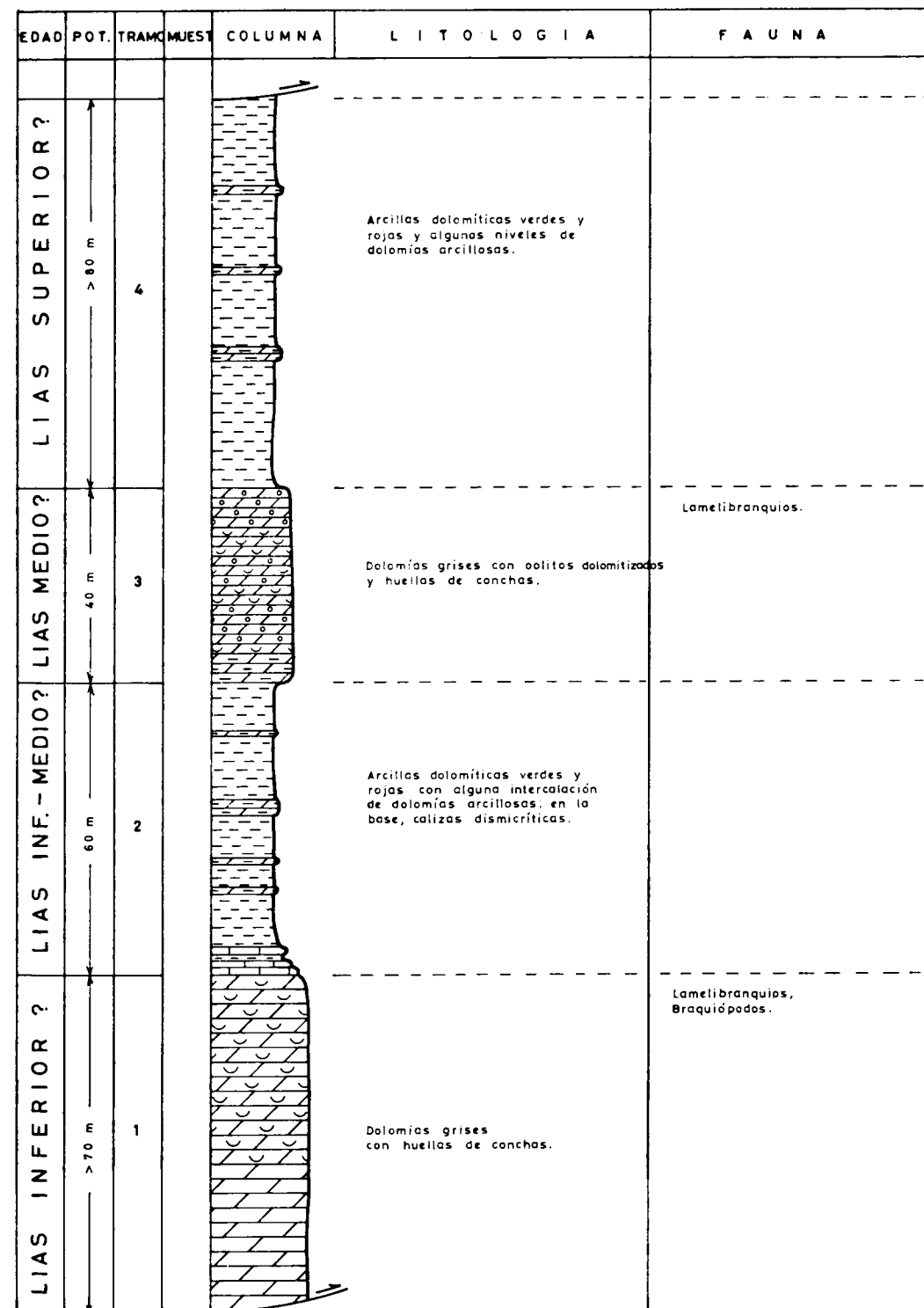


Figura 14

— 60 m. de dolomías grises, bien estratificadas, con romboedros de dolomita.
Tramo 2— 50 metros de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas. Pueden distinguirse, dentro de este tramo y de muro a techo:

— 20 m. de dolomías grises microcristalinas que hacia el techo se hacen margosas.

— 30 m. de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas verdes y rojas.

Tramo 3— 20 metros de dolomías oolíticas. Los oolitos están lógicamente dolomitizados y se observa un buen calibrado en todos ellos. Existen, asimismo, algunos bancos de dolomías microcristalinas (ausentes de oolitos), especialmente en el techo del tramo.

Tramo 4— 50 metros de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas verdes y rojas.

Tramo 5— 120 metros como mínimo, de calizas blancas oolíticas (oolitos muy bien calibrados), si bien presentan un fuerte grado de recristalización (oosparitas). Existen asimismo algunos bancos de calizas recristalizadas sin que se aprecie en ellos oolitos. Hacia la parte alta del tramo (los 20 últimos metros) se observan unas calizas dolomíticas rojizas muy recristalizadas (que recuerdan a la base del Tramo 1 con presencia de arcilla roja de descalcificación; sobre esta litología aparece de nuevo la facies de calizas oolíticas blancas.

La fauna encontrada ha sido de Moluscos, Ostrácodos, Gasterópodos, Algas, *Gaudryina*, *Miliólidos* y *Eggerella*.

Esta serie se diferencia de las anteriormente descritas en lo siguiente:

- Disminución de potencia de los tramos 2, 3 y 4.
- Aparece ya el tramo 5.

Serie de la Dehesa (fig. 16)

Está levantada en el Cerro de la Dehesa, en el flanco norte de un sinclinal, a unos 2 Km. al oeste de Catalmerejos.

Las coordenadas que definen el comienzo del corte son: X = 1°22'48"; Y = 38°38'37"; y las del final son: X = 1°22'24"; Y = 38°38'25".

Las características estratigráficas que definen a esta serie vienen reflejadas en la figura 16, y se puede decir que son similares a las de Cortijo de Tortas, con la sola excepción de que en la Dehesa las potencias de los tramos 3 y 4 son inferiores a las de aquélla.

Serie de Fuente Labrada (fig. 17)

La serie está levantada aproximadamente a 1 Km. al oeste de esta cortijada.

El corte comienza en el camino de Tobarejo a Fuente Labrada, próximo a la cota 1.364 m., de coordenadas X = 1°29'40"; Y = 38°39'36", y continúa hacia el Norte, exactamente hasta la cota 1.391 m., de coordenadas X = 1°29'40"; Y = 38°39'53".

CORTIJO DE TORTAS (ALCARAZ NUM. 841)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
LIAS?						
				907	Dolomías arcillosas y arcillas	
DOGGER?		5		906	Calizas blancas oolíticas, algo recristalizadas. Hacia la parte alta, la recristalización aumenta y existen arcillas rojas de descalcificación.	Moluscos, Ostrácodos, Gasterópodos, Algas, <i>Gaudryna</i> , <i>Miliólidos</i> , <i>Eggerella</i> .
				TR-905		
LIAS		4			Dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas verdes y rojas.	
LIAS MED.? SUPER.?		3			Dolomías oolíticas.	
LIAS INF.-MED.?		2			Dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas verdes y rojas. Dolomías microcristalinas grises y dolomías arcillosas.	
LIAS INFERIOR?		1			Dolomías grises tableadas con romboedros. Calizas dolomíticas rojizas muy recristalizadas.	

Figura 15

LA DEHESA (ALCARAZ NUM. 841)

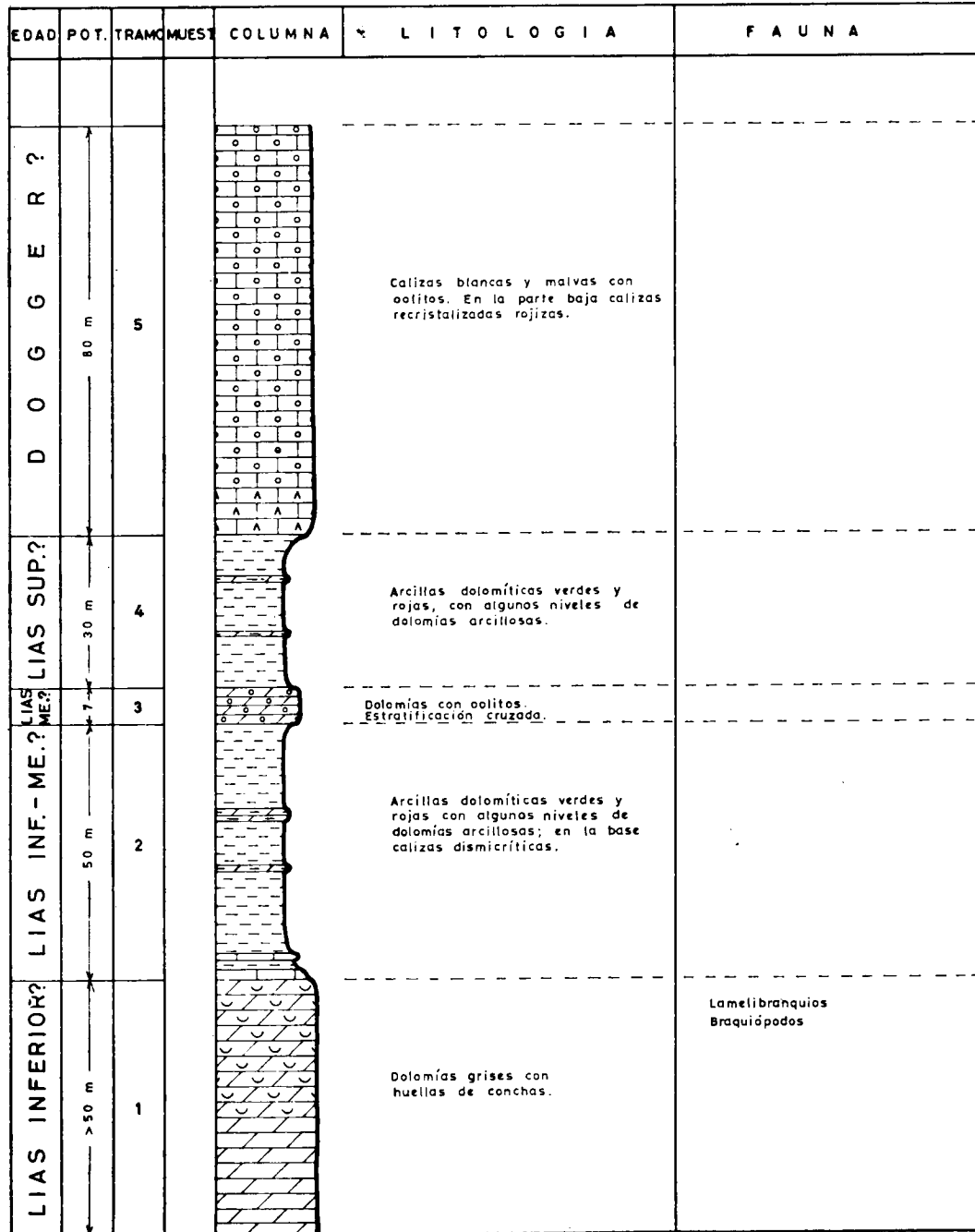


Figura 16

FUENTE LABRADA (ALCARAZ NUM. 841)

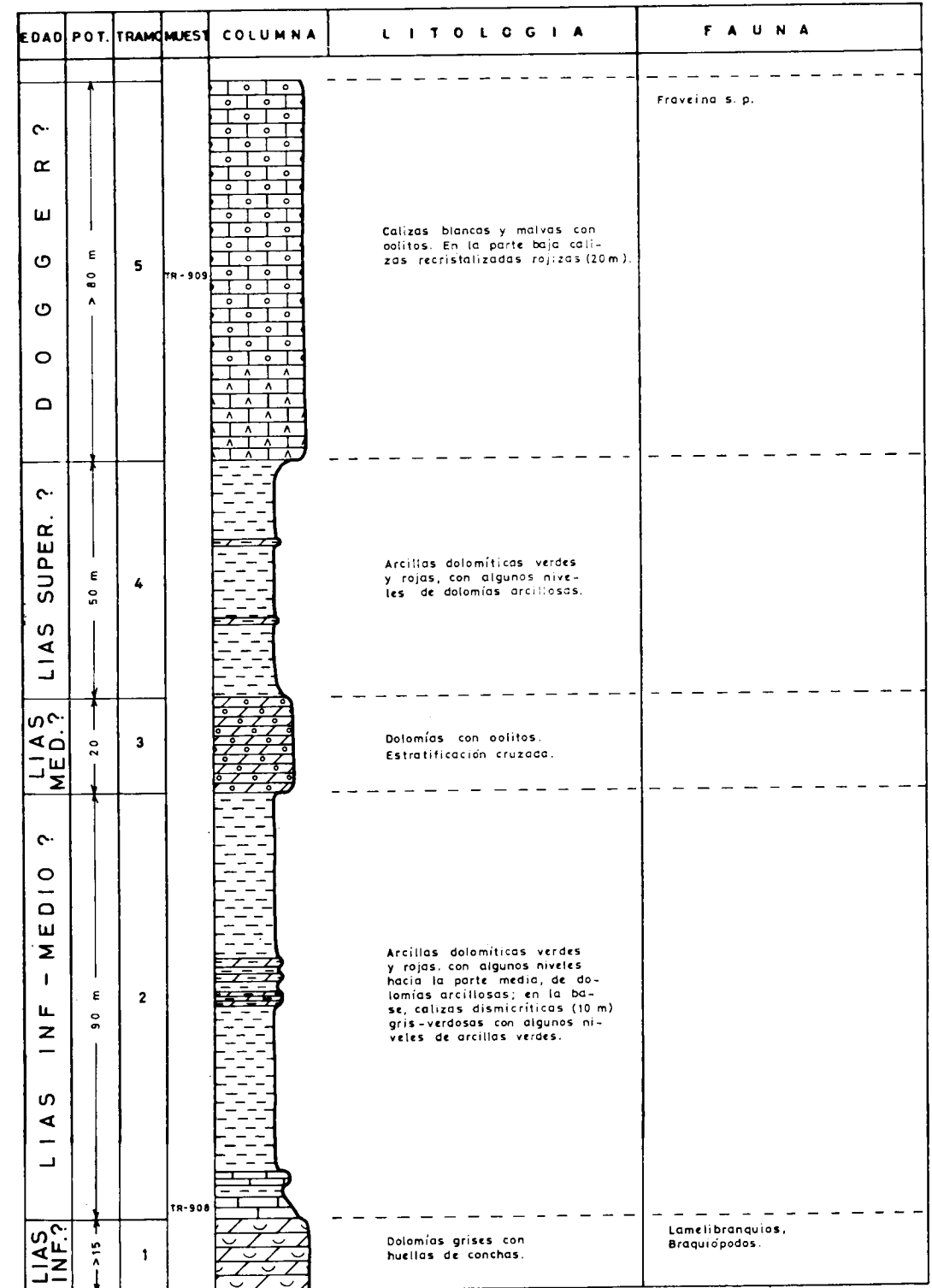


Figura 17

BATÁN DEL PUERTO (ALCARAZ NUM. 841)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLOGIA	FAUNA
LIAS INFER. ?	> 100 m	1			Dolomías microcristalinas grises.	
					Alternancia de dolomías grises microcristalinas y arcillas verdes.	
					Dolomía de oolitos. Estratificación cruzada.	
					Dolomías arcillosas y arcillas verdes.	
LIAS LAS LIAS INF. - M. ? ME ? SUP. ?	25	2				
DOGGER ?	> 150 m	5	TR-159		Dolomías de romboedros.	Ostrácodos. Gasterópodos. Miliólidos. Moluscos. Eggerella.
					Dolomías microcristalinas grises.	
					Calizas dolomíticas recristalizadas rojizas.	
					Calizas oolíticas blancas.	
			162			
			161			
			160			

Figura 18

Los estratos más inferiores están algo invertidos (buzamientos hacia el Sur), pero pronto se recuperan y presentan un claro buzamiento hacia el Norte.

Sus características estratigráficas se pueden ver en la figura 17, y son similares a las descritas en la Dehesa, por ejemplo, pero en Fuente Labrada las potencias de los tramos 2, 3 y 4 son superiores.

Serie del Batán del Puerto (fig. 18)

La Sierra de los Endrinales, que está constituida fundamentalmente por el tramo 5, presenta una estructura sinclinal de dirección Noreste-Suroeste, por lo que la serie se ha estudiado sólo en el flanco septentrional.

El corte se efectúa por la carretera de Ciudad Real a Murcia por Alcaraz y se inicia en el Km. 177,4 y termina en el 177,8.

Los estratos buzcan hacia el Sureste, y de muro a techo se observa:

- Tramo 1 — Más de 100 metros (el contacto con el Trías es mecánico) de dolomías microcristalinas grises.
- Tramo 2 — 25 metros de una alternancia de arcillas dolomíticas verdes y dolomías microcristalinas; hacia el techo se hacen más frecuentes las arcillas.
- Tramo 3 — 10 metros de dolomías de oolitos, algo arenosas, con estratificación cruzada. Hacia la parte alta desaparecen los oolitos y se observan algunas pasadas arcillosas.
- Tramo 4 — 15 metros de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas verdes.
- Tramo 5 — 150 metros como mínimo (el techo está erosionado) de un complejo calizo-dolomítico en el que, de muro a techo, se observan dolomías de romboedros, dolomías microcristalinas grises, calizas dolomíticas recristalizadas rojizas y calizas oolíticas blancas; estas últimas han arrojado una fauna al microscopio de Ostrácodos, Gasterópodos, Miliólidos, Moluscos y *Eggerella*.

Aunque se pueden diferenciar claramente los cinco tramos del Jurásico hasta ahora estudiados, en esta serie se observa ya una menor abundancia de los niveles arcillosos en los tramos 2 y 4, al mismo tiempo que las potencias disminuyen sustancialmente.

Serie del Padrón (fig. 19)

Se inicia en el camino de Bienservida a Fábricas, de coordenadas 1°10'25" y 38°31'5". Continúa hacia el Sur, cruzando el arroyo de las Fábricas, y asciende por la ladera meridional del Padrón, terminando aproximadamente en la cota de 1.600 m.

El corte, por tanto, presenta una dirección Norte-Sur.

Están representados los tramos 1, 2, 3 y 4 del Lías, y el tramo 5, de escasa potencia, que ya corresponde al Dogger.

PADRON (ALCARAZ NUM. 841)

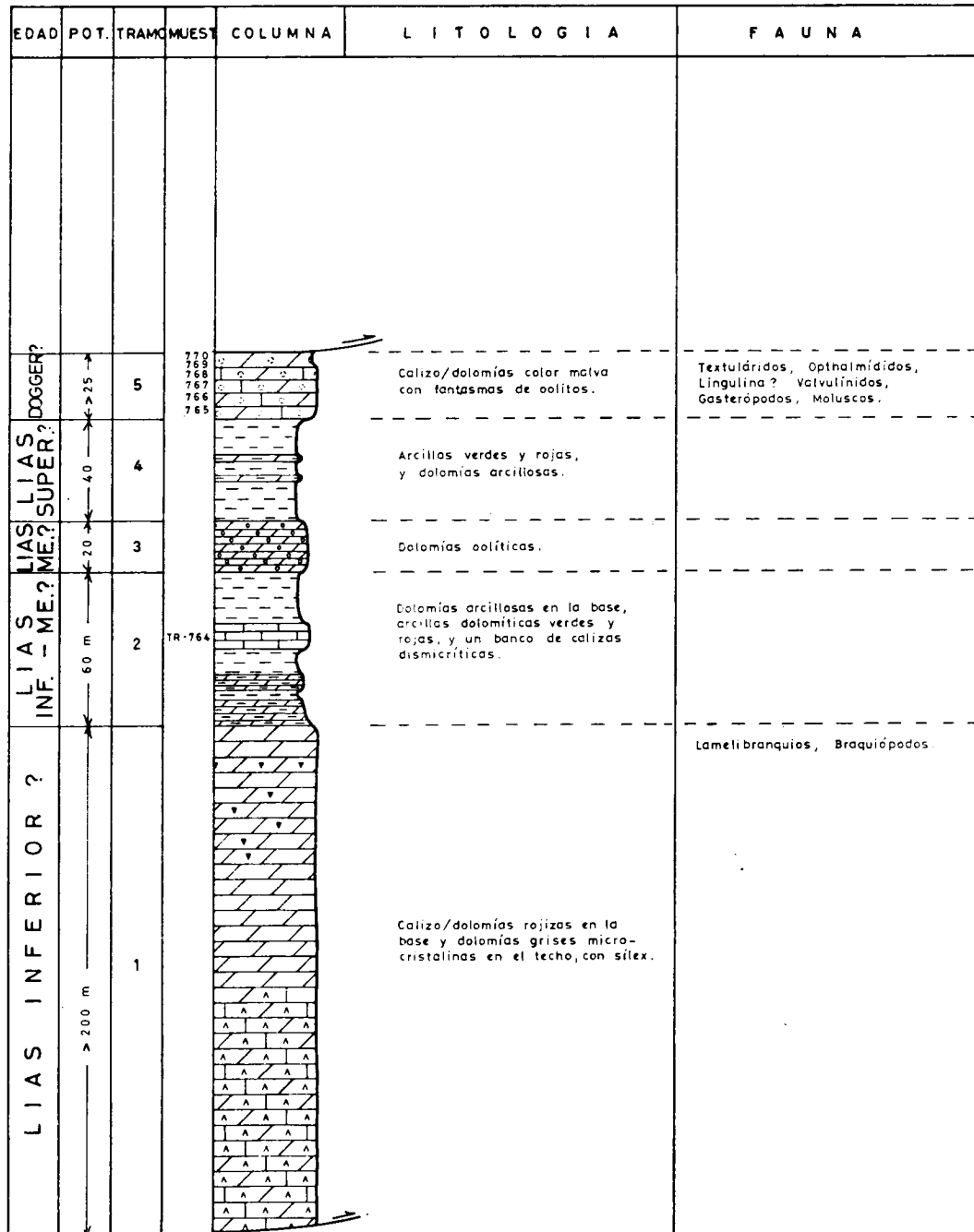


Figura 19

Está limitada esta serie en su techo y muro por escamas de vergencia Norte.

Los estratos buzcan hacia el Sur y hacia el techo de la serie disminuyen de buzamiento.

De muro a techo:

Tramo 1— De características similares a otros cortes, ya descritos anteriormente.

Tramo 2— 60 metros de dolomías arcillosas grises y arcillas verdes y rojas. Existe una intercalación de caliza dismicritica azul-verdosa. Estos 60 m. de serie se reparten así:

- 10 m. de dolomías arcillosas grises.
- 5 m. de arcillas verdes y rojas.
- 5 m. de dolomías arcillosas grises.
- 10 m. de arcillas verdes y rojas.
- 10 m. de calizas micriticas recristalizadas (dismicritas) azul-verdosas. Tienen algo de OFe en sus partículas.
- 20 m. de arcillas rojas.

Obsérvese que el nivel de dismicritas está hacia la mitad de la serie y no hacia la base, como ocurría en las demás series descritas anteriormente.

Tramo 3 y 4— Igual que para otros cortes ya estudiados.

Tramo 5— 25 metros, como mínimo, de calizas algo dolomitizadas de color malva y blanco con oolitos muy bien calibrados; al microscopio corresponden a oosparitas y pelmicritas recristalizadas con vetas y placas de esparita y algunos huecos; frecuentemente existen cristales romboédricos de dolomita y algunos poros. Las pelmicritas, que presentan algunas manchas de OFe, presentan escasos restos de Textuláridos, Ophthalmídeos, *Lingulina?*, Valvulinidos y Gasterópodos.

Serie del Picayo (fig. 20)

El corte coincide con el camino de los Llanos, que parte de Bogarra y sube hasta la Loma del Picayo. Se inicia en el punto de coordenadas $1^{\circ}25'15''$ y $38^{\circ}34'42''$ y asciende por la ladera noreste de la Loma del Picayo, en dirección Sureste, hasta tocar el Mioceno.

Aparecen los tramos 4 y 5, pero incompletos, pues en el muro los derrumbios tapan los demás tramos del Jurásico, y en el techo el Mioceno oculta parte del tramo 5.

Los estratos buzcan hacia el Suroeste, siendo más horizontales hacia el techo.

Aunque están ocultos los tramos 1 al 3 del Jurásico se piensa que estén algo laminados por la proximidad del Trías; esto se ve bien más al Oeste, cerca de Bogarra.

PICAYO (ALCARAZ NUM. 841)

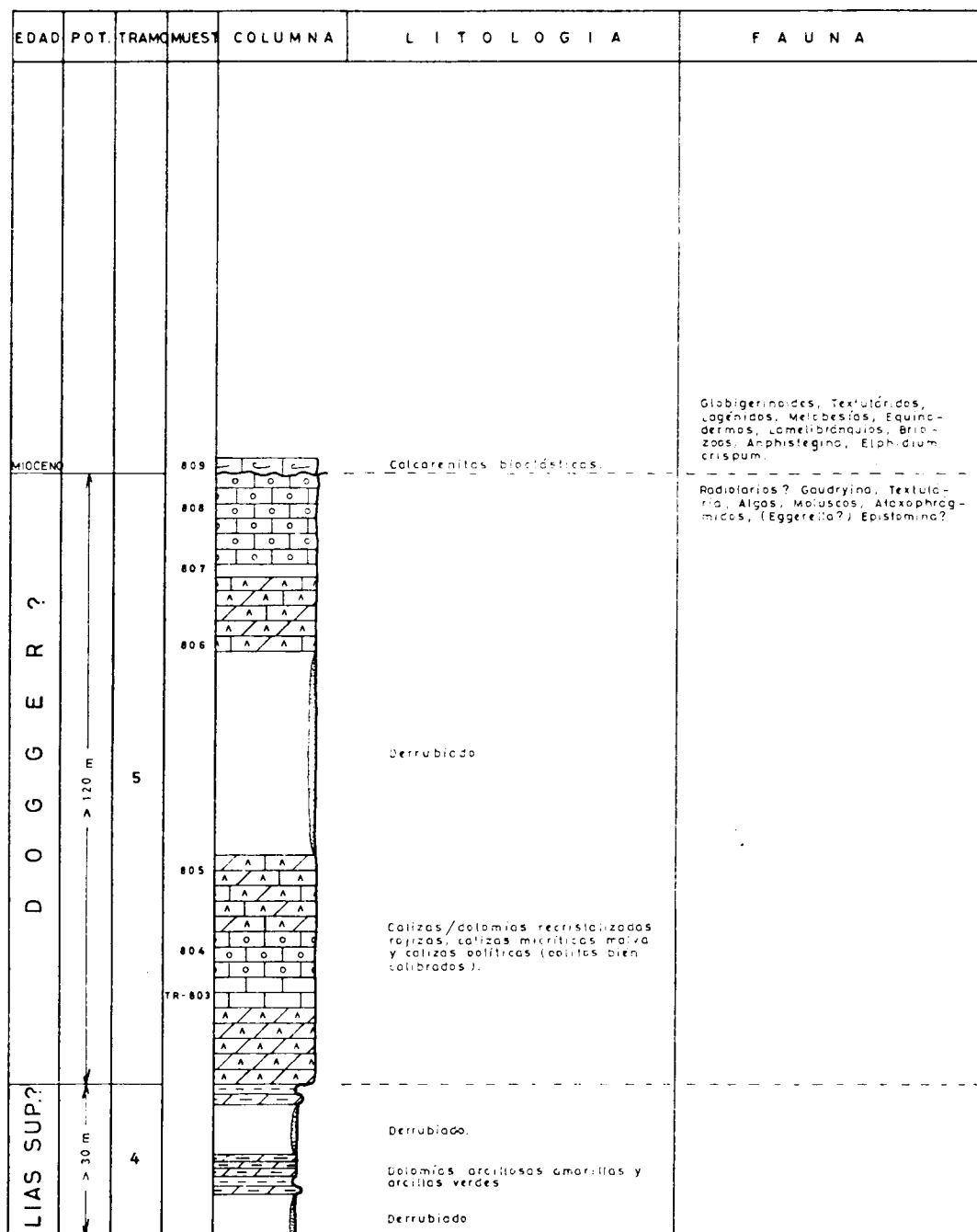


Figura 20

De muro a techo:

Tramo 5—Unos 120 metros de calizas y calizo/dolomías. Las calizas, que suelen estar recristalizadas, corresponden en la base a intramicritas con pelets. Los intraclastos están semiborrados por la recristalización, así como los escasos restos de Radiolarios, *Gaudryina* y Textuláridos. Sobre estas calizas hay unas oosparitas con intraclastos recristalizados y semiborrados por la recristalización con fantasmas de Algas y Moluscos; estas calizas presentan cristales romboédricos de dolomita.

Después viene una zona de 40 metros de derrubios, pero debajo deben seguir las calizo-dolomías recristalizadas rojizas. Por último, existen unas calizas recristalizadas y en parte dolomitizadas con cristales de dolomita y frecuentes restos de Ataxophrágmidos (*Eggerella?*) y *Epistomina?* El techo de la serie lo coronan unas calizas oosparitas recristalizadas y algo dolomitizadas con escasos restos de Ataxophrágmidos.

Sobre el tramo 5 se encuentran calizas biomicríticas arcillosas con algo de esparita y cuarzo, de edad Mioceno.

Serie de Los Mortericos (fig. 21)

El corte se ha realizado por la carretera que va a Cañadas de Haches de Abajo. Se inicia un kilómetro antes de llegar a este pueblecito, cuyas coordenadas son $1^{\circ}32'$ y $38^{\circ}37'15''$, y continúa por la carretera en dirección Sureste, hasta llegar a una curva pronunciada de la misma, en la cota 1.209 m.

Afloran los cinco tramos del Jurásico Inferior y Medio, aunque no presentan un gran desarrollo. Del tramo 1 no aflora su muro, por lo que su potencia no se puede precisar. En el tramo 5 tampoco es real la potencia que aflora, pues parte está erosionado.

La serie está tomada en el flanco Norte de un sinclinal de dirección Noroeste-Sureste, por lo que los estratos muestreados buzan hacia el Suroeste.

En los últimos 100 m. de la serie ha habido dificultad de muestreo, por estar muy derrubiado.

De muro a techo se encuentra:

Tramo 1—Más de 50 metros de dolomías microcristalinas grises. Este tramo constituye el núcleo de un anticlinal de dirección Noroeste-Sureste, por lo que no se puede precisar su potencia.

Tramo 2—60 metros de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas; se distribuyen como sigue:

- 10 m. de dolomías arcillosas grises con delgados bancos de potencia inferior a 0,50 m.
- 5 m. de arcillas verdes y rojas.
- 15 m. de dolomías microcristalinas de grano fino de color gris.
- 10 m. de arcillas verdes y rojas. Existe una intercalación de un banco de 2 m. de dolomía granuda con cristales romboédricos de dolomita de color verdoso.

MORTERICOS (LIETOR NUM. 842)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
D O G G E R ?	> 200 m	5	796		Derrubios.	Lituólidos, Textuláridos, Briozoos, Moluscos, Algas, Ophthalmídeos.
			795		Oosparita recristalizada.	
			794		Derrubios.	
			793			
			792		Calizas brechoides oolíticas.	
LIAS SUP?	45 m	4	791		Calizas malvas micríticas oolíticas. (Oolitos bien calibrados)	
			790			
			789		Calizas dolomías rojizas recristalizadas.	
LIAS M?	30	3	788		Dolomías arcillosas y biomicritas recristalizadas.	Secciones de conchas. Lituólidos (Orbitosepella?)
LIAS INF. M?	60 m	2	RT-787		Dolomías arcillosas grises y arcillas verdes y rojas. Un banco calizo-micrítico verde azulado.	Lingulina? Equinodermos?
LIAS INF?	> 10 m	1			Dolomías microcristalinas grises.	

Figura 21

- 2 m. de micrita arcillosa recristalizada con placas de esparita, que en algunos casos podrían corresponder a formas orgánicas como *Lingulina?* o Equinodermos? Presenta algunos huecos.
- 18 m. de arcillas verdes y rojas.

Tramo 3—30 metros de dolomías y calizo-dolomías, que se reparten según:

- 15 m. de dolomías microcristalinas grises.
- 15 m. de biomicritas recristalizadas y microsparita, algo dolomitizadas. Presentan frecuentes poros y sombras de restos de Lituólidos (*Orbitopsella?*). Aparece algo de OFe en las partículas.

Tramo 4—45 metros de arcillas verdes con algunas intercalaciones de dolomías arcillosas amarillentas.

Tramo 5—Más de 200 metros de calizas y dolomías.

De muro a techo se observa:

- 15 m. de calizo-dolomías recristalizadas rojizas.
- 35 m. de oosparitas recristalizadas con placas de esparita y escasos restos de Lituólidos, Textuláridos, Briozoos, Moluscos, Ophthalmídeos y Algas. Los oolitos están muy bien calibrados y son de color claro. El color de las calizas es malva. Hacia el techo se hacen intramicritas recristalizadas con oolitos, placas de esparita y sombras de restos de Moluscos y Ophthalmídeos?
- 45 m. de calizas con aspecto brechoide. Corresponden a oosparitas color malva recristalizadas con los oolitos, en parte semiborrados por la recristalización. También hay bancos de micritas recristalizadas con plaquitas y vetas de esparita. Presentan frecuentes granos con tendencia a la forma romboédrica y algo de OFe.
- 105 m., casi, de derrubios. A pesar de ello se han podido muestrear algunos bancos y han resultado corresponder a micritas y pelmicritas recristalizadas con placas y vetas de esparita, que corresponden a fracturas y le dan a la roca un aspecto brechoideo. Existen algunos granos de dolomita y muy escasos restos de Moluscos, Lituólidos y Ophthalmídeos. Los últimos metros de la serie parecen otra vez corresponder a oosparitas recristalizadas, color malva, con frecuentes vetas grandes de esparita y con escasa fauna de restos de Textuláridos y Moluscos.

De este corte hay que destacar el hecho de la presencia de niveles de brechas en el tramo 5.

Serie del Gallinero (fig. 22)

Comienza el corte a 500 m. hacia el oeste de las ruinas de Torre Morisca, de coordenadas 1°48' y 38°30'40", en el camino que va a la Toma. Continúa por la falda meridional del Gallinero en dirección casi Norte-Sur, y termina en la cota 1.612 m. Los materiales arcillosos del Lías pueden observarse por la carretera que parte del cuartel de la Guardia Civil de Fábricas de Riopar.

Están representados los cinco tramos del Lías y Dogger, si bien los

GALLINERO (ALCARAZ NUM. 841)

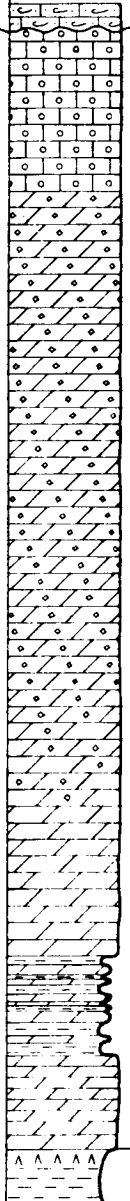
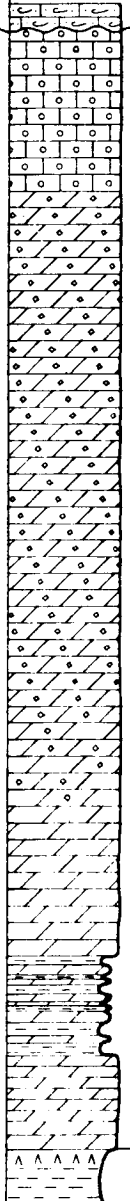
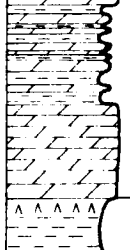
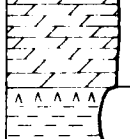
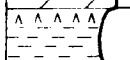
EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLOGIA	FAUNA
MIOC.					Calcarenitas bioclásticas.	
D O G G E R ?	> 500 m	5			Calizas oolíticas blancas. (oolitos bien calibrados)	
					Dolomías de romboedros.	
					Dolomías grises muy fracturadas.	
					Alternancia de dolomías arcillosas grises y arcillas verdes y rojas.	
					Dolomías microcristalinas grises.	
LIAS MED-SUP?	53,5	4				
LIAS INFER.?	> 50 m	1				
TRIAS					Arcillas abigarradas y yesos.	

Figura 22

tramos 2, 3 y 4 ya no están tan bien individualizados. El tramo 1 está incompleto porque en su base aparece el Trías por contacto mecánico. El tramo 5 está muy desarrollado, alcanzando la mayor potencia registrada en la región (500 m.).

La serie está tomada en el flanco sur de un sinclinal de dirección Noreste-Suroeste, en cuyo núcleo aparece discordante el Mioceno marino.

De muro a techo aparece:

Tramo 1—Un mínimo de 50 metros de dolomías cristalinas grises.

Tramos 2, 3 y 4—Se han medido 53,5 m. de materiales arcillosos alternando con dolomías, no observándose ya aquí una individualización clara de cada uno de estos tramos.

De muro a techo se puede apreciar:

- 6 m. de arcillas verdes y rojas.
- 4 m. de dolomías microcristalinas grises.
- 6 m. de arcillas verdes.
- 8 m. de dolomías arcillosas grises.
- 1 m. de arcillas verdes.
- 2 m. de dolomías arcillosas grises.
- 1 m. de arcillas verdes.
- 2,5 m. de dolomías arcillosas grises.
- 5 m. de arcillas verdes.
- 3 m. de dolomías arcillosas grises.
- 3 m. de arcillas verdes.
- 7 m. de dolomías arcillosas grises.
- 5 m. de arcillas verdes.

Tramo 5—Presenta el mayor desarrollo registrado en la región, y según mis propias observaciones de todo el Prebético.

Está constituido por 500 metros de dolomías, fundamentalmente de romboedros de dolomita, que hacia el techo pasan a calizas blancas con oolitos muy bien calibrados.

Sobre este tramo, y discordantemente, reposa el Mioceno compuesto por calcarenitas bioclásticas.

Por tanto, de este corte cabe destacar:

- a) No se pueden distinguir los tramos 2, 3 y 4, y la potencia de ellos (en su conjunto) es la menor registrada de todas las series estudiadas hasta ahora.
- b) En cambio, el tramo 5 presenta una potencia enorme (la mayor registrada en toda la Zona Prebética) y su litología, de dolomías de romboedros, la diferencia de las series anteriormente descritas.

3) Sector central-oriental

Serie de Casa Sola (fig. 23)

La serie está tomada por la carretera de Santa Ana a Alcazozo, pró-

CASA SOLA (LIETOR NUM. 842)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLOGIA	FAUNA
D O G G E R ?	> 150 m	5	786		Calizas brechoides.	Thaumatoporella parvovesiculifera, Ataxophrágmidos, Lagénidos, Gasterópodos, Lamelibránquios, Spirillina, Frondicularia? Ophthalmídeos.
			785			
			784			
			783		Calizas malvas oospáritas y pelmicritas (oolitos bien calibrados).	
			782			
781		Calizas /dolomías rojizas recristalizadas.				
780						
779						
LIAS SUPER. ?	33 m	4	778		Arcillas verdes y dolomías arcillosas amarillentas.	
			777			
LIAS INFER. ?	12	3	TR-775		Dolomías microcristalinas grises.	
	> 10	2			Dolomías arcillosas amarillentas y arcillas amarillentas y verdes dolomíticas.	

Figura 23

ximo al pueblecito de Casa Sola. Se inicia el corte en el Km. 6, de coordenadas 1°38'38" y 38°39'10", y continúa en dirección a Alcadozo, terminándose a la altura donde empieza el Arroyo de los Pedernales.

Afloran sólo cuatro tramos del Jurásico. Falta el tramo 1 y el tramo 2 está incompleto.

Los estratos buzcan hacia el Este, y se trata de una serie monoclin. De muro a techo:

Tramo 2— Más de 10 metros de arcillas amarillentas y verdes dolomíticas con intercalaciones de bancos de dolomías arcillosas amarillentas.

Tramo 3— 12 metros de dolomías microcristalinas grises. En el techo hay un banco de micrita recristalizada (microesparita) con los granos con tendencia a forma romboédrica. Existen algunos poros.

Tramo 4— 33 metros de arcillas verdes y dolomías arcillosas amarillentas.

Tramo 5— 150 metros de calizas y dolomías. Se distribuyen como sigue de acuerdo con los distintos tipos texturales reconocidos.

— 40 m. de micritas rojizas recristalizadas con algunas placas de esparita. Los granos tienen tendencia a la forma romboédrica. Existe algo de OFe impregnado en las fisuras.

— 45 m. de pelmicritas color malva recristalizadas con algunos granos de dolomita y escasos restos, mal conservados por la recristalización, de *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, Ataxophrágmidos y Lagénidos. Existen también placas de esparita que podrían corresponder a formas orgánicas. Sobre las pelmicritas existen bioesparitas recristalizadas con frecuentes granos romboédricos de dolomita e intraclastos. Se observan Gasterópodos, Lamelibránquios, *Frondicularia?*, *Spirillina* y Ophthalmídeos.

— 65 m. de calizas brechoides que corresponden a oosparitas recristalizadas con intraclastos y sombras de restos de Moluscos y Algas. Existen bancos de micrita recristalizada en parte con granos con tendencia romboédrica y OFe en las partículas. Hacia el techo se hacen pelmicritas recristalizadas con placas y vetas de esparita y granos con tendencia romboédrica; los pelets es posible que sean de recristalización.

Como se ve, esta serie es muy similar a la de Mortericos (presencia de niveles de brechas en el tramo 5), pero en Casa Sola las potencias son inferiores.

Serie de Alcadozo (fig. 24)

La serie está tomada en la falda oriental del Cerro del Soldado, próximo al pueblo de Alcadozo. El corte se inicia en la cota 1.031 m., de coordenadas 1°42'10" y 38°39'20", y se continúa hacia el Noreste hasta 150 m. antes de la carretera de Alcadozo.

La serie está levantada en el flanco oriental de un anticlinal de dirección Noroeste-Sureste y cuyo núcleo está en el tramo 1, no aflorando el muro de éste.

Están representados los cinco tramos del Lías-Dogger, si bien el tra-

ALCADOZO (LIETOR NUM. 842)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA				
LIAS INF.?	LIAS INF.-M.?	2	60 m	192	Dolomías arcillosas grises y arcillas verdes. Un banco de calizas micríticas azul-verdoso	Equinodermos.				
				191						
				190						
				188			Dolomías microcristalinas grises y dolomicrosparita recristalizadas rojizas en la base	Lituólidos (<i>Orbitopsella?</i>) Textuláridos, Valvulínidos.		
				TR-181						
1	50 m	LIAS M.?	LIAS SUP.?	4	18 m	214			Arcillas verdes	Lituólidos, Algas.
215										
216	Dolomías microcristalinas grises.					Secciones de conchas.				
225										
226							Dolomías grises microcristalinas y de romboedros. Calizas oolíticas oolitos bien calibrados en el techo	Protopenopsis striata, Ataxophrágmidos, Lagénidos, Ophthalmídeos.		
229										
5		123 m	DOGGER	FACIES «WEALD-UTRILLAS»	1				123 m	

Figura 24

mo 1 está incompleto, por la razón que he apuntado antes, y el tramo 5 también aparece incompleto, por reposar sobre él, y por discontinuidad estratigráfica, la facies «Weald-Utrillas».

Afloran:

Tramo 1— Más de 50 metros de calizas y dolomías, cuyas texturas se distribuyen así:

- 20 m. de microsparitas y dolomicrosparitas muy recristalizadas y oquerosas de granos con tendencia a forma romboédrica.
- 30 m. de dolomías microcristalinas grises con calcita en las fracturas. En el techo, un banco de micrita arcillosa con esparita, recristalizada con sombras de Lituólidos (*Orbitopsella?*), Textuláridos y Valvulínidos.

Tramo 2— 60 metros de dolomías arcillosas y arcillas. Se reparten como sigue:

- 15 m. de calizas de textura micrítica arcillosa-recristalizada y color verde azulado, con aspecto brechoide. Presentan escasos restos de pequeños fragmentos de Equinodermos. Existe además algo de OFe en las partículas y frecuentes poros. En el techo existe un banco de dolomías gris blanzuca.
- 20 m. de arcillas rojas. Una intercalación de dolomía gris verdosa arcillosa con calcita en las fisuras aparece hacia la mitad del conjunto arcilloso.
- 10 m. de dolomías arcillosas verde-grisáceas con recristalización de calcita en las fisuras. Hacia el techo se pasa a bancos de intramicrita verde-azulada, recristalizada en microsparita, con algunos granos de dolomita, frecuentes poros y vetas rellenas de calcita.
- 15 m. de arcillas verdes, con alguna intercalación de bancos de dolomías arcillosas.

Tramo 3— 46 metros de dolomías microcristalinas grises muy duras con algunos moldes de Braquiópodos?

Tramo 4— 18 metros de arcillas verdes. Aunque parte del tramo está derrubiado, corresponde a una zona blanda de arcillas.

Tramo 5— Más de 123 metros de dolomías y calizas. De muro a techo se han reconocido los siguientes tipos texturales:

- 8 m. de micritas recristalizadas con algunos pelets y oolitos poligonales. Existen granos de dolomita e impregnaciones de OFe. Se ha reconocido fauna de Lituólidos? y Algas.
- 70 m. de dolomía gris muy fracturada; algún banco con romboedros de dolomita, pero son muy escasos en general.
- 20 m. de dolomía granuda de romboedros de dolomita.
- 20 m. de calizas blancas (oosparitas, oomicrosparitas recristalizadas y microsparita) con frecuentes granos romboédricos de dolomita. Es frecuente que los oolitos estén semiborrados por la recristalización. Estos oolitos están muy bien calibrados. Se ha encontrado en estas calizas *Protopenopsis striata* (WEYNSCHENK), Ataxophrágmidos, Lagénidos, Ophthalmídeos, etcétera.

Sobre el tramo 5 reposa la facies «Weald-Utrillas», por lo que parte de

HIJAR (LIETOR NUM. 842)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
L I A S ?	100 m	1			Dolomías grises microcristalinas.	
		2			Alternancia de arcillas verdes y dolomías arcillosas amarillentas.	
		3			Dolomías arcillosas grises.	Lamelibránquios y Braquiopodos.
		4			Arcillas verdes.	
		5			Dolomías grises muy fracturadas.	
D O G G E R ?	> 150 m				Dolomías de romboedros.	
					Calizas micríticas claras y malvas.	

Figura 25

este tramo había sido erosionada previamente al depósito de la facies «Weald-Utrillas».

Lo interesante de esta serie es que se ha datado el tramo 5 como perteneciente al Dogger.

Serie de Híjar (fig. 25)

Está situado el corte aproximadamente a 150 m. al oeste de la central de Híjar. Comienza en las casas de la Alcadina, de coordenadas 1°38'50" y 38°32'40", al lado del río Mundo. Continúa en dirección Sur-Norte hasta alcanzar la cota 930 m.

El corte está tomado en una serie monoclinual con ligeros buzamientos hacia el Norte, aunque se pueden considerar los estratos casi horizontales.

Aparecen los cinco primeros tramos del Jurásico. El tramo 1 está incompleto, por interrumpirse por la falla del río Mundo. El tramo 5 está erosionado en parte. Los tramos 2, 3 y 4 presentan escasa potencia y son fundamentalmente arcillosos.

La descripción detallada de la serie puede observarse en la figura 25.

Serie Rambla de Talave (fig. 26)

El inicio del corte se sitúa próximo al Km. 5,8 de la carretera de Liétor a Hellín, allí donde cruza la Rambla de Talave con dicha carretera, de coordenadas 1°46'15" y 38°33'; continúa hacia el Suroeste y tiene de recorrido aproximadamente un kilómetro de largo.

Los estratos buzán hacia el Suroeste y corresponden al flanco meridional de un anticlinal de dirección Noroeste-Sureste.

Están representados los cinco tramos del Lías y Dogger. Los tramos 1 y 5 están incompletos. El tramo 1 está repetido en su base por una falla inversa que hace aflorar el Triás. El tramo 5 está erosionado en su techo.

De muro a techo:

Tramo 1 — Más de 100 m. de dolomías. En su base existen 10 m. de dolomicroesparitas grises con frecuentes poros y algo de OFe. Existen nódulos de sílex y presentan una pátina blanca. Hacia la parte media del tramo la dolomitización se hace menos intensa y se conservan unos bancos de micrita recristalizada con restos sin determinar de fósiles y huecos rellenos, en parte, de calcita.

Tramo 2 — 14 metros de arcillas y dolomías. Se reparten así:

- 6 m. de dolomías grises microcristalinas, que hacia el techo se van haciendo verdes. Se observan restos de conchas (Lamelibránquios?). Sus bancos tienen una potencia de 10-20 cm.
- 8 m. de arcillas verdes y rojas con alguna intercalación dolomítica margosa.

RAMBLA DE TALAVE (LIETOR NUM. 842)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
D O G G E R ?	> 85 m	5	273		Dolomías de romboedros, dolomías microcristalinas grises, calizas oolíticas y calizas micríticas blancas.	Radiolarios, Ostrácodos, Ataxofrágmidos, Algas, Lituólidos, Gasterópodos.
			272			
			271			
			257			
			255			
L I A S ?	> 100 m	1	248		Dolomías microcristalinas grises. Nódulos de sílex en el muro.	Restos de conchas.
			247			
			245			
			243			
			240			
L I A S ?	14	2	240		Arcillas verdes y rojas. Algunos niveles de dolomías arcillosas en la base.	Restos de conchas.
			239			
			236			
L I A S ?	18	3	248		Calizas oolíticas y dolomías arcillosas grises.	Radiolarios, Ostrácodos, Logénidos.
			247			
			245			
L I A S ?	3	4	255		Arcillas verdes.	Radiolarios, Ostrácodos, Logénidos.
			257			

Figura 26

Tramo 3—18 metros de dolomías y calizas. Se distribuyen de la siguiente manera:

- 8 m. de oomicrosparitas recristalizadas, en parte dolomitizadas (se observan pequeños cristales de dolomita con los oolitos semiborrados por la recristalización). Se han visto restos de esparita y de Radiolarios, Ostrácodos y Lagénidos. Presentan algo de OFe.
- 10 m. de dolomías arcillosas grises con pátina amarillenta.

Tramo 4—3 metros de arcillas verdes.

Tramo 5—Más de 85 metros de dolomías y calizas. De muro a techo se observa:

- 3 m. de micrita recristalizada, con algunos estilolitos y restos de Radiolarios? Fantasmas de oolitos.
- 60 m. de dolomías microcristalinas grises y algunos bancos de dolomías granudas de romboedros de dolomita.
- 12 m. de micritas, pelmicritas y oosparitas recristalizadas con escasos restos de Ataxofrágmidos, Radiolarios?, Algas, Ostrácodos?, Lituólidos? y Gasterópodos? Presentan algunos granos de dolomita y los oolitos están bien calibrados.

En esta serie conviene destacar, por un lado, la existencia de zonas sin dolomitizar en casi todos los tramos, y la presencia de sílex en el tramo 1, por otro.

4) Sector oriental

En este sector resulta muy difícil levantar series estratigráficas completas del Jurásico sobre el terreno, ya que afloran fundamentalmente materiales del Dogger. Es por lo que he recurrido a los datos de profundidad que me han facilitado los sondeos del Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla» y los del M. O. P. en la traza del trasvase Tajo-Segura.

Sondeo de la Alberca

Realizado por el M. O. P.

Coordenadas X = 750.533,688

Y = 452.829,814

Este sondeo da idea del espesor del Dogger. De techo a muro se atravesó:

Tramo 5—20 metros de calizas micríticas blancas, parcialmente dolomitizadas.

90 metros de dolomías grises con vetillas de arcillas rojas de descalcificación en las fracturas.

Tramo 4—Arcillas abigarradas.

SONDEO «EL CABALLO»

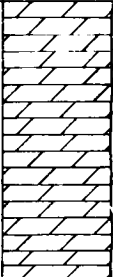


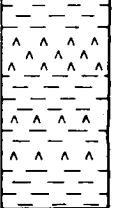
EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLOGIA	FAUNA
DOGGER?	50 m	5			Dolomías grises.	
LIAS SUP?	15	4			Arcillas verdes y dolomías arcillosas.	
LIAS ME?	15	3			Dolomías grises microcristalinas.	
LIAS INF.-ME?	40 m	2			Arcillas abigarradas con niveles de yesos (<5 m).	

Figura 27

Sondeo del Caballo (fig. 27)

Realizado por el M. O. P.
 Coordenadas X = 751.471,213
 Y = 451.447,685

En este sondeo se pueden ver todos los tramos del Lías, excepto el tramo 1, y es de destacar la presencia de niveles de yesos (de hasta 5 m. de espesor) en el tramo 2. El resto de las características de la serie puede verse en la figura 27.

Sondeo de Nava de Abajo (fig. 28)

Realizado por el Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla».
 Coordenadas X = 1°48'39"
 Y = 38°39'22"

Este sondeo empezó y terminó en el Dogger. Sus características pueden observarse en la figura 28.

Serie de la Atalaya de Liétor (fig. 29)

Aunque este corte podría corresponder también al sector central-oriental, lo he incluido en el oriental, ya que en este último no se poseen cortes del Jurásico suficientemente completos y además por encontrarse a caballo entre los dos sectores; la división entre los mismos ya se sabe que es aleatoria y subjetiva y no persigue otro fin que el de simplificar y sintetizar en lo posible el árido estudio descriptivo de las series.

La serie está tomada a un kilómetro aproximadamente al este de Moriscote. Las coordenadas del comienzo son: X = 1°41'47"; Y = 38°37'4" y las del final, X = 1°41'57"; Y = 38°37'20".

La estructura de la Atalaya de Liétor es la de un sinclinal con núcleo en Dogger de dirección Noroeste-Sureste, que en algunos puntos se hace volcado con vergencia Norte. A este sinclinal le sigue hacia el Sur un anticlinal con núcleo en Lías Inferior, que también se invierte en algunos puntos. Donde he tomado la serie los estratos están invertidos.

De muro a techo se observan los siguientes materiales:

Tramo 1 — Más de 70 metros de dolomías microcristalinas grises, que hacia abajo presentan frecuentes romboedros de dolomita; esta característica podría confundir este tramo con el del Dogger; sin embargo, los romboedros de este último son de mayor tamaño y presentan numerosas capas concéntricas.

Tramo 2 — 45 metros de arcillas rojas, fundamentalmente, con pocas intercalaciones de dolomías arcillosas; estas arcillas, hacia la base, son de color verde. En el muro del tramo aparecen 10 metros de calizas dismicríticas, nivel que es constante en todos los cortes del Lías de este sector (nivel guía). Hay que

SONDEO NUM. 842/213 «NAVA DE ABAJO»

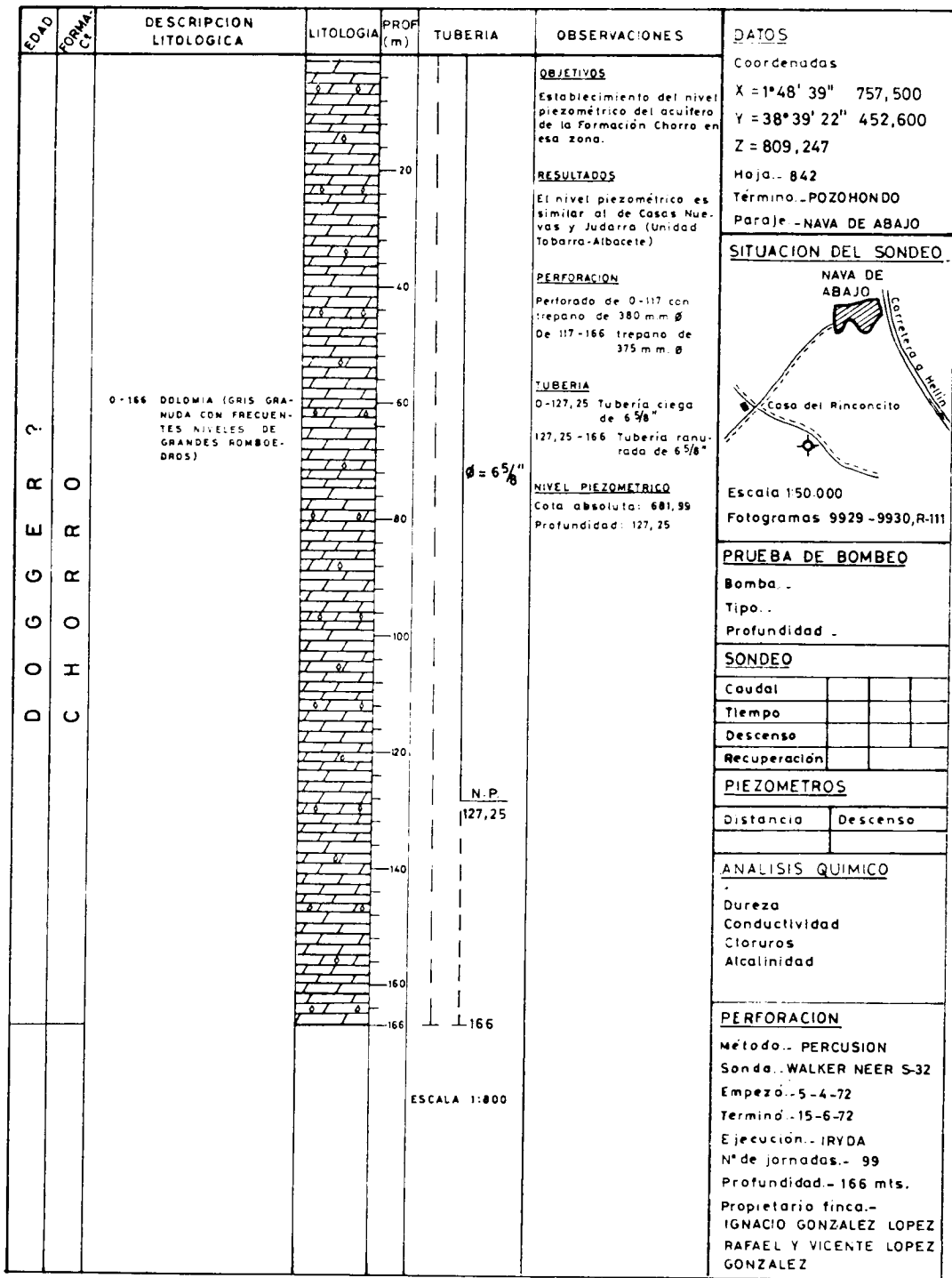


Figura 28

ATALAYA DE LIETOR (LIETOR NUM. 842)

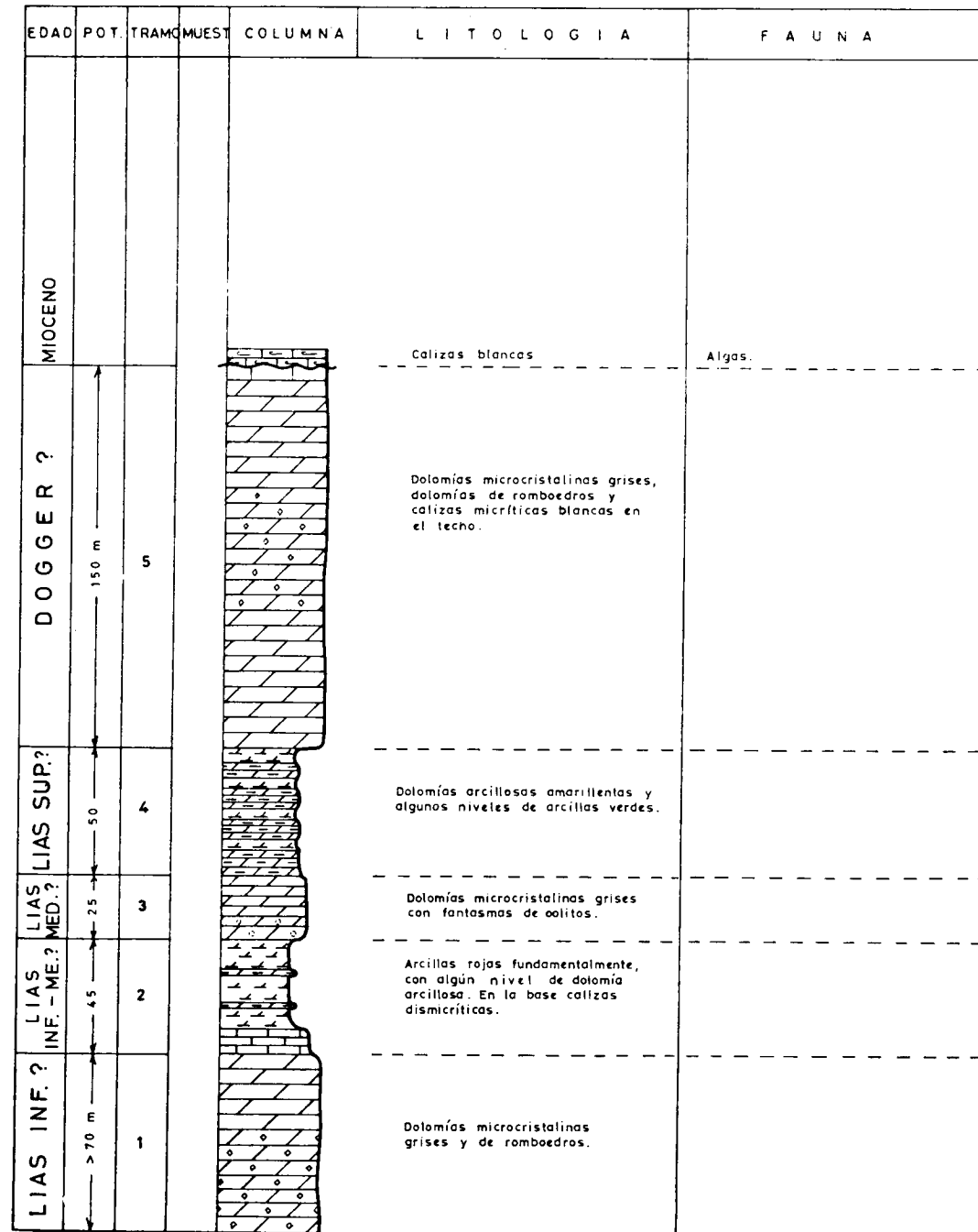


Figura 29

resaltar, asimismo, la similitud en potencia (del orden de los 10 m.) que presentan en todos los cortes.

Tramo 3—25 metros de dolomías microcristalinas grises. Hacia la base aparecen fantasmas de oolitos.

Tramo 4—50 metros de dolomías arcillosas amarillentas, con algunas intercalaciones de arcillas verdes, que se hacen más frecuentes hacia el techo del tramo; hacia la base, en cambio, son exclusivamente dolomías arcillosas, al menos en los 10 primeros metros.

Tramo 5—150 metros de dolomías microcristalinas grises; hacia la mitad del tramo existe una zona de dolomías de romboedros. Los últimos 5 m. del techo son calizas micriticas blancas.

Sobre el tramo 5 reposa discordantemente el Mioceno.

5) Sector meridional-occidental

Serie de la Noguera (fig. 30)

Está levantada a unos 1.500 m. al oeste de la Casa de la Noguera. Comienza en el río Mundo, donde nace la fuente de las Huelgas (coordenadas 1°15'30" y 38°28'25"). Continúa hacia el Norte cruzando la carretera de Puente de Génave a la comarcal de Ciudad Real a Murcia, por el Km. 55, y sigue hacia el Norte hasta la fuente de las Calenturas.

Los estratos buzcan hacia el Noroeste y pertenecen a una serie monoclinial.

Están representados los cinco tramos del Lías y Dogger, si bien el tramo 5 está incompleto por estar parcialmente erosionado.

De muro a techo se observa:

Tramo 1—Descansa sobre el Triás, que aunque ha sufrido efectos halocinéticos, se puede considerar como un contacto casi normal, debido a que el tramo 1 aparece muy completo.

Está constituido por 200 m. de dolomías, pudiéndose diferenciar en ellas:

- 60 m. de calizo-dolomías recristalizadas rojizas.
- 90 m. de dolomías microcristalinas grises con huellas de Braquiópodos y Lamelibranquios.
- 50 m. de dolomías microcristalinas grises con nódulos de sílex.

Tramo 2—10 metros de dolomías arcillosas amarillentas y arcillas verdes.

Tramo 3—30 metros de calizas que texturalmente corresponden a biomicritas con algunos oolitos y esparitas y restos de Radiolarios, Ostrácodos, Textuláridos, *Lituosepta*, *Haurania*, *Lingulina*, *Spirillina*, *Frondicularia* y *Ataxophrágmidos*. Esta asociación faunística data al Pliensbaquiense.

Tramo 4—2 metros de arcillas verdes. Se han encontrado Ammonites mal conservados.

Tramo 5—Más de 130 metros de dolomías granudas con romboedros de dolomita.

El interés de esta serie es doble:

- a) Se ha podido datar claramente el Lías Medio.
- b) Aparecen Ammonites en el Lías.

LA NOGUERA (YESTE NUM. 866)

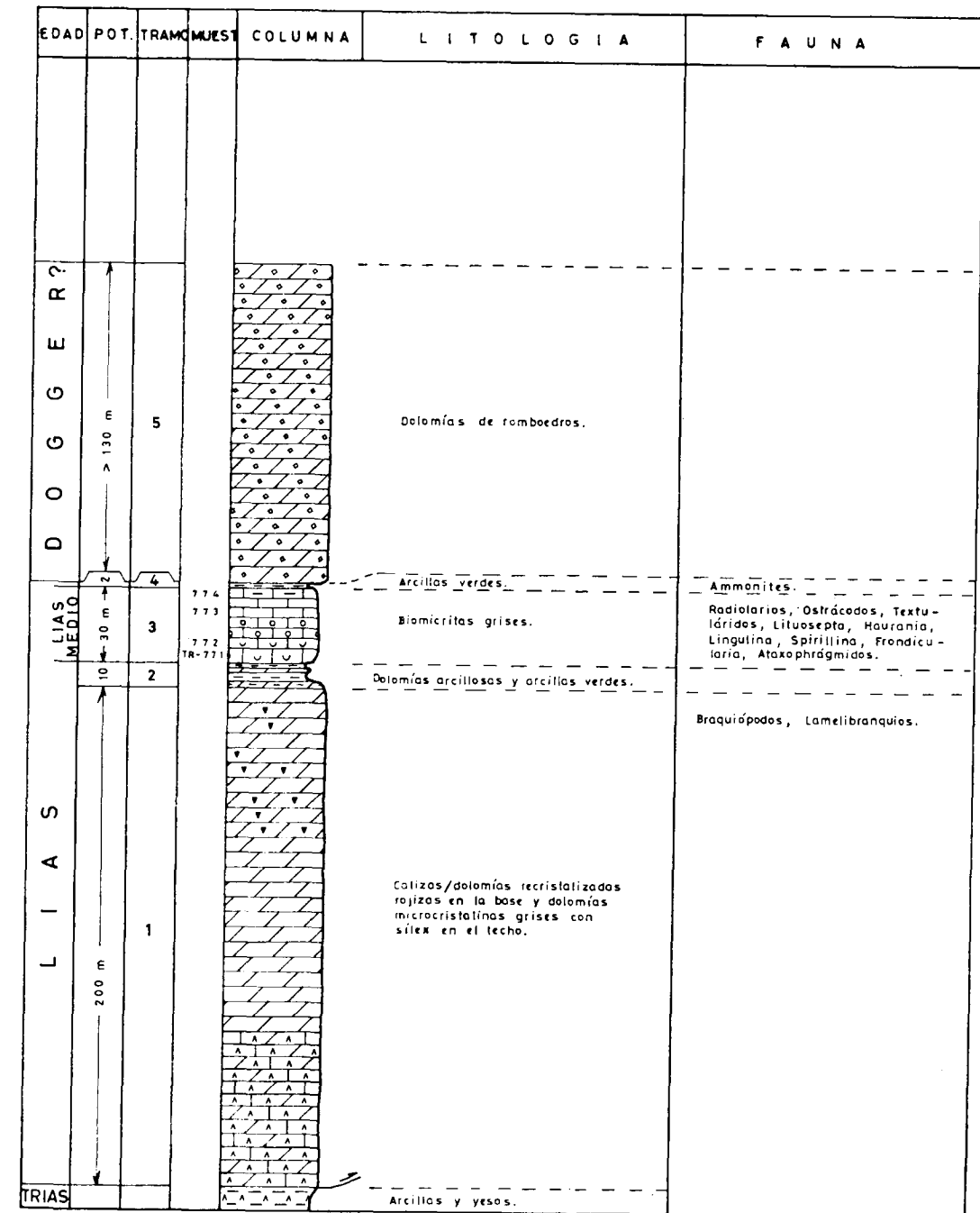


Figura 30

Serie de los Tribaldos (fig. 31)

Comienza en el Km. 43,2 de la carretera de Puente Génave a la comarcal de Ciudad Real a Murcia, donde dicha carretera describe una curva muy cerrada de coordenadas 1°13'13" y 38°27'2". Continúa hacia el Norte pasando por el cortijo de Los Tribaldos. El corte tiene 4 Km. de largo aproximadamente, si se quiere hacer perpendicular a la estructura, pero puede hacerse más cómodamente por un camino de reciente construcción que parte de Los Tribaldos y sube hasta El Padroncillo.

Los estratos buzan hacia el Noroeste y corresponden al flanco meridional de un sinclinal.

Es el corte del Jurásico más completo del Prebético Externo de esta región, ya que aparecen, aunque muy poco desarrollados, ocho tramos del Jurásico correspondientes al Lías, Dogger y Malm.

De muro a techo se observa:

Tramo 1— Aparece sobre el Triás, pero el contacto es diapírico; por tanto, la potencia del tramo 1 es incompleta. En el lugar donde se ha levantado el corte se aprecian 100 m. de dolomías microcristalinas grises.

Tramo 2— 8 metros de arcillas verdes. Existe una intercalación caliza de micrita con intraclastos, recristalizada. Gran parte de los intraclastos están semiborrados por la recristalización.

Tramo 3— 12 metros de dolomías arcillosas gris-amarillentas con presencia de nódulos de sílex.

Existe un banco de intramicrita recristalizada azul-verdosa con los intraclastos semiborrados por la cristalización. Sombras de Algas?, Moluscos?

Tramo 4— 5 metros de arcillas verdes.

Tramo 5— 150 metros de dolomías granudas de romboedros de dolomita. Los 10 primeros metros carecen de romboedros.

Tramo 7— Sobre el tramo 5 parece existir una pequeña falla que ha hecho desaparecer el tramo 6 de calizas nodulosas con Ammonites del Oxfordiense Superior, tan constantes en todo el Prebético, como se verá en algunos cortes que a continuación se describirán. La falla ha debido tener poca importancia al hacer desaparecer sólo la caliza nodulosa, que, en el mejor de los casos, no supera los 10 m. de potencia.

Comienza el tramo con 5 m. de margas verdes con nódulos de pirita y algunos Ammonites mal conservados.

Sobre estas margas existen 13 m. de margocalizas grises que corresponden a micritas recristalizadas con frecuente OFe en partículas.

Tramo 8— 52 metros de dolomías de romboedros de dolomita con algunos bancos, preservados de la dolomitización, de micritas arcillosas recristalizadas de granos con tendencia romboédrica y frecuente cuarzo de tamaño limo. Algo de OFe.

Sobre este tramo está la facies «Weald-Utrillas», cuyo contacto es por recubrimiento.

En esta serie puede apreciarse cómo los tramos 2, 3 y 4 del Lías pre-

LOS TRIBALDOS (YESTE NUM. 866)

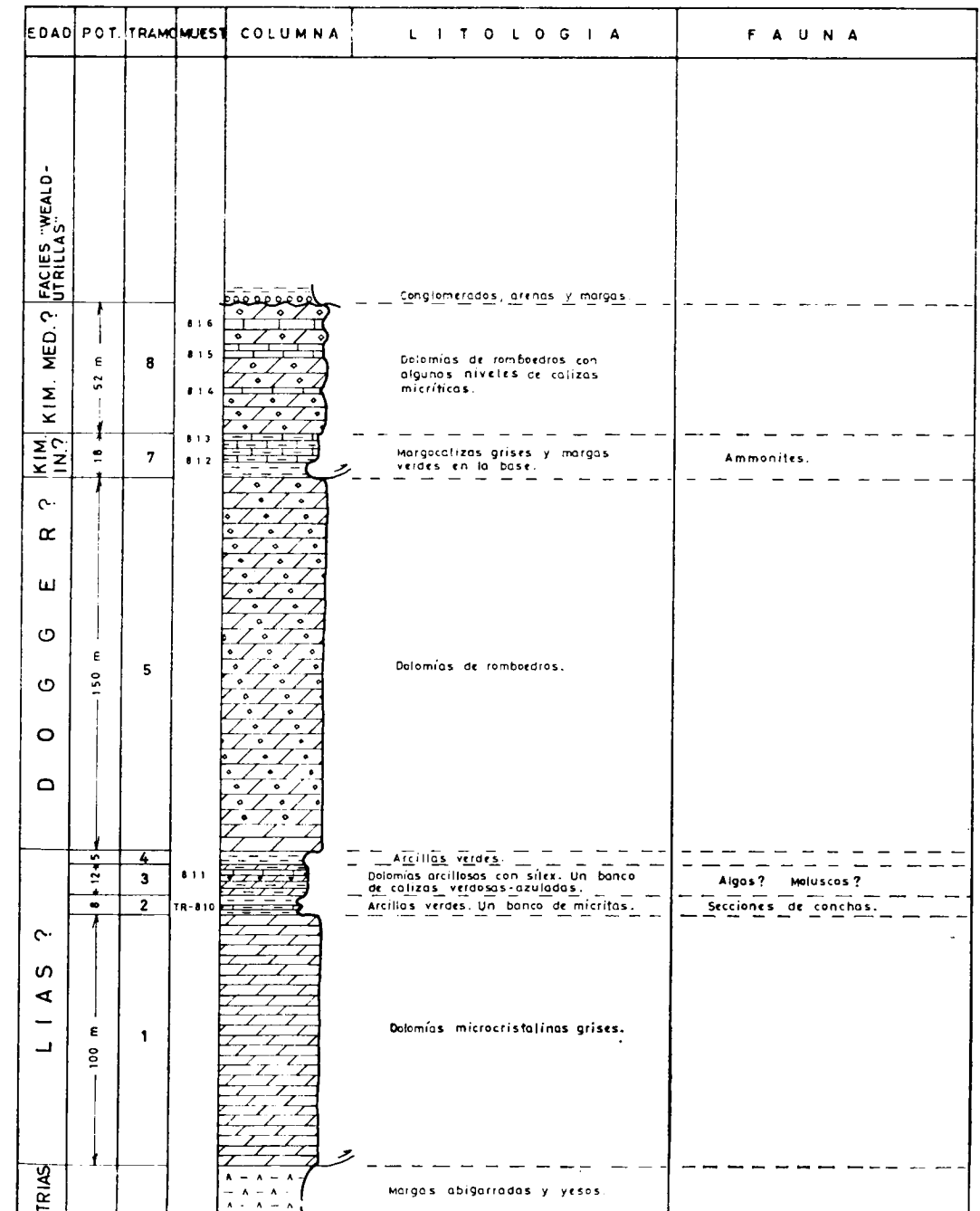


Figura 31

Decipia decipiens (SOUL)
Radiola de Cidaris florigemma (PHILL.)

La asociación de Ammonites permite reconocer perfectamente a la zona de «transversarium», que data al Oxfordiense Superior.

Tramo 7—3 metros de margas verdes.

7 metros de margocalizas grises algo arenosas. Presentan nódulos de pirita. Al microscopio han arrojado una fauna de: Ostrácodos, Lagénidos, Equínidos, Moluscos, Gasterópodos, Ataxophrágmidos, Lituólidos, Miliólidos, *Ammodiscus* y *Lenticulina*.

Tramo 8—8 metros de calizas oolíticas y de oncolitos, organodetríticas, con algunos niveles de dolomías con fantasmas de oncolitos. Se ha encontrado fauna de Equinodermos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Espongiarios, Corales, etc.

Sobre el tramo 8 descansa la facies «Weald-Utrillas» de conglomerados, arenas y margas por recubrimiento.

Esta serie es parecida a la de Los Tribaldos, pero la dolomitización es menor y el espesor de los tramos 2, 3 y 4 es mayor.

Serie de El Pardal (fig. 33)

El corte está levantado a unos 2 Km. al noreste de El Pardal. Comienza aproximadamente en el punto de coordenadas 1°24'40" y 38°30', y termina en el Km. 216 de la carretera de Ciudad Real a Murcia por Alcaraz y Caravaca.

Constituye una serie monoclinal cuyos estratos buzcan hacia el Sureste. Aparecen los tramos 5 del Dogger y 6, 7 y 8 del Malm.

Puesto que esta serie es idéntica a la anteriormente descrita (a excepción de su sensiblemente mayor potencia del Malm), no voy a repetir de nuevo, aunque puede apreciarse en la figura 33. Solamente señalaré la fauna encontrada en el tramo 8, por encontrarla característica del Kimmeridgiense Medio. Esta ha sido: Equinodermos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Textuláridos, Miliólidos, Espongiarios, Corales, *Labyrinthina mirabilis* WEINFCH, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Macroporella*, *Conicospirillina basiliensis* (MOHLER) y *Lenticulina*.

Serie Fuente del Taif (fig. 34)

El corte está levantado en la Sierra de Bogarra, atravesándola de Noroeste a Suroeste. Comienza a 200 m. al norte de la rambla del Derramadero, de coordenadas 1°33'35" y 38°31'10". Continúa hacia el Suroeste y termina en la carretera que va a Fuente del Taif, en el Km. 8,8.

Constituye una serie monoclinal cuyos estratos buzcan hacia el Suroeste. Aparecen los tramos 5 del Dogger y 6 y 7 del Malm.

De muro a techo se aprecia:

Tramo 5—300 metros de dolomías de grandes romboedros de dolomita. En el techo de este tramo existe un «hard-ground».

EL PARDAL (YESTE NUM. 866)

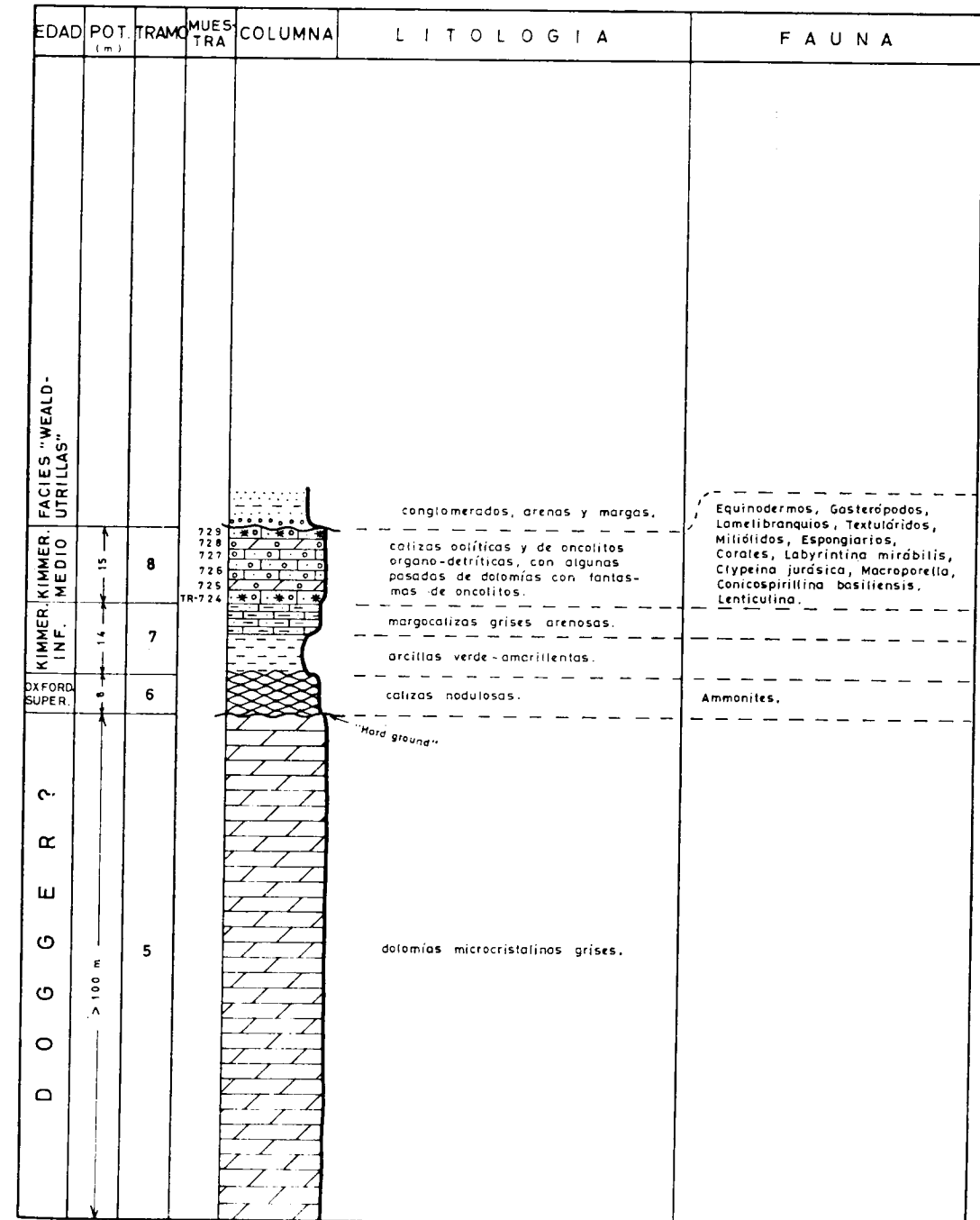


Figura 33

FUENTE DEL TAIF (LIETOR NUM. 842)

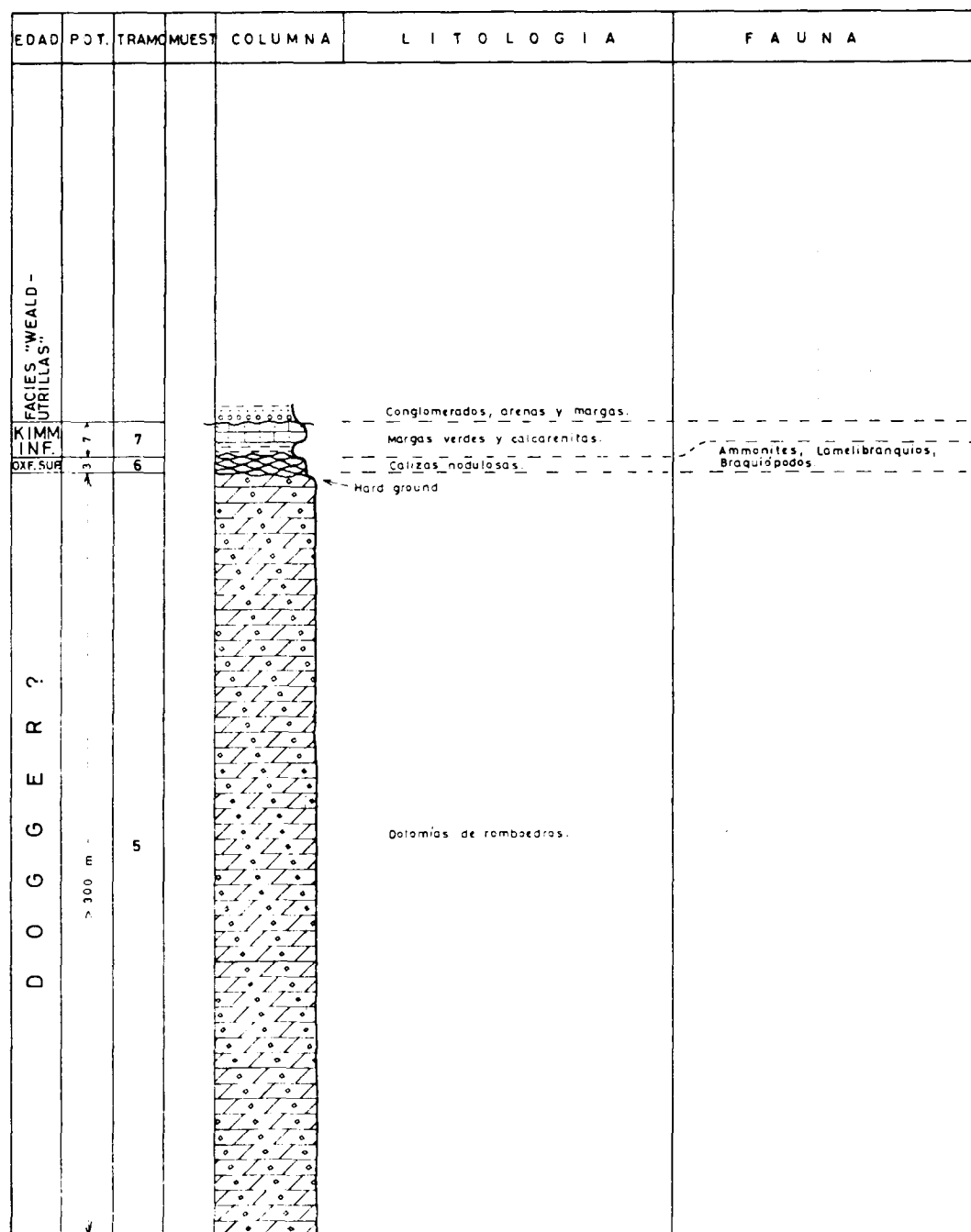


Figura 34

Tramo 6—3 metros de caliza nodulosa gris rosada con Ammonites, Esponjas, Equinodermos, Gasterópodos, SÉrpulas, etc.

Los Ammonites son muy escasos y sólo se han encontrado restos de perisphinctidos y un *Ochetoceras*. De todas maneras, es correlacionable con el tramo 6 de la serie de Los Alejo y, por tanto, la edad es Oxfordiense Superior.

Tramo 7—3 metros de margas verdes amarillentas.

4 metros de calcarenitas amarillentas.

Sobre el tramo 7 reposa la facies «Weald-Utrillas».

De esta serie hay que destacar el carácter detrítico del tramo 7, así como su escasa potencia.

2.3.3.2.1.2. *Prebético Interno*1) *Sector meridional**Serie de Baños de Tus* (fig. 35) FOURCADE, PENDAS Y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977)

Es éste el corte en el que se han puesto de manifiesto los materiales más antiguos dentro del Prebético Interno de este sector y uno de los pocos afloramientos del Jurásico del Prebético Interno, en general. Los Baños de Tus están situados a 7 Km. al oeste de Yeste. Comienza el corte en los Baños y continúa hacia el Noreste hasta el punto de coordenadas 1°16'54" y 38°22'20".

La estructura es un anticlinal de dirección Este-Oeste fallado por sus cuatro costados (fallas normales) a modo de un horts. La serie está tomada en el flanco septentrional de este anticlinal.

Aparecen los tramos del Malm 7, 8 y 9.

El muro del tramo 7 no aflora, así como en el techo del tramo 9 aparece una costra ferruginosa en el paso al Cretácico Inferior, existiendo una laguna estratigráfica, pues faltan los niveles altos del Malm y los inferiores del Cretácico.

De muro a techo aparecen:

Tramo 7—Más de 100 metros de alternancia de calizas grises micríticas y margas azules. Hacia el techo, el tramo se va haciendo más calizo y los bancos más potentes. Las muestras han librado: Ostrácodos, Lagénidos, Equínidos, Gasterópodos y *Pseudocyclammia* sp.

Tramo 8—75 metros de dolomías y calizas. Se reparten así:

— 50 m. de dolomías gris-azuladas masivas con un lentejón preservado de la dolomitización de caliza micrítica gris hacia la parte media. En el banco de calizas se observan Políperos.

— 25 m. de calizas intramicríticas intrasparitas, biomicritas y biosparitas

EDAD	POT. (m)	TRAMO	N° MUESTRA	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
KIMMERIDGIENSE SUPERIOR	25	9	476, 429		Costra ferruginosa	
			475, 454 474, 428 473, 422 472, 453 471, 431 470, 452 469, 451 468 467		Calizas subnodulosas, biosparitas y biomicritas, intramicritas y oomicritas.	Feurtillia frequens, Nautiloculina, Neotrocholina, Miliólidos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Briozoarios, Equinodermos, Políperos, Lithicodium agregatum.
KIMMERIDGIENSE MEDIO	25	8	450, 430 427 449, 426 448, 425 424		Calizas intramicritas, intrasparitas, biomicritas y biosparitas.	Alveosepta jacardi, Kurnubia palastiniensis, Nautiloculina oolithica, Kilianina cf. rahonensis, Clypeina jurassica, Salpingoporella annulata, Likanella, Heteroporella fourcadei, Vaginella striata.
			447 446			
KIMMERIDGIENSE INFERIOR	> 100	7	445 423 444		Dolomías grises-azuladas masivas con un lentejón de caliza micrítica gris en la parte media.	Políperos
			443 442 441 440, 422			
			421 420		Alternancia de calizas grises micríticas y margas azuladas. Hacia el techo el tramo se hace más calizo.	Ostrácodos, Lagénidos, Equínidos, Gasterópodos, Pseudocyclamina s.p.
			TR - 419			

de color gris. Contienen *Alveosepta jacardii* SCHRODT, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Kilianina cf. rahonensis* FOURY, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Likanella*, *Heteroporella fourcadei* JAFREZO y BENEST, y *Campbelbiella striata* CAROZZI.

Tramo 9—25 metros de calizas subnodulosas que corresponden a biosparitas, biomicritas, intramicritas y oomicritas de color gris claro. La fauna encontrada es: *Feurtillia frequens* MAYNC, *Nautiloculina*, *Neotrocholina*, Miliólidos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Sêrpulas, *Lithicodium agregatum* ELLIOT y *Ethelia alba* PFENDER.

Las calizas están estratificadas en pequeños bancos y a veces presentan glauconita.

En el techo existe un nivel bioclástico con numerosos restos de Equinodermos, Briozoarios y Lamelibranquios.

2.3.3.2.2. Edad

Dado el predominio de materiales dolomíticos en las series jurásicas, la fauna arrojada ha sido muy pobre, y rara vez determinativa. No obstante, con todo el material recopilado y con ayuda de los datos obtenidos en las regiones colindantes por FOURCADE (1970), LOPEZ GARRIDO (1971) y JEREZ (1973), voy a tratar, si no de datar perfectamente cada uno de los tramos del Jurásico, sí al menos darle una atribución lógica.

Tramo 1—Es el nivel más pobre en fauna. Sólo se han observado restos de Lamelibranquios, Braquiópodos, Gasterópodos, Ostrácodos y Verneulinidos. El corte de Alcadozo ha librado además Textuláridos, Valvulinidos y Lituólidos (*Orbitopsella*?). Como se ve, la fauna es banal y únicamente de confirmarse la presencia de *Orbitopsella* se podría asegurar una edad liásica para este tramo. Por otro lado, si se considera la serie del corte de Vianos se verá que este tramo está descansando sobre el Trías y concordante con éste. Por tanto, no es arriesgado atribuir al tramo 1 al Lías Inferior.

Tramo 2—Los cortes que han arrojado más fauna han sido los del Cerro de los Cortijos, con Ostrácodos, Ataxophrágmidos, *Eggerella*, Lamelibranquios y Gasterópodos, y el corte de Mortericos, con Equinodermos y *Lingulina*. De todos estos fósiles sólo es determinativo del Lías la *Lingulina*. Por encontrarse este tramo limitado por el tramo 1, que se ha atribuido al Lías Inferior, y el tramo 3, que data al Lías Medio, podemos considerar el tramo 2 como de edad Lías Inferior, aunque puede comprender también algo del Lías Medio.

Tramo 3—En el corte de Mortericos se ha librado Lituólidos (*Orbitopsella*?), y en la Rambla de Talave, Radiolarios, Ostrácodos y Lagénidos; pero ha sido en el corte de la Noguera donde se ha encontrado mayor fauna y más determinativa: Radiolarios, Ostrácodos, Textuláridos, *Lituosepta*, *Haurania*, *Lingulina*, *Spirillina*, *Fronicularia* y *Ataxophrágmidos*. Esta asociación es determinativa del Lías Medio. Una fauna parecida a ésta, compuesta de *Orbitopsella*, *Hau-*

Figura 35

- rania deserta* (HENSON), *Labyrinthia recoarensis* (CATI) y *Mayncina* ha permitido a CHAMPETIER (1968) datar al Lías Medio en el Macizo de Corbera.
- Tramo 4 — No ha suministrado ninguna fauna, pero por estar situado sobre el tramo 3, datado como Lías Medio, y debajo del tramo 5, que data al Dogger, se deduce que puede considerarse como Lías Superior.
- Tramo 5 — Se ha encontrado fauna de Textuláridos, Ophthalmídeos, *Lingulina*, Valvulídeos, Gasterópodos y Moluscos en el corte del Padrón. En el corte de Picayo se han encontrado, además, Radiolarios, *Gaudryina*, Algas, Ataxo-phrágmidos (*Eggerella*?) y Epistomina. En Casa Sola ha librado, además, *Thaumatoporella parvoversiculifera* RAINERI, *Spirillina*, *Fronicularia*?, Lagénidos, etc., y, por último, en Alcadozo, *Protopenneroplis striata* (WEYNSCHENK) en su parte alta. Si a esto unimos que JEREZ (1973) ha encontrado también *Protopenneroplis striata* (WEYNSCHENK) en niveles calizos del muro en Elche de la Sierra, se puede considerar que este tramo tiene una edad Dogger.
- Tramo 6 — Se trata de calizas nodulosas con abundancia de Ammonites, como *Euspidoceras babeinum* (D'ORB.), *Gregoryceras* sp., *Ochetoceras canaliculatus* (BUCH), *Sowerbicerias tortisulcatum* (D'ORB.), etc. Existen, además, *Saccocoma* y *Protoglobigerina*. Toda esta fauna data perfectamente al Oxfordiense Superior.
- Tramo 7 — Sobre las calizas nodulosas descansan unas margas amarillas verdosas y margocalizas que han arrojado algún perisphinctido mal conservado en las series de Los Alejos, Los Tribaldos y Fuente del Taif, y Ostrácodos, Lagénidos, Equínidos, Gasterópodos y *Pseudocyclamina* sp. en el corte Baños de Tus. En la base de estas margocalizas FOURCADE (1970) ha encontrado en Fuente Alamo el género *Ataxioceras*, y LOPEZ GARRIDO y F. JEREZ MIR (1971) han encontrado, además de este género, *Lithacoceras* y *Sowerbyceras* cf. *silenus* (FONT.) en Navalperal. Por tanto, la edad para este tramo es Kimmeridgiense Inferior (Zona de platynota).
- Tramo 8 — Está representado en los cortes de Los Tribaldos, Los Alejos, El Pardal y en Baños de Tus; sin embargo, sólo en los dos últimos está suficientemente datado. Existe gran abundancia de fauna, y entre la característica mencionaré: *Alveosepta jaccardii* SHRODT, *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Labyrinthina mirabilis* (WEINFCH) y *Coniscopirillina basiliensis* (MOHLER), que datan al Kimmeridgiense Medio.
- Tramo 9 — Sólo está representado en el corte de Baños de Tus. También ha librado fauna, entre la que citaré: *Feurtillia frequens* MAYNC, *Nautiloculina*, *Neotrocholina* y *Lithocodium agregatum* ELLIOT. Por tanto, el tramo 9 tiene una edad de Kimmeridgiense Superior.

2.3.3.2.3. Conclusiones generales del Jurásico en el sector estudiado

Como queda indicado precedentemente, se han distinguido nueve tramos en el Jurásico con características litológicas bien definidas, aunque no están representados en toda la región de una forma uniforme. En algunos lugares faltan los tramos más superiores, bien porque no llegaron a depositarse o bien porque fueron erosionados. Tampoco presentan la mis-

ma potencia en todos los sitios; aumentan o disminuyen según los sectores.

Puesto que existe un gran predominio de materiales dolomíticos en el Jurásico, y la fauna de ellos es muy pobre, surgió desde un principio la necesidad, por los autores que trabajan en el Prebético, de referirse a nombres de unidades y formaciones y no a edades; estos nombres corresponden a características litológicas o bien a localidades en donde están mejor representadas dichas formaciones.

Así, LOPEZ GARRIDO (1971) engloba a los tramos 1, 2, 3 y 4 bajo la denominación de «Unidad Beas de Segura», en el sector comprendido entre Villanueva del Arzobispo y el vértice Picazo (este de Génave).

Más tarde, al conocerse mejor las series del Prebético (GARCIA RODRIGO y PENDAS, 1971), en una comunicación en la que participaba también el autor, estudian el Jurásico Inferior y Medio de las Hojas de Alcaraz, Robledo, Peñas de San Pedro, Ontur y Hellín, y denominan al tramo 1 «unidad carbonatada inferior»; al tramo 2, «unidad arcillosa inferior»; al tramo 3, «unidad carbonatada superior»; al tramo 4, «unidad arcillosa superior», y al tramo 5, «unidad dolomítica superior».

En el sector Alcaraz-Robledo, LINARES GIRELA y RODRIGUEZ ESTRELLA (1973) denominan «formación carbonatada» al tramo 1 y «formación arcillosa» a los tramos 2 y 3.

En el trasvase Tajo-Segura denominan, en el Jurásico Inferior y Medio de Albacete, Peñas de San Pedro y Liétor, al tramo 1, «tramo inferior»; al tramo 2, «nivel inferior del tramo medio»; al tramo 3, «nivel medio del tramo medio»; al tramo 4, «nivel superior del tramo medio», y al tramo 5, «tramo superior». Por tanto, distinguen tres tramos, y en su tramo medio diferencian a su vez dentro de éste tres niveles.

JEREZ (1973) denomina a los tramos 1, 2, 3, 4 y 5 «complejo dolomítico basal del Jurásico».

Por último, el Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla» denomina a todos los tramos por nombres de formaciones que corresponden a localidades en donde están mejor representadas. La mayoría de estos nombres fueron «heredados» de SEPE y ENPASA.

Al tramo 1 se le denomina «formación CARRETAS».

Al tramo 2 se le denomina «formación MADROÑO».

Al tramo 3 se le denomina «formación COLLERAS».

Al tramo 4 se le denomina «formación CONTRERAS».

Al tramo 5 se le denomina «formación CHORRO».

A los tramos 6 y 7 se les denomina «formación LORENTE».

Al tramo 8 se le denomina «formación GALLINERA».

Al tramo 9 se le denomina «formación CABAÑAS».

A continuación voy a resumir las características litológicas fundamentales que definen a cada tramo y sus variaciones de facies y de potencia de unos sectores a otros; del medio de depósito me ocuparé más ampliamente en el capítulo IV, Síntesis geológica de la Zona Prebética.

Tramo 1 — (Lías Inferior)

Está constituido, en la base, por dolomías grises de textura fina, carniolas, calizas micríticas muy recristalizadas y dolomías de aspecto cavernoso, color rojo y con geodas de calcita. Sobre este conjunto calizo-dolomítico descansan unas dolomías microcristalinas grises de textura fina. Normalmente lo que aflora en los cortes son estas dolomías, que a veces contienen nódulos de sílex.

La potencia de este tramo varía de unos puntos a otros, posiblemente, pero esto no se puede comprobar porque el muro, casi siempre, coincide con el contacto mecánico del Triás. Sólo existe un corte en donde el contacto es normal, y es en la serie de Vianos, y allí presenta una potencia de 161 m. En la región de escamas de la Hoja de Alcaraz se ha medido 200 m. de potencia en la serie del Padrón. También en La Noguera (Hoja de Yeste) este tramo presenta 200 m. de potencia, por lo que, en principio, parece que las potencias aumentan ligeramente hacia el Sur.

Tramo 2 — (Lías Inferior-Medio)

Abundan sobre todo las arcillas de color verde, gris oscuro y a veces rojizo (que en algunos casos pueden confundirse con el Triás). Es muy constante que hacia la base exista una intercalación, inferior a 10 m. de potencia, de calizas dismicríticas (nivel-guía). También caracterizan a este tramo la presencia de dolomicritas arcillosas, en bancos finos, calizas con «cailloux noirs», costras ferruginosas y rubefacciones. Por último, y sólo en los sondeos del trasvase Tajo-Segura (ver sondeo de El Caballo), se han encontrado yesos, pero que en superficie no aparecen, tal vez por la disolución de éstos.

Las potencias oscilan entre un máximo de 90 m. en Fuente Labrada y un mínimo de 5 m. en Los Alejos. En general, se puede decir que los espesores aumentan de sureste a noroeste y de suroeste a noreste.

Tramo 3 — (Lías Medio)

El principal rasgo que caracteriza a este tramo es la presencia de calizas dolomíticas y dolomías con oolitos o fantasmas de éstos. También, y sólo en las series más septentrionales, los materiales presentan gran abundancia de detríticos, apreciándose en sus estratos estructuras sedimentarias primarias, como son ripples y estratificaciones cruzadas.

Estos materiales, fundamentalmente dolomíticos y algo detríticos, característicos de las series más septentrionales, se van haciendo más arcillosos a medida que nos desplazamos hacia el Sur, de tal manera que en puntos como en el Gallinero o Picos del Oso ya no se ha podido distinguir el tramo 3, competente, dentro de la serie arcillosa del Lías. Por último, en las series más meridionales este tramo se hace predominantemente calizo, de calizas biomicrocristicas y oolíticas (series de La Noguera), y sólo en la serie de Los Tribaldos se han encontrado nódulos de sílex. Todas estas características descritas han sido de gran utilidad en la labor de campo para dife-

renciar este tramo de la parte alta del tramo 1, por ejemplo, ya que ambos presentan grandes analogías litológicas.

Las potencias varían entre un máximo de 65 m., en el Cerro de los Cortijos, y un mínimo de 7 m., en la Dehesa. En general, se puede hablar de un aumento de estos materiales hacia el noroeste y noreste y, por otro lado, hacia el suroeste y sureste, existiendo una región intermedia de umbral, cuyo eje coincidiría, aproximadamente, con la alineación de la Sierra del Agua. Este umbral se pone de manifiesto considerando la potencia conjunta de los tramos 2, 3 y 4.

Tramo 4 — (Lías Superior)

Se halla representado por arcillas verdes y a veces rojas, micritas arcillosas, micritas dolomitizadas y dolomías arcillosas. Como se ve, su litología es muy similar a la del tramo 2; sin embargo, no se han visto nunca yesos ni calizas con «cailloux noirs» ni niveles de dismicritas. Su contenido en materia terrígena arcillosa es también menor que en el tramo 2.

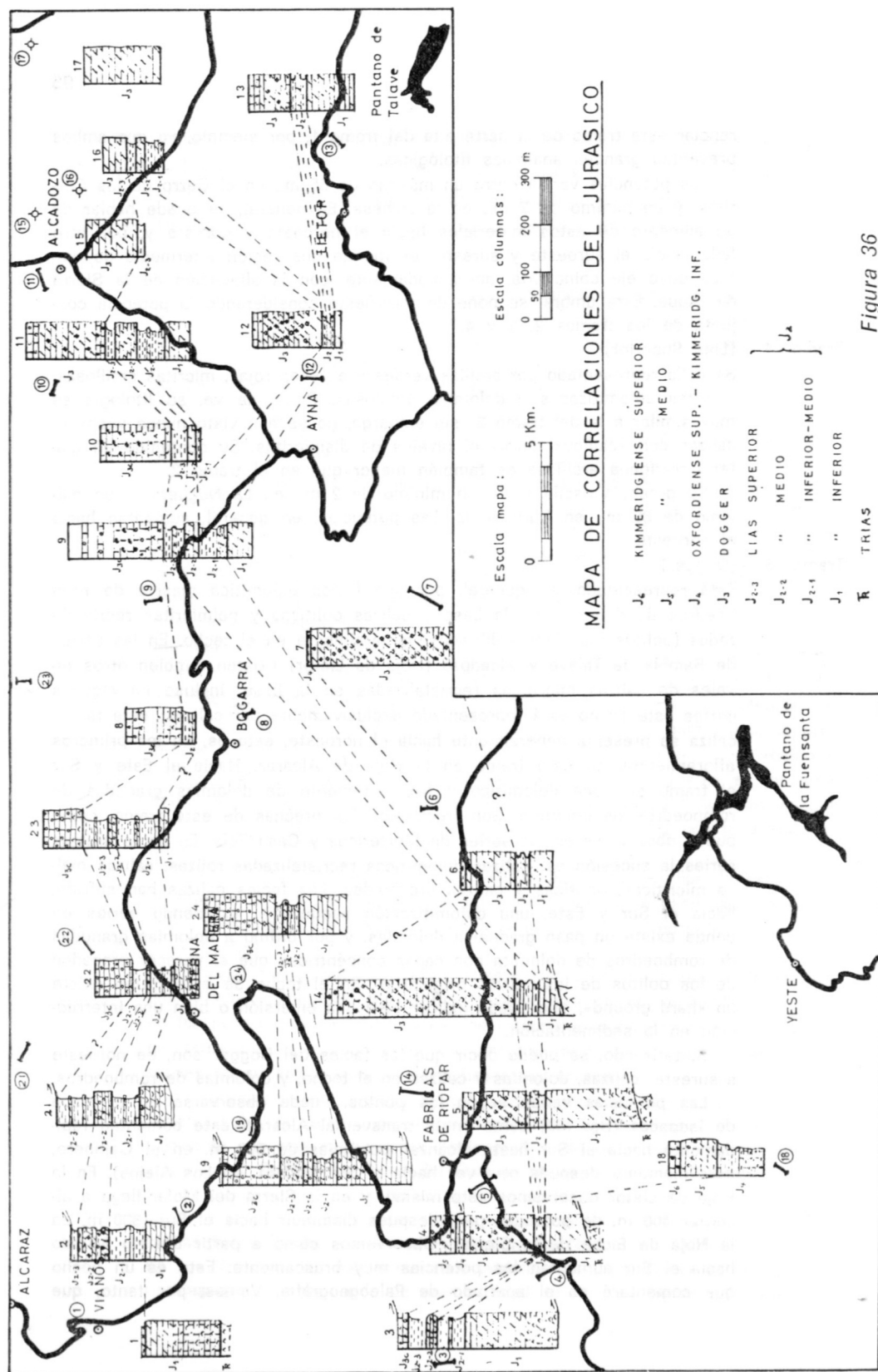
Su potencia oscila entre un mínimo de 2 m., en La Noguera, y un máximo de 80 m., en Carboneras. Las potencias, en general, aumentan hacia el noroeste.

Tramo 5 — (Dogger)

Está representado, en general, por una facies dolomítica masiva de romboedros de dolomita en la base y calizas oolíticas y pelmicritas recristalizadas (oolitos muy bien calibrados) generalmente en el techo. En las series de Rambla de Talave y Alcazozo (Hoja de Liétor) existen también otros niveles de calizas micríticas recristalizadas en la base, incluso en algunos cortes este tramo está representado exclusivamente por calizas; esta facies caliza se presenta generalmente hacia el noroeste, esto es, en los primeros afloramientos de este tramo en la Hoja de Alcaraz. Hacia el Este y Sur el tramo se hace dolomítico y frecuentemente de dolomías granudas de romboedros de dolomita. Son frecuentes las brechas de este tramo, como puede observarse en las series de Mortericos y Casa Sola. En estas últimas series la sucesión es: calizas dolomíticas recristalizadas rojizas, calizas malva micríticas, oolíticas y calizas brechoides. Las facies calizas han sufrido, hacia el Sur y Este, una dolomitización secundaria, existiendo series en donde existe un paso gradual a dolomías, y por último a dolomías granudas de romboedros de dolomita con capas concéntricas que al parecer proceden de los oolitos de las calizas originarias. En el techo de este tramo existe un «hard ground», que puede indicar bien una emersión o bien una interrupción en la sedimentación.

Sintetizando, se puede decir que las facies del Dogger son, de noroeste a sureste: calizas, dolomías y calizas en el techo, y dolomías de romboedros.

Las potencias varían según los puntos. Puede observarse en el mapa de isopacas (fig. 153) cómo en la transversal Alcaraz-Yeste aumentan rápidamente hacia el Sur hasta alcanzar potencias de 500 m. en el Gallinero, para disminuir después otra vez hacia el Sur (100 m. en Los Alejos). En la Hoja de Liétor observamos esto mismo, y en la Sierra del Molar llega a alcanzar 400 m. de potencia, para después disminuir hacia el Sur (300 m. en la Hoja de Elche de la Sierra). Observemos cómo a partir del río Mundo hacia el Sur aumentan las potencias muy bruscamente. Este es un hecho que comentaré en el apartado de Paleogeografía. Vemos, por tanto, que



existe un surco en el Dogger, dentro del dominio del Prebético Externo del sector estudiado.

Tramo 6—(Oxfordiense Superior)

Lo constituyen las calizas nodulosas con gran abundancia de Ammonites. Sólo está representado en los sectores meridional-oriental y meridional-occidental y probablemente en el meridional. Presenta escasa potencia (de 3 a 8 m.).

Tramo 7—(Kimmeridgiense Inferior)

Está representado solamente en los sectores meridional-oriental, meridional-occidental y meridional. Litológicamente está constituido por un conjunto margoso-arcilloso en la base, de margas verdes, de escasa potencia (de 2 a 8 m. en el Prebético Externo), y sobre éste unas margas y margocalizas con niveles de calcarenitas, también de escasa potencia (5 a 13 m.) en los afloramientos más septentrionales; en el sector meridional aumenta de potencia, y en Baños de Tus supera los 100 m.; por tanto, las potencias aumentan hacia el Sur, y las facies, hacia el Norte, se hacen más detríticas, y hacia el Sur, más margosas y margocalizas.

Tramo 8—(Kimmeridgiense Medio)

Está representado solamente en los sectores meridional-occidental, meridional y meridional-oriental. Se caracteriza litológicamente en los sectores meridional y meridional-occidental por un complejo dolomítico cuya dolomitización ha respetado zonas de calizas micríticas grises. Estas dolomías son de romboedros de dolomita, en la serie de Los Tribaldos, y dolomías masivas gris azuladas sin romboedros, en Baños de Tus. En el sector meridional oriental está constituido prácticamente por calizas oolíticas con presencia abundante de materiales detríticos.

La potencia en Los Tribaldos es de 52 m.; de 15 m., en El Pardal; de 8 m., en Los Alejos, y en Baños de Tus, de 75 m.; por tanto, podemos considerar que las potencias aumentan hacia el Sur y Oeste y se hacen los materiales más dolomíticos hacia el Oeste y Sur, y más calizos y detríticos hacia el Este.

Tramo 9—(Kimmeridgiense Superior)

Sólo se ha registrado en la serie de Baños de Tus. Litológicamente está constituido por calizas subnodulosas, biosparitas, biomicritas, intrasparitas y oomicritas. La potencia registrada en esta serie es de 25 m.

En la figura 36 aparece un mapa de correlaciones del Jurásico.

2.3.3.3. CRETACICO

2.3.3.3.1. Cretácico Inferior

Se pueden apreciar dos facies. En el Prebético Externo está representado por una facies «exclusivamente detrítica», que he denominado también de «Weald-Utrillas». En el Prebético Interno, además de aumentar enormemente las potencias, viene definido el Cretácico Inferior por una facies «caliza y detrítica» tipo «urgoniana» en la base, y en la parte alta de las series está representada la «facies Utrillas». Los afloramientos del Cretácico Inferior aparecen en la figura 37.

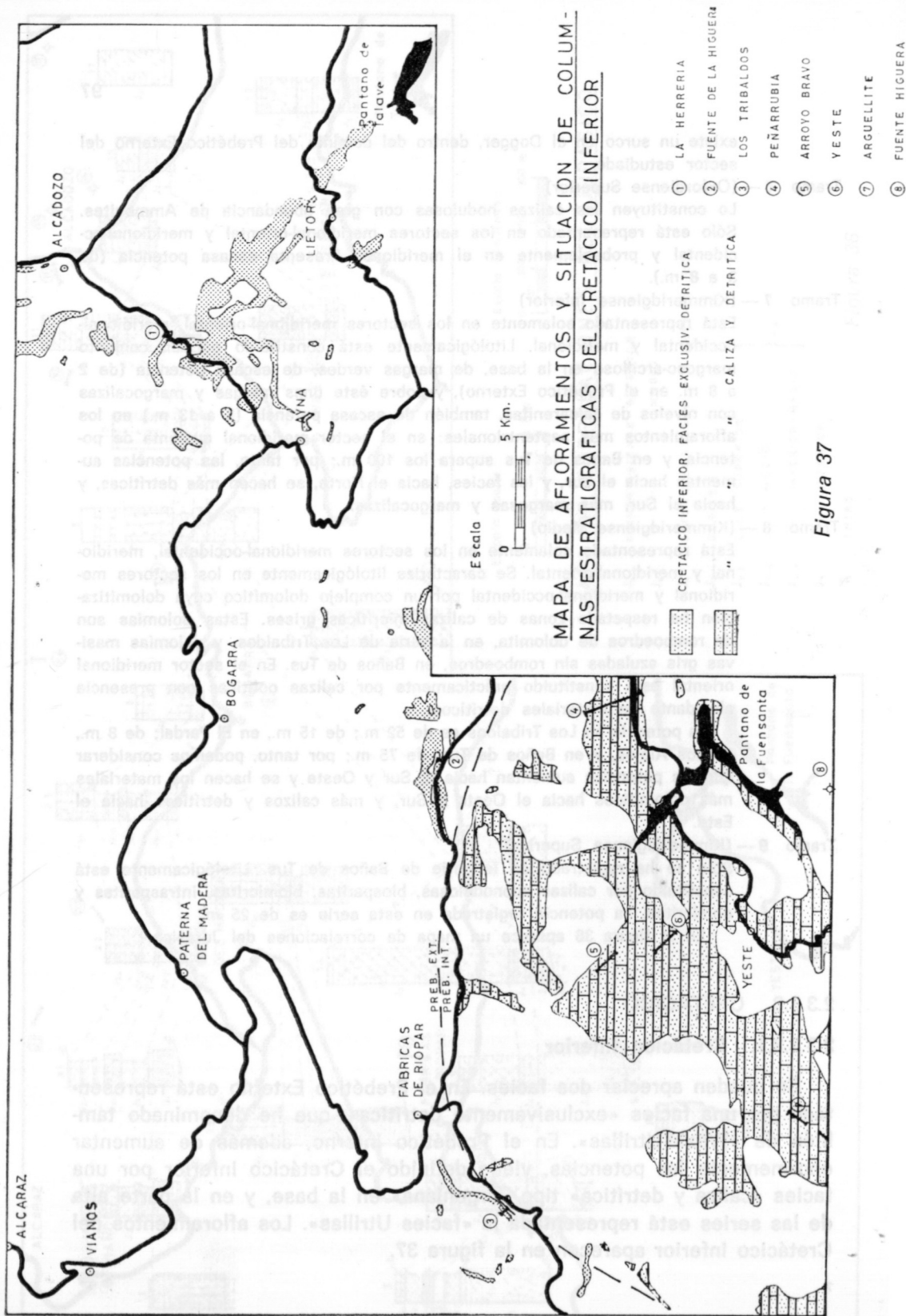


Figura 37

2.3.3.3.1.1. Descripción de series tipo

A) FACIES EXCLUSIVAMENTE DETRITICA (PREBETICO EXTERNO)

Así como en la Cordillera Ibérica existe la «facies Weald» y la «facies Utrillas», ambas con características bien definidas y diferenciadas, aquí en este sector el Cretácico Inferior del Prebético Externo está representado por un conjunto detrítico-margoso único, resultando imposible diferenciar una y otra facies, por lo que he considerado oportuno denominar a este conjunto como facies «Weald-Utrillas», siguiendo la denominación de JEREZ (1973).

Esta facies presenta un carácter solapante, reposando sobre distintos términos del Jurásico según los puntos, como se verá en la descripción de series.

Sólo está representada en los sectores central-oriental, meridional-oriental y meridional-occidental.

1) Sector central-oriental

Serie de La Herrería (fig. 38)

Constituye un corte del Cretácico muy completo, que comprende desde los materiales de la facies «Weald-Utrillas» hasta términos muy altos del Senoniense Inferior. Su localización se indica en el corte del mismo nombre, que figura en el apartado correspondiente al Cretácico Superior.

Aquí describiré sólo las características litológicas de la facies «exclusivamente detrítica» del Cretácico Inferior.

De muro a techo y solapante sobre las dolomías del Dogger reposa una serie detrítica de 70 m. de potencia que se analiza en la figura 38.

2) Sector meridional-oriental

Serie de Fuente de la Higuera (fig. 39)

La serie está tomada en el Km. 219 de la carretera de Ciudad Real a Murcia por Alcaraz y Caravaca, próximo a la pedanía de Fuente de la Higuera. El corte, que tiene una dirección aproximada de Norte-Sur, se inicia en el punto de coordenadas $1^{\circ}26'35''$ y $38^{\circ}39'35''$, y termina en el contacto con las dolomías del Cenomaniense.

Forma parte este corte del flanco meridional de un sinclinal de dirección Este-Oeste de Cenomaniense-Turonense, en cuyo núcleo aparece discordante el Mioceno marino.

Sobre las margocalizas del Kimmeridgiense Inferior y en contacto me-

LA HERRERIA (LIETOR NUM. 842)

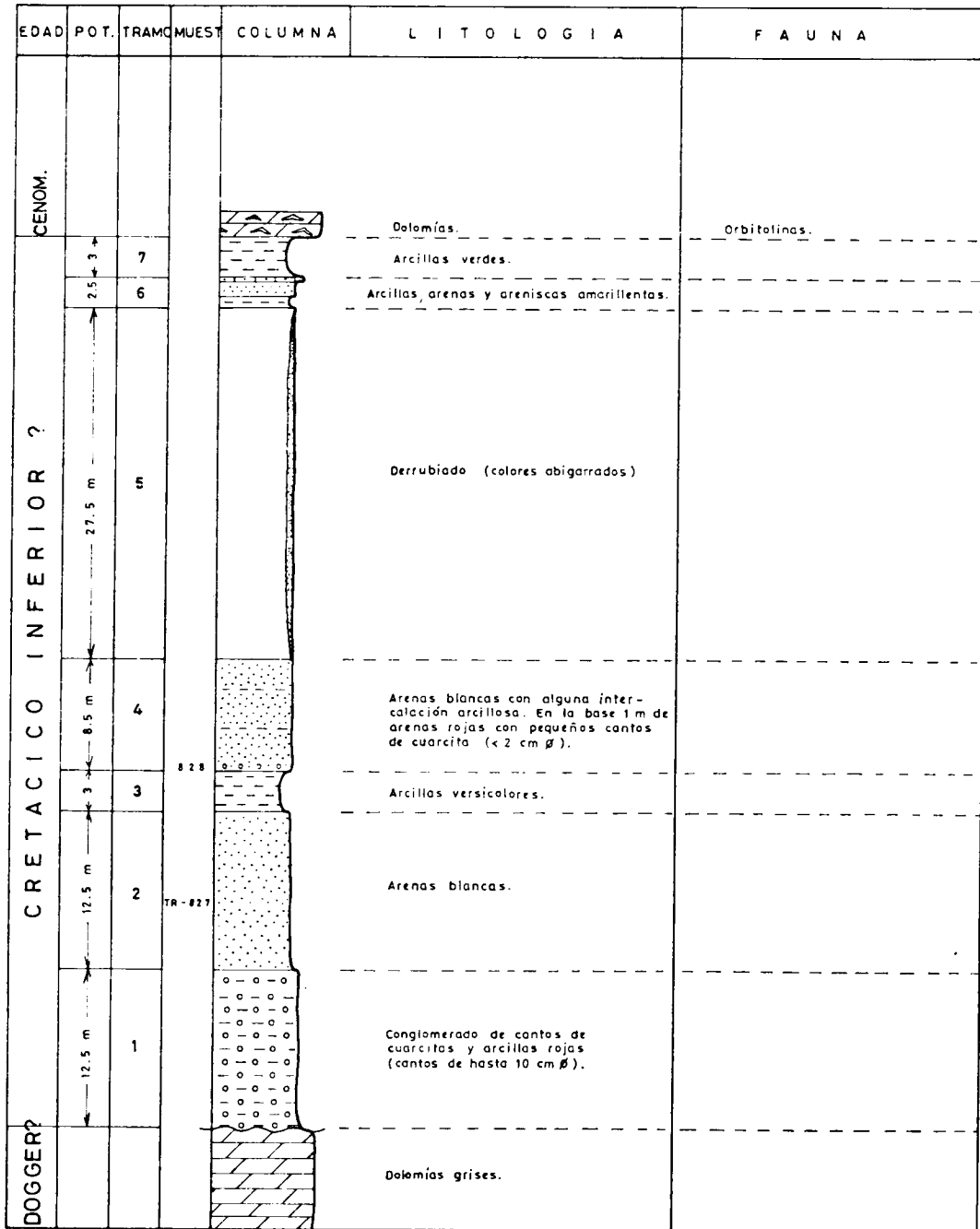


Figura 38

FUENTE DE LA HIGUERA (YESTE NUM. 866)

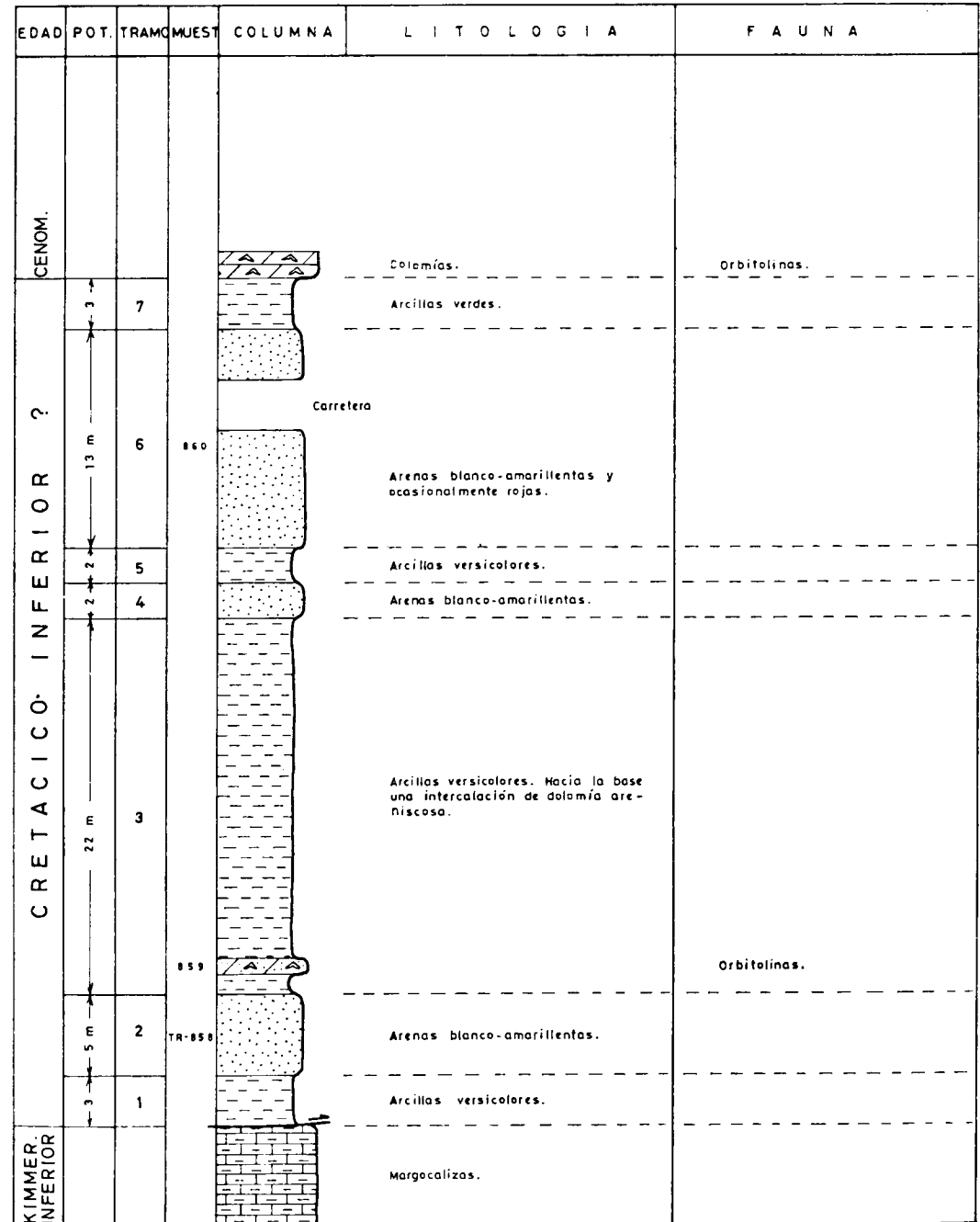


Figura 39

cánico aparecen 50 metros de materiales detríticos, que de muro a techo son:

- 3 metros de arcillas versicolores.
- 5 metros de arenas blanco-amarillentas.
- 1 metro de arcillas verde-amarillentas.
- 1 metro de dolomías areniscosas con fantasmas de Orbitolinas.
- 20 metros de arcillas versicolores.
- 2 metros de arenas blanco-amarillentas.
- 2 metros de arcillas versicolores.
- 3 metros de arenas blanco-amarillentas.
- 4 metros de arenas rojas.
- Carretera.
- 3 metros de arenas blancas.
- 3 metros de arcillas verdes.
- Dolomías del Cenomaniense.

En este corte cabe destacar la presencia de un nivel de dolomías con Orbitolinas, dentro de las arcillas versicolores.

3) Sector meridional-occidental

Serie de Los Tribaldos (fig. 40)

Este corte es la continuación del ya definido para el Jurásico con el mismo nombre. Por tanto, en cuanto a su situación geográfica se refiere, me remito a dicho apartado.

Sobre las dolomías del Kimmeridgiense Medio, y discordante sobre éstas, aparecen 100 metros de materiales detríticos que de muro a techo son:

- 3 metros de conglomerado de cantos de cuarcita y arcillas rojas.
- 2 metros de arcillas rojas.
- 3 metros de arenas amarillentas.
- 3 metros de arcillas versicolores.
- 3 metros de dolomías areniscosas.
- 1 metro de calizas con «cailloux noirs», con fauna de Charáceas y Ostrácodos.
- 3 metros de arcillas versicolores.
- 2 metros de arenas blancas.
- 2 metros de arcillas verdes.
- 1 metro de arenas blancas.
- 5 metros de arcillas verdes con intercalaciones de niveles de lignitos.

LOS TRIBALDOS (YESTE NUM. 866)

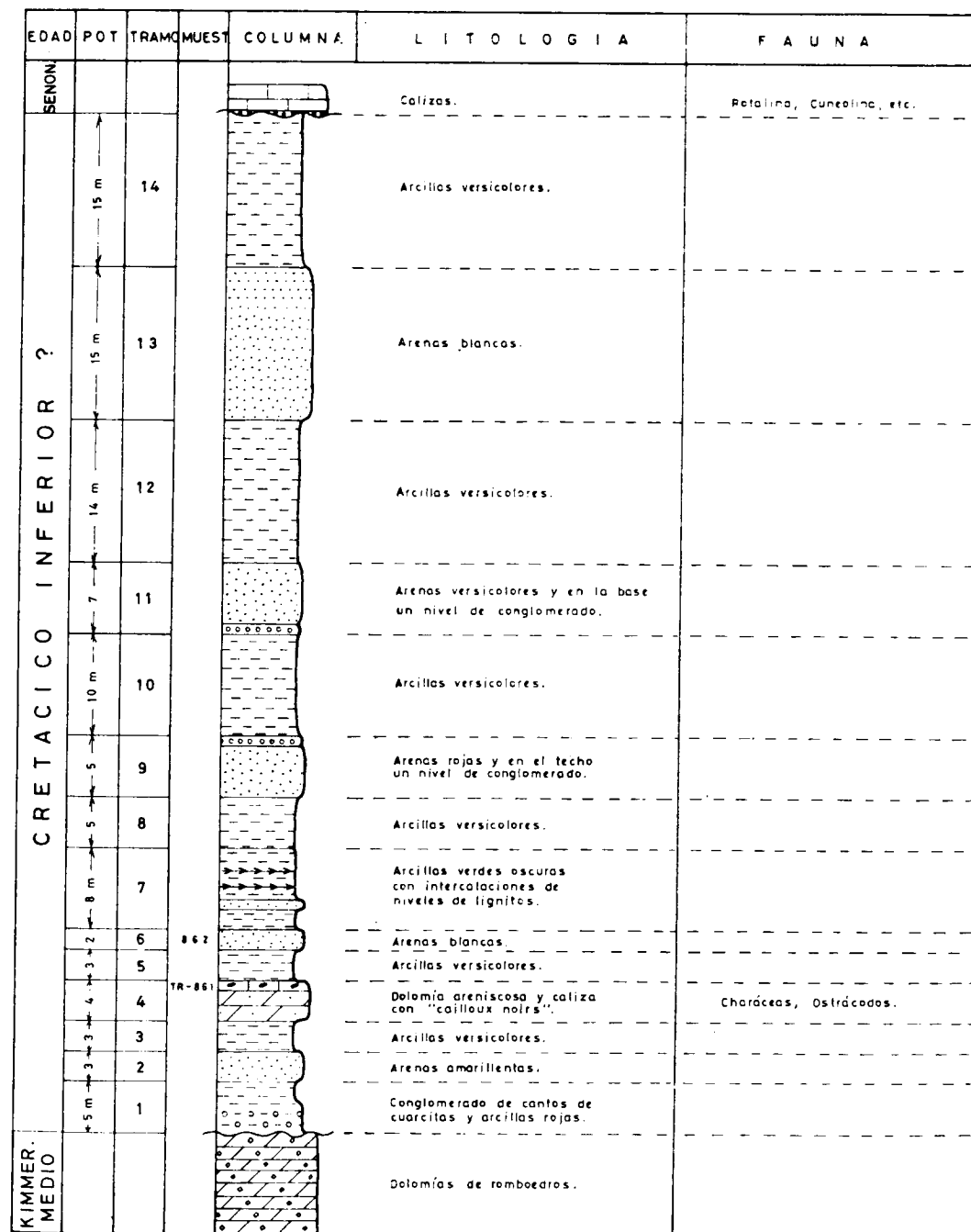


Figura 40

- 5 metros de arcillas versicolores.
- 5 metros de arenas rojizas.
- 1 metro de conglomerado de cantos de cuarcita.
- 10 metros de arcillas versicolores.
- 1 metro de conglomerado de cantos de cuarcita.
- 2 metros de arenas amarillo-rojizas.
- 4 metros de arenas blancas.
- 14 metros de arcillas versicolores.
- 15 metros de arenas blancas.
- 15 metros de arcillas versicolores.
- Calizas del Senoniense. En la base existe un conglomerado de cantos de caliza del Cretácico y arcillas verdes y rojas de la facies «Weald-Utrillas», que marca la discordancia.

Cabe destacar la existencia, hacia la parte baja, de una intercalación de calizas con «cailloux noirs» y Charáceas y dolomías areniscosas.

B) FACIES CALIZA Y DETRITICA (PREBETICO INTERNO)

En el Prebético Interno, a diferencia del Externo, el Cretácico Inferior se presenta más desarrollado, existen tramos marinos y son abundantes los niveles calizos. Se puede deducir, por tanto, que la facies «Weald-Utrillas», situada al Norte, ha sufrido una serie de invasiones marinas, tanto más importantes cuanto más al Sur de la región se sitúen. Estas diferencias tan tajantes y netas entre las dos facies hacen posible en esta región una separación muy concreta entre el Prebético Externo y Prebético Interno.

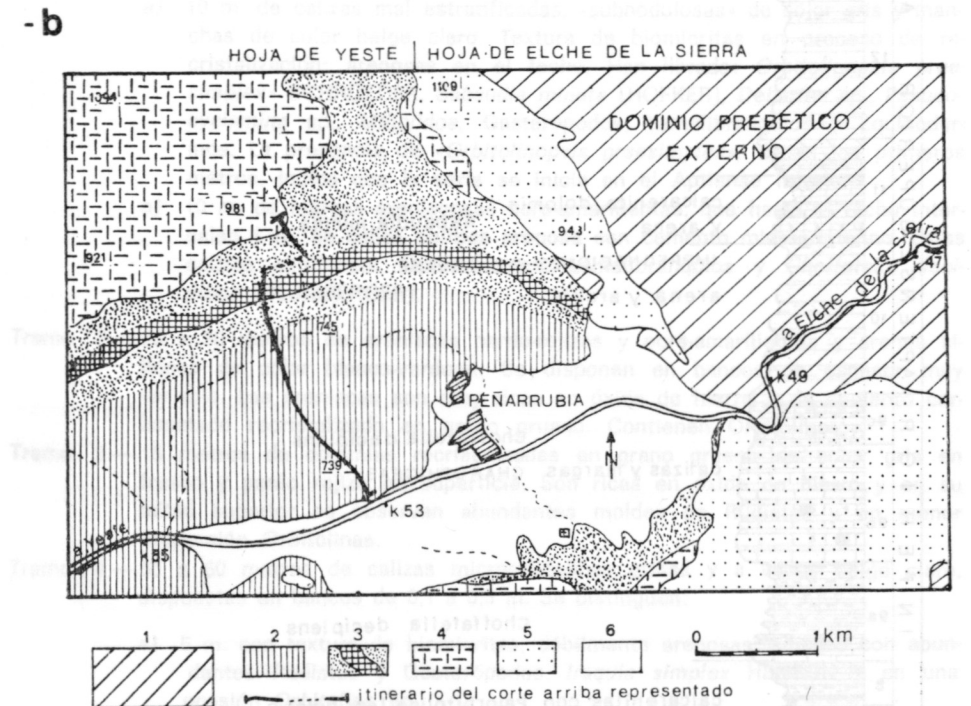
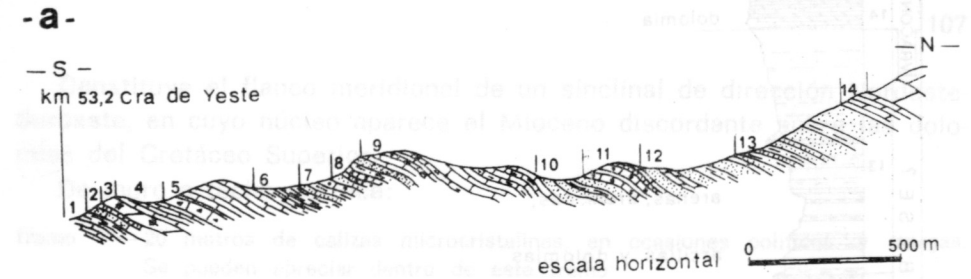
1) Sector meridional

La facies «caliza y detrítica» sólo se encuentra representada en este sector.

Serie de Peñarrubia (figs. 41 y 42), FOURCADE y JEREZ (1972)

Esta serie ha sido estudiada por FOURCADE y JEREZ (1972), y con posterioridad, y más ampliamente, por JEREZ (1973). Por estar levantada dentro de los límites de la región comprendida en este estudio, y sobre todo por tratarse de una serie en donde el Cretácico Inferior presenta mayor desarrollo, voy a transcribir aquí de nuevo sus características, tal y como las han definido dichos autores.

El corte se realiza de Sur a Norte, partiendo del Km. 53 de la carretera de Hellín a Yeste, de coordenadas $1^{\circ}29'50''$ y $38^{\circ}25'5''$, y termina al pie del cerro de las Mellizas (fig. 41).



a) Numeración de los tramos del texto y de la figura.

b) La numeración indica:

- 1 — PREBETICO EXTERNO.
- 2 a 4 — PREBETICO INTERNO.
- 2 — Calizas, con eventuales intercalaciones de arenas silíceas y dolomías (Aptense Inferior).
- 3 — Arenas silíceas con intercalaciones eventuales de niveles dolomíticos y, hacia la base (banda cuadrículada), de pasadas de calizas con *Orbitolinas* (Aptense Superior-Albense).
- 4 — Dolomías (Cenomanense).
- 5 — Calizas (Mioceno).
- 6 — Derrubios.

Figura 41.—Perfil geológico de la serie del Cretácico Inferior de Peñarrubia (a, E. FOURCADE y L. JEREZ, 1972) y esquema geológico de situación de esta serie prebética interna próxima al Prebético externo.

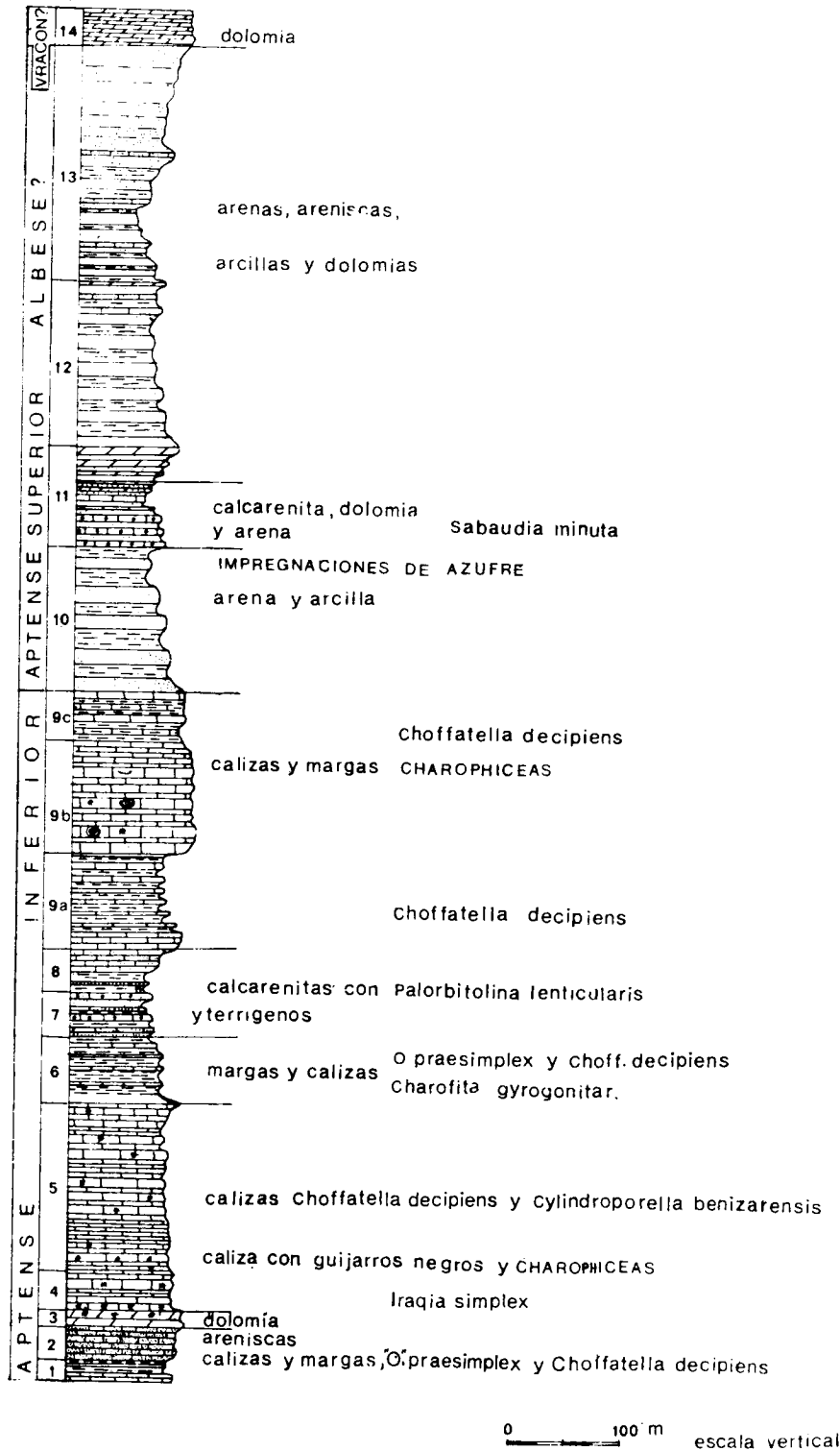


Figura 42

Constituye el flanco meridional de un sinclinal de dirección Nordeste-Suroeste, en cuyo núcleo aparece el Mioceno discordante sobre las dolomías del Cretáceo Superior.

De muro a techo aparece:

Tramo 1—20 metros de calizas microcristalinas, en ocasiones oolíticas, y margas. Se pueden apreciar dentro de este tramo:

- 10 m. de calizas mal estratificadas, «subnodulosas» de color gris y manchas de color beige claro. Textura de biomicritas en proceso de recristalización; arenosas en el techo. Han librado: *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Debarina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Miliólidos*, Gasterópodos, Lamelibranchios y Equinodermos. La presencia de «*Orbitolinopsis praesimplex*», desde los primeros metros, indica que la serie se inicia en el Aptiense Inferior.
- 10 m. de margas areniscosas ocre-amarillentas, que hacia el techo intercalan 1 m. de caliza oolítica arenosa con cemento microcristalino. Estas calizas contienen: Equinodermos, Lamelibranchios y *Choffatella decipiens* (SLUMBERGER).

Tramo 2—25 a 30 metros de areniscas pardo-rojizas y ocre-amarillentas y arenas silíceas de color blanco-verdoso. Se disponen en bancos de espesor muy variable. Las areniscas son muy ricas en óxido de hierro y de cemento carbonatado recristalizado en grano grueso. Contienen Orbitolinas.

Tramo 3—15 metros de dolomías recristalizadas en grano grueso de color gris en fresco y pardo rojizo en superficie. Son ricas en óxido de hierro y en su mitad superior se observan abundantes moldes de Rudistas y en menor proporción Orbitolinas.

Tramo 4—50 a 60 metros de calizas microcristalinas grises y a veces beige claro, dispuestas en bancos de 0,1 a 0,5 m. Se distinguen:

- 5 m. con textura de biomicritas, débilmente arenosas, silíceas con abundantes Rudistas y Gasterópodos. *Iraquia simplex* HENSON y en una ocasión *Orbitolina* sp.
- 25 m. con textura de micritas, a veces con algunos intraclastos y localmente recristalizadas o dolomitizadas. Rudistas y Gasterópodos más dispersos que en el episodio anterior, e *Iraquia simplex* HENSON.
- 20 m. con textura de micritas y biomicritas, con Gasterópodos e *Iraquia simplex* HENSON.

Tramo 5—120 a 130 metros de calizas, fundamentalmente microcristalinas, grises y beige claro en ocasiones. Se distinguen:

- 5 m. de calizas fértidas, finamente areniscosas, con guijarros angulosos de caliza negra y pisolitos en la base. Textura general de micrita, en ocasiones con oolitos. En la base contienen muy abundantes tallos de Charofitas. Facies de «agua dulce».
- 110 m. de calizas muy ricas en Algas y hacia la parte superior algunos niveles ricos en Charofitas con facies de agua dulce. Textura de bioparita en la base y variable en el resto, entre biomicritas, micritas e intramicritas. Se observa, dispersas, pero en numerosos bancos, Rudistas

y Gasterópodos. Al microscopio, restos de Equinodermos, Gasterópodos, *Cilindroporella* sp., *Permocalculus* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Boueina* sp., *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, Miliólidos, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Choffatella* sp., *Sabaudia* sp. Además, en ciertos niveles del techo abundan tallos de Charofitas.

- c) 10 m. de calizas con Algas. Textura de micritas y biomicritas con *Pianella muehlbergii* (LORENZ), Miliólidos, *Choffatella* sp. y Gasterópodos.

Tramo 6—50 a 60 metros fundamentalmente constituidos por margas blanco-amarillentas, más o menos areniscosas. Se disponen en bancos de hasta varios metros de espesor, separados por otros, en general muy delgados de calizas microcristalinas grises y beige. Las margas se encuentran frecuentemente recubiertas, traduciéndose por un terreno aluvial margoso, con pequeños rebajes morfológicos con respecto a las calizas, en cuyos límites suelen aflorar mejor. Se distinguen:

- a) 10 m. de margas blancas que intercalan finos niveles de calizas con algunos «graveles» y textura de micritas y biomicritas arenosas silíceas. Las calizas contienen *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Pianella muehlbergii* (LORENZ), *Choffatella* sp., *Boueina* sp., Miliólidos, *Permocalculus* sp., restos de Lamelibranchios y Gasterópodos.
- b) Un nivel delgado de micrita con abundantes tallos de Charofitas y *Cilindroporella* sp. Facies de «agua dulce».
- c) 10 m. en los que alternan calizas y margas, predominando estas últimas. Las calizas, biomicritas y micritas, débilmente arenosas, contienen Gasterópodos, Lamelibranchios *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), «*Orbitolinopsis praesimplex*» SCHROEDER, *Permocalculus* sp., *Sabaudia* sp. y Miliólidos.
- d) 20 m. de margas en bancos de varios metros, que intercalan nivelitos de biomicritas arenosas. En algunos de estos niveles calizos se observan Rudistas dispersos. Estos niveles contienen además Gasterópodos, *Choffatella* sp., *Sabaudia* sp. y *Pseudocyclamina* sp. Algunos nivelillos calizos intercalados hacia el techo contienen de nuevo abundantes tallos de Charofitas, junto a *Pianella* sp. y Gasterópodos.
- e) 1 m. de caliza con estructura «nodulosa» y textura de biomicrita a veces arenosa silícea. Contiene «*Orbitolinopsis praesimplex*» SCHROEDER, *Sabaudia* sp., *Neotrocholina* sp., *Permocalculus* sp., *Choffatella* sp. y restos de Lamelibranchios. Un nivelito, dentro de este episodio, con textura de micrita, contiene *Charophyta gyrogonita*.
- f) 12 a 15 m. de margas, parcialmente recubiertas, que próximo al techo intercalan un nivel de 1 m. de calizas con textura de micrita, micrita con oolitos, a veces y ocasionalmente oosparita un poco arenosa silícea. Contiene Equinodermos, Lamelibranchios, *Sabaudia* sp., una sección de *Orbitolina* sp. y *Permocalculus*.

Tramo 7—20 a 25 metros, constituido en su parte inferior, fundamentalmente, por arenas y areniscas silíceas y por calizas y margas en su mitad superior. Se distinguen en el conjunto:

- a) 2,5 m. de arenas silíceas ocre-amarillentas.
- b) 1,5 m. de areniscas pardo rojizas, separadas por nivelitos de arenas

ocre-amarillentas. En el techo se pasa a caliza arenosa, biosparita arenosa, con Rudistas dispersos, *Paleorbitolina* sp. y *Choffatella* sp.

- c) 8 m. de margas arenosas y arenas silíceas de colores verdes y amarillos, que hacia su mitad intercalan 1 m. de caliza oolítica arenosa beige claro, con restos de Equinodermos y Gasterópodos.
- d) 10 m. de calizas grises y beige y margas ocre-verdosas. La textura pasa progresivamente hacia el techo de micrita y biomicrita arenosa a intrasparita y oosporita. Contienen *Choffatella* sp., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Sabaudia* sp., Miliólidos, *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), «*Orbitolinopsis praesimplex*» SCHROEDER, *Boueina* sp., restos de Equinodermos y Gasterópodos.

Tramo 8—50 a 60 metros, constituido fundamentalmente por materiales terrígenos, arenas, areniscas y margas arenosas silíceas con ciertas intercalaciones de calizas arenosas. De muro a techo se reconocen:

- a) 2,5 m. de arena silícea amarillenta y blanco-grisácea.
- b) 1 m. de areniscas pardo-rojizas y blancas y caliza arenosa con textura de biosparita parcialmente recristalizada. En la caliza se observan restos de Rudistas, Lamelibranchios, *Orbitolina* sp., *Choffatella* sp. y Gasterópodos.
- c) 9 m. de arena silícea ocre-amarillenta.
- d) 6 m. de calizas arenosas con textura de biosparita y areniscas pardo-rojizas que intercalan finos niveles de arenas amarillentas. Las calizas contienen *Boueina* sp., *Rudistas*, *Orbitolina* sp., *Paleorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH).
- e) 20 a 25 m. de margas arenosas en bancos de hasta varios metros de espesor, con intercalaciones de finos niveles de areniscas pardo-rojizas y de calizas arenosas. Estas últimas con textura de biosparitas. Contienen *Orbitolina* y *Choffatella* sp.
- f) 15 m. de areniscas blancas con cemento dolomítico de color pardo-rojizo y amarillento. Se observa estratificación cruzada. En el techo pasan a dolomías arenosas. Contienen *Orbitolinas*.

Tramo 9—220 a 230 metros constituidos fundamentalmente por calizas y margas. Se distinguen:

- a) 40 a 50 m. de calizas microcristalinas, que hacia la parte media y superior alternan con margas blancas en bancos del orden de 0,2 a 0,5 m. de espesor. La textura de las calizas varía hacia el techo desde biomicritas, micritas y micritas con «graveles» a biointramicritas arenosas y biomicritas arenosas. El color es predominantemente gris y beige claro. En uno de los niveles calizos situados hacia la parte media del episodio se han observado «pisolitos». Contienen Gasterópodos, Lamelibranchios, Rudistas, *Toucasia* sp., *Sabaudia* sp., *Boueina* sp., Miliólidos, Ophthalmídeos, *Choffatella* sp., *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER).
- b) 80 m., de los cuales los 30 m. inferiores se encuentran parcialmente recubiertos. La parte aflorante está constituida exclusivamente por calizas, con textura de micrita en la que se observa únicamente abundantes tallos de Charofitas y algunos Ostrácodos. Facies de «agua dulce».
- c) 90 a 100 m. de calizas microcristalinas y margas en bancos delgados del

orden de 0,2 a 0,5 m. Algunos de los niveles situados hacia el techo presentan estructura «nodulosa». La textura de las calizas varía entre micritas, biomicritas, biomicritas arenosas y biomicritas con «graveles». Contienen *Choffatella* sp., *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER) y restos de Equinodermos.

Tramo 10— 120 a 130 metros constituidos exclusivamente por materiales terrígenos.

Se trata de una alternancia de arenas y arcillas arenosas silíceas de colores vistosos y diversos: blancos, rojos, grises, amarillentos y violáceos.

Algunos de los niveles de hacia el techo contienen impregnaciones de azufre.

Tramo 11— 50 a 60 metros, en cuya parte inferior alternan arenas y arcillas arenosas con calizas, y en la parte superior aparecen niveles dolomíticos intercalados entre materiales terrígenos análogos a los de la parte inferior.

De muro a techo:

- a) 2 m. de calizas microcristalinas arenosas de color beige y gris en fresco y ocre amarillento de meteorización. Contienen *Sabaudia minuta* (HOFKER) y Miliólidos.
- b) 10 m. de arenas y arcillas arenosas versicolores.
- c) 4 a 5 m. de calizas microcristalinas, parcialmente recristalizadas o dolomitizadas. Textura de biomicritas y micritas más o menos arenosas. Se observan: Rudistas, Gasterópodos, *Sabaudia minuta* (HOFKER) y Miliólidos.
- d) 5 m. de arenas blancas y amarillentas que intercalan calizas arenosas de colores grises y beige claro. La textura de las calizas varía entre micrita y biomicrita. Se reconocen Miliólidos y *Sabaudia* sp.
- e) 4 m. de calizas muy arenosas, micritas arenosas y areniscas silíceas poco cementadas de color amarillento.
- f) 30 m. parcialmente recubiertos. En la parte alta aflorante predominan los bancos gruesos de arena blanca, sobre otros niveles intercalados de areniscas dolomíticas, dolomías arenosas y calizas dolomíticas arenosas silíceas de colores ocre-amarillentos.
- g) 0,5 m. que constituyen el nivel calizo más superior de la serie que se describe. Textura de micrita, en parte dolomitizada. Se reconoce únicamente Miliólidos.

Tramo 12— 170 a 180 metros de arenas y arcillas arenosas versicolores, que en menor proporción intercalan ciertos niveles de dolomías arenosas y areniscas ferruginosas.

Se caracteriza este conjunto por la dolomitización constante de los únicos niveles carbonatados presentes en el mismo. Las arenas silíceas son blancas y amarillentas. Las arcillas, rojas y verdosas.

Los bancos de estos terrígenos superan frecuentemente los 5 y 10 m. de espesor. Las dolomías en niveles más delgados, de 0,5 a 1,5 m. como máximo, son de grano grueso, romboédrico de color gris plumizo en fresco y pardo rojizo en superficie. Dichas dolomías pasan insensiblemente a areniscas en sentido vertical, las cuales tienden a predominar sobre las primeras tanto más hacia el techo.

Tramo 13— 220 a 240 metros constituidos exclusivamente por materiales detríticos.

Su mitad inferior se compone fundamentalmente por arenas blancas y

amarillentas, con intercalaciones más o menos esporádicas de nivelitos de areniscas pardo-rojizas, de cemento ferruginoso y de bancos gruesos de arcillas sabulosas versicolores.

En su mitad superior no se han observado areniscas. Se compone fundamentalmente de arenas silíceas blancas y amarillentas, a veces verdosas. Los niveles arcillosos versicolores, también presentes, son de menor espesor y existen con menor frecuencia que en la mitad inferior.

Tramo 14— Se compone de una decena de metros de dolomías tableadas muy bien estratificadas con fantasmas de *Orbitolinas*. JEREZ (1973) piensa que se trata de un Vraconiense. Sin embargo, en los cortes del Cretáceo Superior de la Hoja de Yeste que yo he efectuado, este tramo se hace calizo y las *Orbitolinas* bien conservadas han podido datar al Cenomaniense Inferior.

Vista la descripción detallada de los materiales, se pueden atribuir las siguientes edades para los distintos tramos: Tramos del 1 al 9 incluidos: Aptiense Inferior. No afloran materiales más antiguos, pues ya en el tramo 1 aparece *Orbitolinopsis praesimplex* SCHROEDER. Por encima del 9 se situaría el límite Aptiense Inferior-Aptiense Superior, ya que éste es el último tramo en que aparece *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER). No existen argumentos de datación para los tramos 10 al 13 incluidos, pero se les atribuye una edad Aptiense Superior-Albiense.

Serie de Arroyo Bravo (fig. 43)

FOURCADE, PENDAS y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977)

El corte se ha levantado por la carretera que va a la Raspilla, de dirección Sureste-Noroeste, y cuyas coordenadas son: X = 1°21'09"; Y = 38°25'15"; a X = 1°20'45"; Y = 38°25'41".

La serie está tomada en el flanco septentrional de un anticlinal, de dirección Noreste-Suroeste, de Cretácico Inferior, en cuyo núcleo afloran, como materiales más antiguos, los pertenecientes al Barremiense. Este anticlinal está fallado por el Sur, Este, Oeste y Noroeste. El corte empieza en el mismo núcleo del anticlinal.

De muro a techo:

Tramo 1— 120 metros de calizas grises sublitográficas con Charofitas, con dos intercalaciones margosas con *Cypridea* hacia la parte media de este tramo. Se aprecia también un nivel arenoso y otro de margas ocreas muy groseramente arenosas.

Este tramo termina por calizas con «cailloux noirs» (G-559-569). Las láminas delgadas demuestran que se trata sobre todo de micritas que contienen tallos y girogonitos de Charofitas. Los foraminíferos están casi siempre ausentes, salvo en las muestras G-565, 567 y 568, que se observan Textuláridos y raros Ophthalmídeos. Los «cailloux noirs» de las muestras G-559 a 569 corresponden a fragmentos de Algas y están asociadas

ARROYO BRAVO (YESTE NUM. 866)

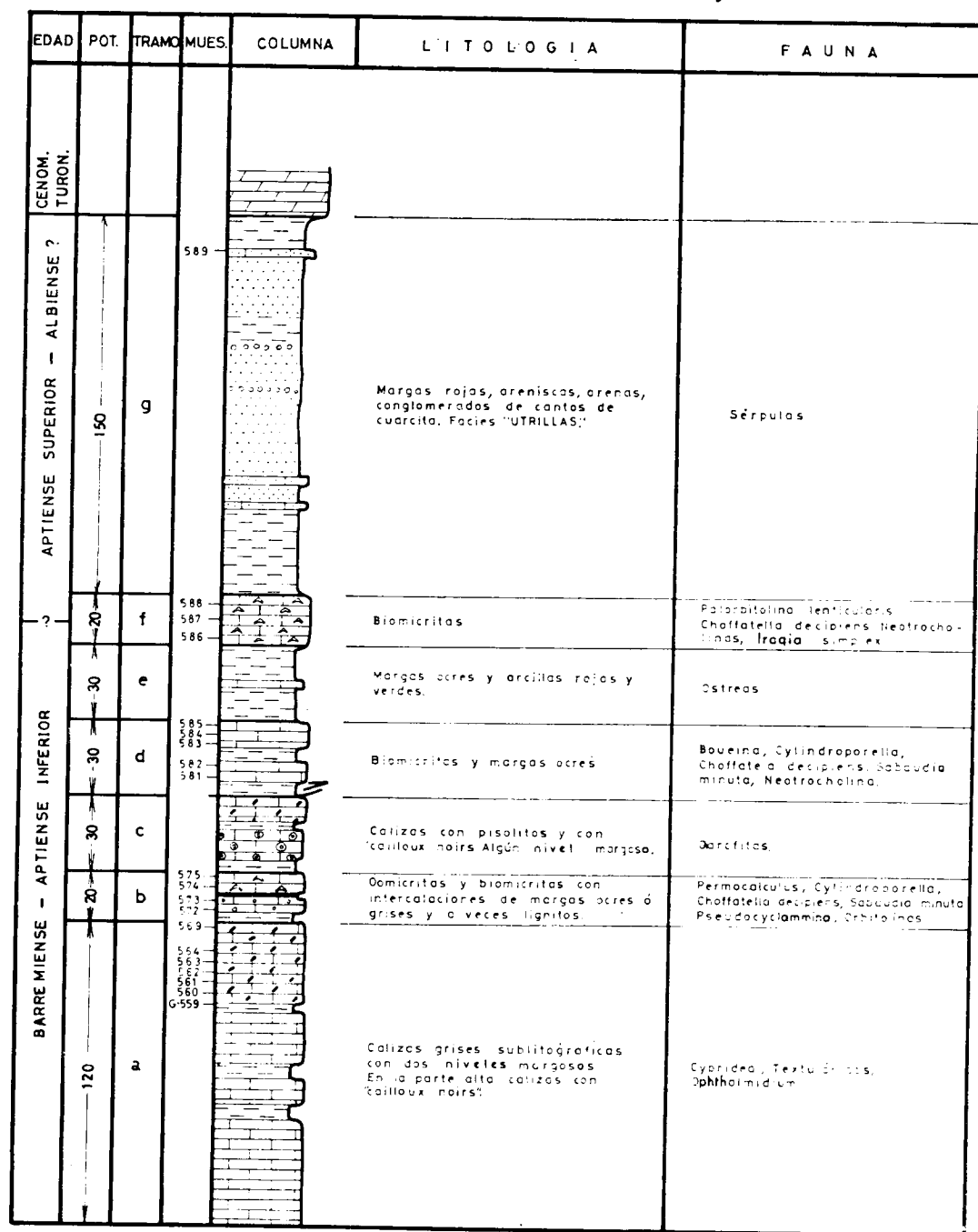


Figura 43

- a Charofitas. Algunos horizontes, y en particular la G-560, contienen vacuolas de esparita («birdes eyes»).
- Tramo 2— Está constituido por 20 metros de calizas con Miliólidos e intercalaciones de margas ocre y a veces niveles de lignitos. Las calizas G-572-575 son oomicritas o biomicritas con Dasycladáceas (*Permocalculus* y *Cylindroporella*) que están asociadas a foraminíferos como *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Pseudocyclamina* sp., Orbitolínidos y Miliólidos.
- Tramo 3— 30 metros de calizas algo areniscosas con «cailloux noirs» y pisolitos con pasadas de margas con *Ostreas*. En la base de este tramo se pueden reconocer niveles de Charofitas. Los pisolitos son como núcleos de Algas (oncolitos).
- Tramo 4— La existencia de fallas no permiten estudiar el paso de este tramo con el precedente. Está constituido por un mínimo de 30 m. de calizas y margas ocre. Las calizas G-581-585 son micritas o biomicritas a veces algo detríticas; éstas contienen Algas, *Boueina Cylindroporella* sp., *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Neotrocholinas* y Miliólidos.
- Tramo 5— 30 metros de margas ocre y arcillas rojas y verdes con 2 metros de margas ocre y calizas areniscosas con *Ostreas*.
- Tramo 6— 20 metros de calizas con Orbitolínidos y Rudistas, empezando por G-586, que corresponde a biomicrita algo detrítica con *Paleorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Neotrocholinas*, Miliólidos y terminan por biomicrita con *Iraqia simplex* HENSON.
- Tramo 7— 150 metros de margas rojas, areniscas, arenas y conglomerados de cantos de cuarcita de hasta 10 cm. de diámetro (facies «Utrillas»). Hacia el techo en este tramo se reconoce un banco de calizas areniscosas, G-589, con Sérpulas.
- Sobre este tramo descansan las dolomías del Cenomaniense-Turonense.

Según la asociación micropaleontológica encontrada, el tramo 1 es de edad Barremiense-Aptiense Inferior. Los tramos 2 al 6 incluido contienen asociaciones típicas del Beduliense y base del Gargasiense. El tramo 7 se atribuye a una edad de Aptiense Superior-Albiense.

En este corte, como se ve, son muy abundantes los niveles de «cailloux noirs» y Charofitas en el Barremiense y Aptiense Inferior.

Serie de Yeste (fig. 44)

FOURCADE, PENDAS y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977)

La serie que aflora a 1 Km. al norte de Yeste da un buen corte del Cretáceo Inferior. Este está estudiado en el escarpe Sureste del río Tus, cerca de la senda de la Tejeruela, partiendo del río, de coordenadas X = 1°20'43", Y = 38°23'54", y terminando en la cota 994, de coordenadas X = 1°21'27", Y = 38°23'33".

Es una serie monoclin al buzando hacia el Sureste y cuyo afloramiento está fallado (falla normal) por el Norte, coincidiendo con el río Tus.

YESTE (YESTE NUM. 866)

EDAD	POT.	TRAMO	MUES.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA																																					
BARREMIENSE — APTIENSE INFERIOR	CENOM. TURON.	APTIENSE SUP. — ALBIENSE ?	11	150	Dolomías																																						
							APTIENSE INFERIOR	10	30	Margas rojas, arenas blancas areniscas. Facies "UTRILLAS"																																	
												9	70	Biomicrotas, margas, areniscas, arenas versicolores y dolomías.	Iraqia simplex, Rudistas.																												
																8	20	Calizas con "cailloux noirs"	Permocalculus, Cyliudroporella Boueina, Salpingoporella muchlbergii, Orbitolinopsis praesimplex, Sabaudia minuta, Choffatella decipiens.																								
																				7	30	Biomicrotas grises sublitográficas	Charofitas, Ostrácodos																				
																								6	60	Margas amarillas ó rojas. Dos barras de micritas beige.	Cyliudroporella, Permocalculus, Boueina, Pseudoactinoporella Salpingoporella, Choffatella.																
																												5	30	Margas amarillas ó rojas. Dos barras de micritas beige.	Ostrácodos, Miliólidos Permocalculus, Cyliudroporella												
																																4	12	Micritas beige, a veces recristalizada	Iraqia simplex, Choffatella decipiens, Sabaudia minuta, Pseudocyclamina hedbergii.								
																																				3	70	Margas versicolores y arenas verdes	Miliólidos				
																																								2	15	Margas ocreas, arenas amarillas y calizas intraclásticas.	Rudistas, Iraqia simplex, Sabaudia minuta, Choffatella decipiens, Gasterópodos.
	Arenas blancas con dos niveles de areniscas. Arcillas rojas con dos niveles de micritas y oomicritas	Cyliudroporella benizarensis, Sabaudia minuta, Miliólidos, Gasterópodos.																																									

Figura 44

De muro a techo:

- Tramo 1—90 metros de una serie de litología variada, constituida por arenas blancas con dos horizontes de areniscas ferruginosas, arcillas rojas y dos niveles de calizas beige que se sitúan hacia la mitad del tramo. Las muestras G-531-532 corresponden a micritas u oomicritas areniscosas. Los oolitos aparecen sólo en un banco que presenta una forma de *Cyliudroporella benizarensis*. FOURCADE, JEREZ, RODRIGUEZ ESTRELLA y JAFREZZO, *Sabaudia minuta* (HOFKER), Miliólidos y Gasterópodos.
- Tramo 2—15 metros de calizas listeadas con restos de Rudistas (G-533 y 534). Estas intramicritas y biomicritas débilmente arenosas contienen Orbitolinas, Miliólidos, *Pseudocyclamina hedbergii* MAYNC, *Sabaudia minuta* (HOFKER), «*Orbitolinopsis*» *praesimplex* SCHROEDER, *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER) y Miliólidos.
- Tramo 3—70 metros de un complejo formado en su base por margas ocreas y seguido por arenas amarillas. Sobre estas arenas vienen unos 20 m. de calizas con Rudistas (G-535-537). Estas micritas, a veces intraclásticas, débilmente detriticas, son ricas en *Iraqia simplex* HENSON, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER) y Gasterópodos.
- Tramo 4—12 metros de margas versicolores, que en su parte superior pasan a arenas verdes. En la base de las margas se intercalan dos niveles de 0,5 m. de calizas grises con Miliólidos.
- Tramo 5—30 metros de calizas beige (G-538-541), frecuentemente micritas, a veces recristalizadas y algo detriticas con *Iraqia simplex* HENSON, *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Sabaudia minuta* (HOFKER) y *Pseudocyclamina hedbergii* MAYNC.
- Tramo 6—60 metros de alternancia de margas amarillas o rojas con dos barras de 2 a 4 m. de calizas finas de color beige (G-542-545), que corresponden a micritas con Ostrácodos, Miliólidos y raros *Permocalculus* y *Cyliudroporella* sp.
- Tramo 7—30 metros de calizas grises de grano fino o sublitográficas (G-546-550), éstas corresponden sobre todo a biomicritas con *Dasycladáceas*, *Cyliudroporella*, *Permocalculus*, *Boueina*, *Pseudoactinoporella*, *Salpingoporella muchlbergii* (LORENZ) y raros Miliólidos y *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER).
- Tramo 8—20 metros de calizas con «cailloux noirs» (G-551-552). Estas son micritas con Charofitas y Ostrácodos o calizas con concrecciones algarias y vacuolas de esparita («birdes-eyes»). Sobre estas calizas vienen 4 m. de margas ocreas o rojas y 2 m. de micritas (G-553) con Charofitas.
- Tramo 9—70 metros de un complejo que empieza por biomicritas con Algas: *Permocalculus*, *Cyliudroporella*, *Boueina*, *Salpingoporella muchlbergii* (LORENZ). También aparecen asociados foraminíferos como «*Orbitolinopsis praesimplex*» SCHROEDER, *Sabaudia minuta* (HOFKER) y *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER) (G-555-555). Le siguen en la serie margas, areniscas y arenas versicolores con un horizonte (G-556) de biomicritas con Algas idénticas a los niveles precedentes, y por último areniscas y dolomías.
- Tramo 10—30 metros de calizas micriticas beige con Rudistas e *Iraqia simplex* HENSON.
- Tramo 11—150 metros de margas rojas, arenas blancas y areniscas típicas de la facies «Utrillas».

Dolomías del Cenomaniense-Turonense.

Como vemos, el corte empieza con la presencia de *Sabaudia minuta*

(HOFKER), y, por tanto, correspondería el tramo 1 al Barremiense-Aptiense Inferior. Los tramos 2 al 10, incluido, corresponden fundamentalmente al Aptiense Inferior, pues parte del 10 debe corresponder ya al Gargasense.

El tramo 11 correspondería ya al Aptiense Superior-Albiense.

En este corte ya se observa la presencia de niveles detríticos en el Barremiense y base del Aptiense Inferior.

Serie de Baños de Tus (fig. 45)

FOURCADE, PENDAS y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977)

Es continuación del corte ya descrito de Baños de Tus para el Jurásico.

Sobre los materiales del Kimmeridgiense Superior aparece, de muro a techo:

Tramo 1 — 75 metros de una serie en la que en su base tiene 25 m. de margocalizas y calizas (TR-433-435 y 455-458). Son esencialmente micritas con vacuolas de esparita («birdes-eyes»). Sobre ellas están 50 m. de calizas micríticas y calizas con «cailloux noirs» y de oncolitos con fragmentos de Codiáceas y Charofitas.

Tramo 2 — 25 metros de biosparitas o intrasparitas (TR-459-466 y 436-439) con *Sabaudia minuta* (HOFKER), «*Orbitolinopsis*» *praesimplex* SCHROEDER, «*Orbitolinopsis*» *kilianii* PREVER, «*Orbitolinopsis*» *buccifeer* ARNEAU-VANNEAU y THIELOY, *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Debarina* sp. y *Cylindroporella*.

Existe una falla que pone en contacto estos materiales con las dolomías del Cenomaniense-Turonense, por lo que no podemos continuar esta serie.

Así como el tramo 2 está bien definido como Aptiense Inferior, el tramo 1, sin embargo, no lo está tanto. Por el hecho de reposar a primera vista «concordantemente» sobre materiales que datan al Kimmeridgiense Superior, hemos de admitir las posibilidades: *a*) que en el tramo 1 esté representado y condensado el Portlandense y Neocomiense; o *b*) que no esté representado más que el Aptiense Inferior y parte del Barremiense, en cuyo caso habría una gran laguna estratigráfica que englobaría al Portlandés y Neocomiense, esto es, se trataría de una paraconformidad, CORRALS y al. (1976).

Me inclino por esta segunda hipótesis y la existencia de un «hard ground» entre el tramo 1 y el infrayacente a éste, y la ausencia de una serie terrígena importante del Neocomiense, como sucede, por ejemplo, en el río Madera; LOPEZ GARRIDO (1971) apoya esta idea de emersión y/o no deposición en este punto. La idea de una falla es más improbable, pues no existen criterios que nos induzcan a pensar en esta posibilidad; sería una falla paralela a los estratos, y esto es difícil imaginárselo. Este tema

BAÑOS DE TUS (YESTE NUM. 866)

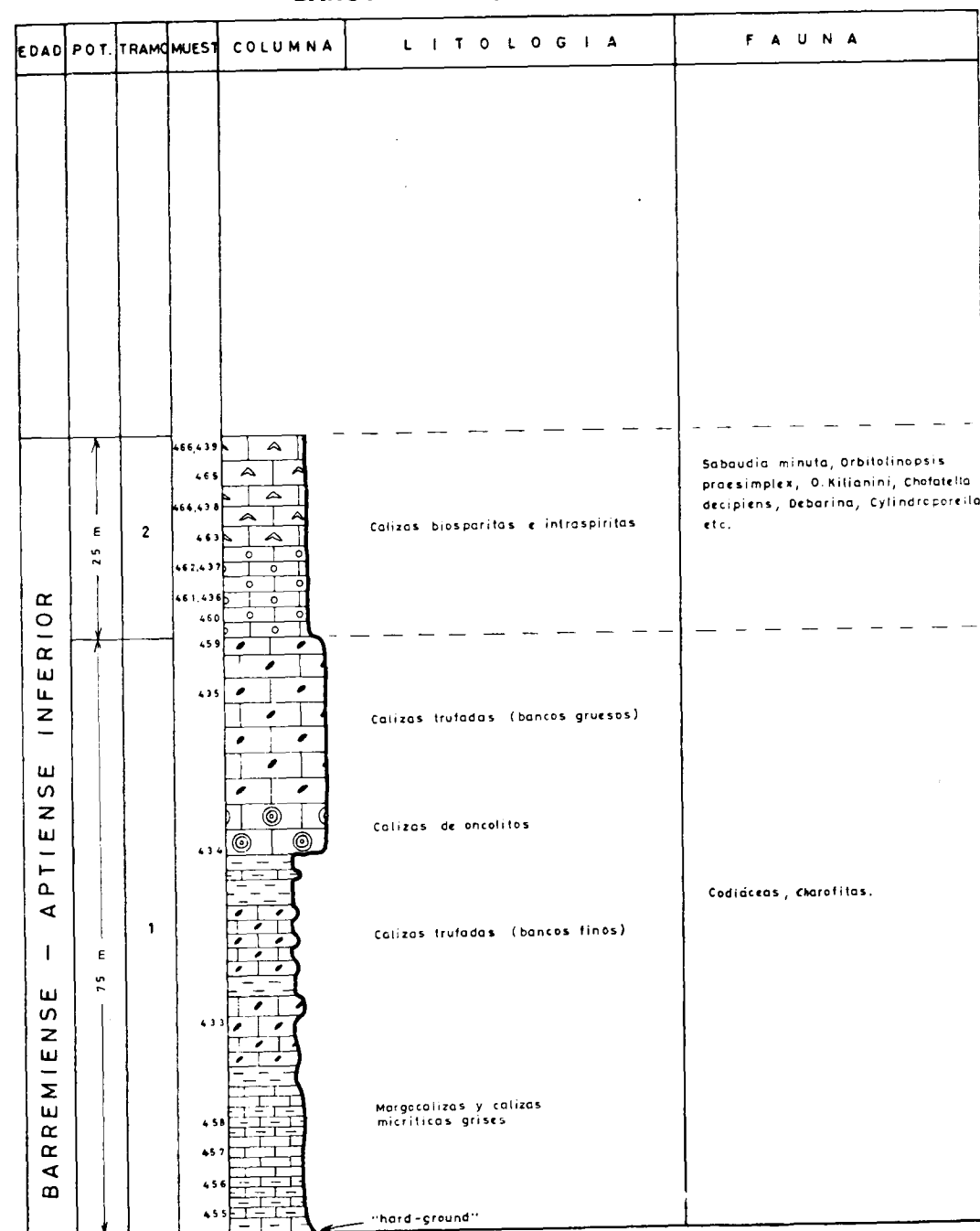


Figura 45

En esta serie de Arguellite, que está incompleta, pues no se han visto los términos que hay entre los tramos 1 y 2, sin embargo es posible afirmar que los tramos 1 y 2 pertenecen al Barremiense-Aptiense Inferior y que el Aptiense Superior empieza en el tramo 3 y es aún marino; el Albiense está representado fundamentalmente por la facies «Utrillas».

Hay que destacar la presencia tan importante de calizas de Algas en el Barremiense y Aptiense Inferior.

Sondeo de «Fuente Higuera» (fig. 47)

El sondeo ha sido realizado por el Estudio Hidrogeológico «Alto Júcar-Alto Segura» (IGME-IRYDA). Se sitúa próximo a la localidad de Fuente Higuera y su emplazamiento tiene de coordenadas: X = 1°26'12", Y = 38°20'16".

Geológicamente está situado en el flanco meridional de un sinclinal de Cretácico Superior de dirección Noreste-Suroeste, en cuyo núcleo aparece discordante el Mioceno. El buzamiento es casi horizontal en el lugar donde se realiza la perforación.

El sondeo, después de atravesar 3 m. de arcillas rojas con cantos de cuarcita del Plio-Cuaternario y 5 m. de arcillas color chocolate, más 7 m. de biomicritas arenosas blancas con Lamelibranquios, Equinodermos, *Elphidium*, *Heterostegina*, *Amphistegina* y Globigerínidos del Mioceno, corta al Cretácico Inferior.

De techo a muro aparece:

- Tramo 1 — 81 metros de arcillas rojas, arenas blancas y areniscas de la facies «Utrillas».
- Tramo 2 — 8 metros de dolomicrosparitas color claro, algo arenosas, con Algas.
- Tramo 3 — 40 metros de arcillas blanco-amarillentas con una intercalación de 4 m. de micritas recristalizadas blancas.
- Tramo 4 — 22 metros de biomicritas recristalizadas blancas con Gasterópodos, Lamelibranquios, *Sabaudia minuta* (HOFKER), Valvulínidos, Lituólidos, Algas, Textuláridos y Ostrácodos.
- Tramo 5 — 36 metros de arcillas blanco-amarillentas con una intercalación de 5 m. de dolomías grises con fantasmas de Orbitolinas.
- Tramo 6 — 50 metros, de los cuales los 40 primeros corresponden a dolomías grises con fantasmas de Orbitolinas y los otros 20 m. a dolomías arcillosas blanco-grisáceas.
- Tramo 7 — 40 metros de arcillas blanco-amarillentas y azules en la base.
- Tramo 8 — 34 metros de alternancias de dolomías arcillosas blanco-grisáceas y arcillas blanco-amarillentas.
- Tramo 9 — 54 metros de dolomías grises con algunos niveles de arcillas blanco-amarillentas, sobre todo en la base.
- Tramo 10 — 56 metros de margas rojas y negras y arenas blancas con intercalaciones de lignitos. Presencia de glauconita.
- Tramo 11 — 54,5 metros de areniscas negruzcas con lignitos y yesos.

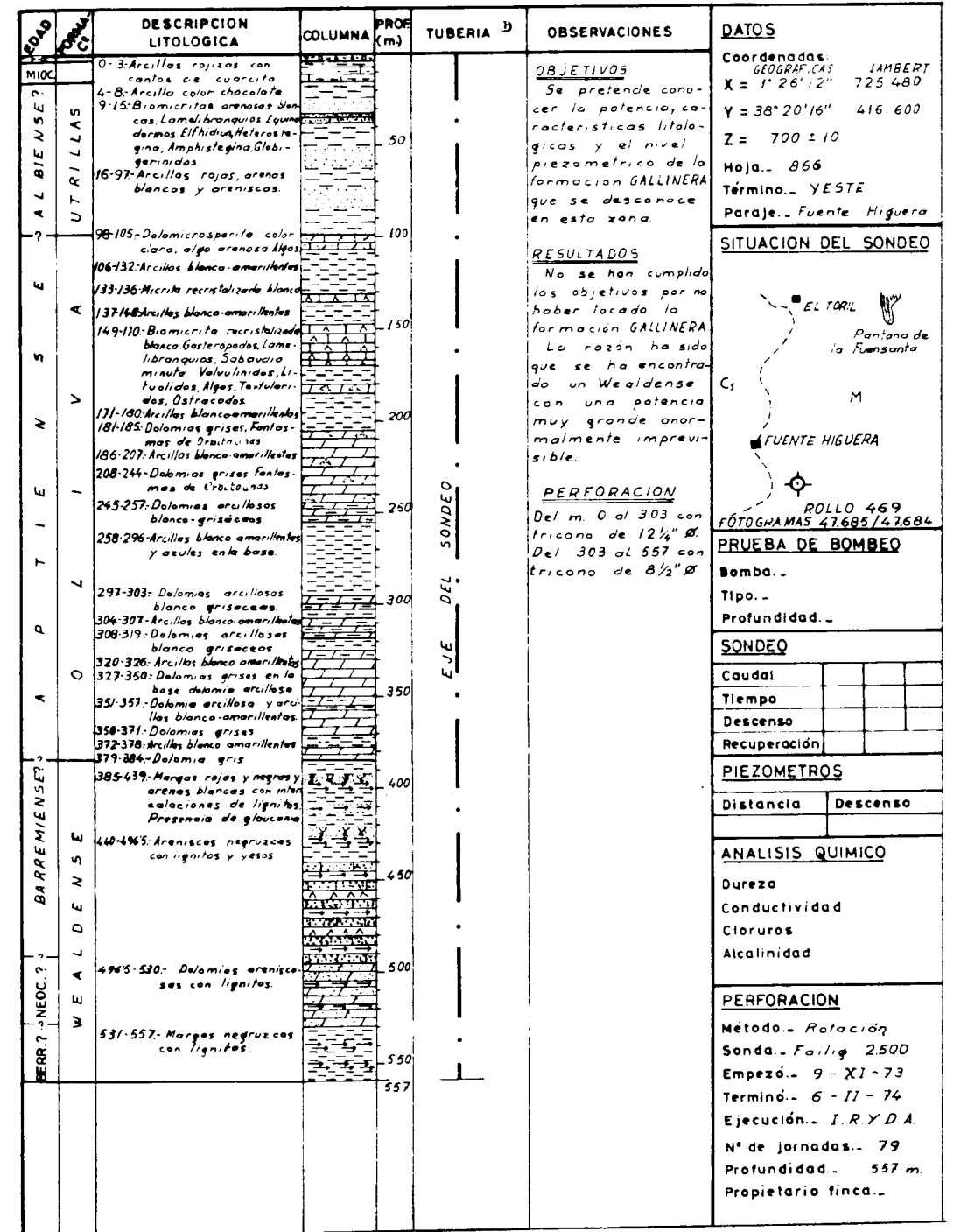


Figura 47

Tramo 12—34 metros de dolomías areniscas con lignitos.
 Tramo 13—28 metros de margas negruzcas con lignitos.

El sondeo tiene, por tanto, 557 m. de profundidad.

Se observa un predominio de materiales dolomíticos, sobre todo en el Aptiense Inferior, hecho que dificulta la datación de los materiales. Sólo el tramo 4 ha podido datarse como Aptiense. Sin embargo, se pueden hacer algunas disquisiciones en cuanto a edad, basándose en los conocimientos regionales.

El tramo 1, al presentar la facies «Utrillas», tan típica en todo el Prebético Interno, debe corresponder casi en su totalidad al Albiense.

Los tramos 2 al 9, ambos incluidos, deben corresponder al Aptiense, aunque en la base pueden incluir al Barremiense; sin embargo, lo que parece representar más claramente al Barremiense son los tramos detríticos de facies «Weald» 10 y 11, comparables a los que aparecen en Sierra Oliva, FOURCADE (1970). El tramo 12 es muy posible que comprenda ya el Neocomiense, como ocurre en el corte del río Zumeta, FOURCADE, PENDAS y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977), pues allí en la base de las dolomías se ha encontrado *Trocholina alpina* (LORENZ) y *Pseudocyclamina gr. lituus* (YABE y HANZAWA), o en la serie de río Madera (LOPEZ GARRIDO, 1971), que ha encontrado esta misma fauna en unos niveles calizos preservados de la dolomitización; desgraciadamente, en nuestro caso, la dolomitización ha impedido la datación de este tramo. El tramo 13 puede representar incluso al Berriasiense por comparación con la serie del río Zumeta, que se ha encontrado fauna de *Feurtillia frequens* MAYNC, *Pseudocyclamina gr. lituus* (YABE y HANZAWA) y *Trocholina alpina* (LORENZ).

Además de la abundancia de materiales dolomíticos en casi toda la serie (especialmente en el Aptiense), cabe destacar la naturaleza predominantemente detrítica de los materiales pertenecientes al Berriasiense?, Neocomiense? y Barremiense?

Sondeo de Yeste (fig. 48)

Este sondeo ha sido realizado por el Instituto Geológico y Minero de España, y la finalidad fue la de abastecimiento urbano a dicho pueblo; el control geológico del mismo fue realizado por el autor de esta Memoria.

Está ubicado a unos 2 Km. al noroeste de Yeste, en el extremo oriental de Cerro Cuadrado, cuyas coordenadas UTM son: X = 561,7, Y = 4248,5.

Geológicamente está situado en el cierre periclinal de un anticlinal de Cretácico Inferior, fallado por sus cuatro costados por fallas normales, dando lugar a un afloramiento de forma cuadrada (de ahí el nombre del cerro). El emplazamiento del sondeo se sitúa en el bloque hundido a 3 m. de una de estas fallas.

SONDEO DE YESTE (YESTE NUM. 866)

EDAD	POT. (m)	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLOGIA	FAUNA
APT. SUP. - ALB.	10	1			Arenas y margas versicolores. (facies "Utrillas")	
	28	2			Dolomías color beige.	
	8	3			Areniscas dolomíticas amarillentas.	
	14	4			Arenas y arcillas azuladas.	
	16	5		Y-55	Areniscas dolomíticas margosas, arenas y margas. Pirita y carbón.	Orbitolinas (<i>Mesorbitolina</i> , s.p.), <i>Everticyclamina greigi</i> , <i>Lamelibránquios</i> .
	8	6		75	Margocalizas azuladas.	Orbitolinas (<i>Mesorbitolina</i> , s.p.), <i>Lenticulina</i> , <i>Briozos</i> , etc.
	34	7		90	Calizas micríticas grises y oolíticas en el techo.	Orbitolinas, Miliólidos, <i>Boueina</i> , <i>Gasterópodos</i> , <i>Charáceas</i> , <i>Pianella annulata</i> , <i>Permalculus</i> s.p., <i>Choffatella decipiens</i> , <i>Orbitolinopsis kiliani</i> , <i>Sabaudia minuta</i> , <i>Acicularia</i> , <i>Nautiloculina cretácea</i> , <i>Everticyclamina greigi</i> , <i>Ostrácodos</i> , <i>Lamelibránquios</i> , <i>Cilindroporella</i> , etc.
	36	8		108	Calizas azuladas con "Cailloux-noirs"	Miliólidos, <i>Boueina hochstetteri</i> , <i>Lamelibránquios</i> , <i>Gasterópodos</i> , <i>Equinodermos</i> , <i>Nezzozafa</i> , <i>Ostrácodos</i> , <i>Textuláridos</i> , <i>Permalculus inopinatus</i> , <i>Choffatella decipiens</i> , <i>Pseudocyclamina hedbergi</i> , <i>Trocholina a.f. valdensis</i> , <i>Sabaudia minuta</i> , etc.
	32	9		140	Calizas micríticas beige y grises, con una zona intermedia de oncolitos.	Algas (<i>Charáceas</i>), <i>Ophthalmidos</i> , Miliólidos, <i>Glomospira</i> , <i>Nautiloculina</i> , <i>Moluscos</i> , <i>Ostrácodos</i> , <i>Lituólidos</i> .
	14	10		178	Calizas azuladas con "Cailloux-noirs", margas y arenas. Restos carbonosos.	Orbitolinas, Algas, <i>Lamelibránquios</i> , <i>Sabaudia pseudotextulariella</i> , <i>Choffatella</i> , etc.
			190			

Figura 48

De techo a muro se han cortado los materiales siguientes:

- Tramo 1—10 metros de arenas blancas y margas versicolores. Facies «Utrillas».
Falla.
- Tramo 2—28 metros de dolomías de color beige.
- Tramo 3—8 metros de areniscas dolomíticas amarillentas.
- Tramo 4—14 metros de arenas y arcillas azuladas.
- Tramo 5—16 metros de areniscas dolomíticas margosas, arenas y margas azuladas. Hacia la parte alta se intercalan algunos niveles de biosparruditas. Se observan nódulos de piritita y algunas vetas de carbón. Existe una gran abundancia de Orbitolinas (*Mesorbitolina* sp.), frecuentemente dolomitizadas. Se han encontrado, además, fauna de Lamelibranquios y *Everticyclamina greigi*.
- Tramo 6—8 metros de margocalizas azuladas y calizas con vetas de calcita. Las calizas corresponden a biomicruditas y biosparruditas. La fauna encontrada ha sido de Orbitolinas (*Mesorbitolina* sp.), Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, *Lenticulina* y Briozoos.
- Tramo 7—34 metros de calizas micríticas grises y oolíticas en el techo, que corresponden a biomicritas e intramicritas, respectivamente. Se ha encontrado fauna de Orbitolinas, Miliólidos, Gasterópodos, Charáceas, *Pianella annulata* (CAROZZI), *Permocalculus* sp., *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), «*Orbitolinopsis*» *kiliani* PREVER, *Saubadia minuta* (HOFKER), *Acicularia*, *Ataxophrágmidos*, Lamelibranquios, Equinodermos, *Cilindroporella*, *Nautiloculina cretacea*, *Everticyclamina greigi* (HENSON), Ostrácodos y Ophthalmídeos.
- Tramo 8—36 metros de calizas azuladas con «cailloux noirs» biomicritas, hacia la
- Tramo 8—36 metros de calizas azuladas con «cailloux noirs» (biomicritas), hacia la *Boueina hochstetteri* TOULA, Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, *Nezzazata*, Ostrácodos, Textuláridos, *Permocalculus inopinatus* ELLIOT, *Choffatella decipiens* (SCHLUMBERGER), *Pseudocyclamina* a. f. *hedbergi* (MAYNC), *Trocholina valdensis* (REICHEL), Ophthalmídeos, Serpúlidos, Corales, *Saubadia minuta* (HOFKER) y *Pseudotextulariella* sp.
- Tramo 9—32 metros de calizas micríticas beige y grises con una zona intermedia de oncolitos de color oscuro. La fauna encontrada ha sido de Charáceas, Ophthalmídeos, Miliólidos, *Glomospira*, *Nautiloculina*, Moluscos, Ostrácodos y Lituólidos.
- Tramo 10—14 metros de calizas azuladas con «cailloux noirs», margas y arenas con restos carbonosos. Se ha encontrado fauna de Orbitolinas, Algas, Lamelibranquios, *Saubadia*, *Pseudotextulariella*, *Choffatella*, etc.

De acuerdo con la fauna encontrada, y por comparación con el corte de Yeste, dadas sus grandes similitudes con aquél, la edad de los distintos tramos es la siguiente: tramo 1, Aptiense Superior-Albiense; los tramos del 3 al 10, Barremiense-Aptiense Inferior. En el tramo 2 estaría, posiblemente, el paso del Beduliense al Gargasiense.

2.3.3.3.1.2. Edad

En cuanto a la edad de la facies «exclusivamente detrítica» («Weald-Utrillas») representada en el Prebético Externo, es imposible precisar, ya

que existe ausencia de fauna casi total. Sin embargo, es presumible que comprendan niveles desde el Hauteriviense hasta el Albiense, ambos incluidos, faltando tal vez el Aptiense. Esta afirmación se hace basada sólo y exclusivamente en datos regionales. Poco más al Norte, en el dominio de la Cordillera Ibérica, RAMIREZ DEL POZO y MELENDEZ HEVIA (1972) datan por Charáceas y Ostrácodos la facies «Weald» y le dan una edad Hauteriviense-Barremiense y a las facies «Utrillas» les atribuyen una edad Albiense. No obstante, en esta región sólo podemos decir con seguridad que la facies «exclusivamente detrítica» representa al Cretácico Inferior sin más precisiones, por estar situada sobre un Jurásico Superior y bajo un Cretácico Superior, ambos bien datados.

La facies «caliza y detrítica», por el contrario (representada en el Prebético Interno), se ha podido datar por la abundancia de microfauna. El nivel más inferior aflorante pertenece al Barremiense (ej., corte de Yeste). Sin embargo, al parecer, y sólo en el sector más meridional de este estudio, el sondeo de «Fuente Higuera» parece haber cortado términos más bajos del Berriasiense-Neocomiense? Más al Suroeste se han datado estos términos infrabarremienses en el corte del río Zumeta (FOURCADE, PENDAS y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977), así como también hacia el Suroeste, en la serie de río Madera (LOPEZ GARRIDO, 1971), y hacia el Sureste, en la Sierra de la Muela (FOURCADE, JEREZ, RODRIGUEZ ESTRELLA y JAFREZZO, 1972), por lo que es muy posible que en el área comprendida en este estudio también existan términos correspondientes al Berriasiense-Hauteriviense, aunque no afloren. El Aptiense Inferior y Superior están muy bien representados y datados. El Albiense sólo está datado en su parte inferior, allí donde existen intercalaciones calizas, sin embargo es casi seguro que toda la facies «Utrillas» corresponde al Albiense (pues la fauna encontrada en las dolomías que reposan sobre ella han datado ya al Cenomaniense Inferior).

2.3.3.3.1.3. Conclusiones generales del Cretácico Inferior en el sector estudiado

Se pueden distinguir, dentro del Cretácico Inferior, dos facies diferentes: una facies «exclusivamente detrítica», representada en el Prebético Externo por materiales detrítico-margosos, no marinos, y que he denominado también facies «Weald-Utrillas», y otra facies «caliza y detrítica», representada únicamente en el Prebético Interno por materiales calizos y margosos marinos en la base, y arenas y arcillas en el techo (facies «Utrillas»). El contacto entre dominios es mecánico, como se comentará en el capítulo IV.

Respecto a la facies «exclusivamente detrítica», la he denominado tam-

bién de «Weald-Utrillas» (siguiendo la misma nomenclatura de JEREZ, 1973, en su tesis) por poseer características litológicas que se parecen a las que han sido bien definidas en la Cordillera Ibérica por diversos autores. Sin embargo, he de afirmar que para el Prebético Externo ni la facies «Weald» ni la de «Utrillas» presentan las características típicas con que han sido definidas en la Cordillera Ibérica. En dicha Cordillera, la facies «Weald» presenta intercalaciones de calizas lacustres con Ostrácodos y Charáceas, que en la región aquí estudiada no aparecen más que en un corte; sin embargo, sí suelen aparecer en la base de la facies «exclusivamente detrítica» de esta región conglomerados de cantos de cuarcita y arcillas rojas, más bien típicas de la facies «Weald». Tampoco la facies «Utrillas» es exactamente igual que la que aparece en la Cordillera Ibérica; allí está representada, casi exclusivamente, por arenas blancas, mientras que en el Prebético Externo además de estas arenas existen también arcillas versicolores y areniscas. De acuerdo con todo esto he creído más conveniente denominar a la facies «exclusivamente detrítica» de «Weald-Utrillas». La discordancia que se observa claramente en la Ibérica entre la facies «Weald» y la de «Utrillas» no ha sido, por tanto, puesta de manifiesto en el área de tesis. En la figura 49 aparece un mapa de correlaciones del Cretácico Inferior.

La discordancia que sí está clara es la que existe entre la facies «Weald-Utrillas» y los materiales jurásicos infrayacentes. Esta discordancia se acentúa más hacia el Noroeste, donde los materiales terrígenos cretácicos reposan sobre terrenos más antiguos del Jurásico. Así, por ejemplo, en la serie de la Herrería descansan sobre el Dogger; en la serie de Fuente del Taif, sobre el Kimmeridgiense Inferior, y en los Tribaldos y el Pardal, sobre el Kimmeridgiense Medio. Más al Norte, fuera de la zona, en Villarrobledo, por ejemplo, descansa la facies «Weald-Utrillas» sobre el Lías Medio (LINARES y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1975). Se puede, por tanto, decir que en general hacia el borde de la cuenca la discordancia erosiva se hace más intensa, tratándose de un ejemplo claro de solapamiento expansivo o más concretamente un recubrimiento según CORRALES y al. (1977). Estos hechos han sido también puestos de manifiesto más al Suroeste por LOPEZ GARRIDO (1971) y hacia el Este por FOURCADE (1970) y por JEREZ (1973).

En cuanto a la facies «caliza y detrítica» se refiere, se observan pequeñas variaciones litológicas de unos puntos a otros; sin embargo, se pueden apreciar las siguientes características comunes:

El Berriasiense-Neocomiense?, aunque no aflora, debe estar representado en gran parte del Prebético Interno y está constituido por un complejo margoso, a veces dolomítico, cuya potencia se desconoce cómo

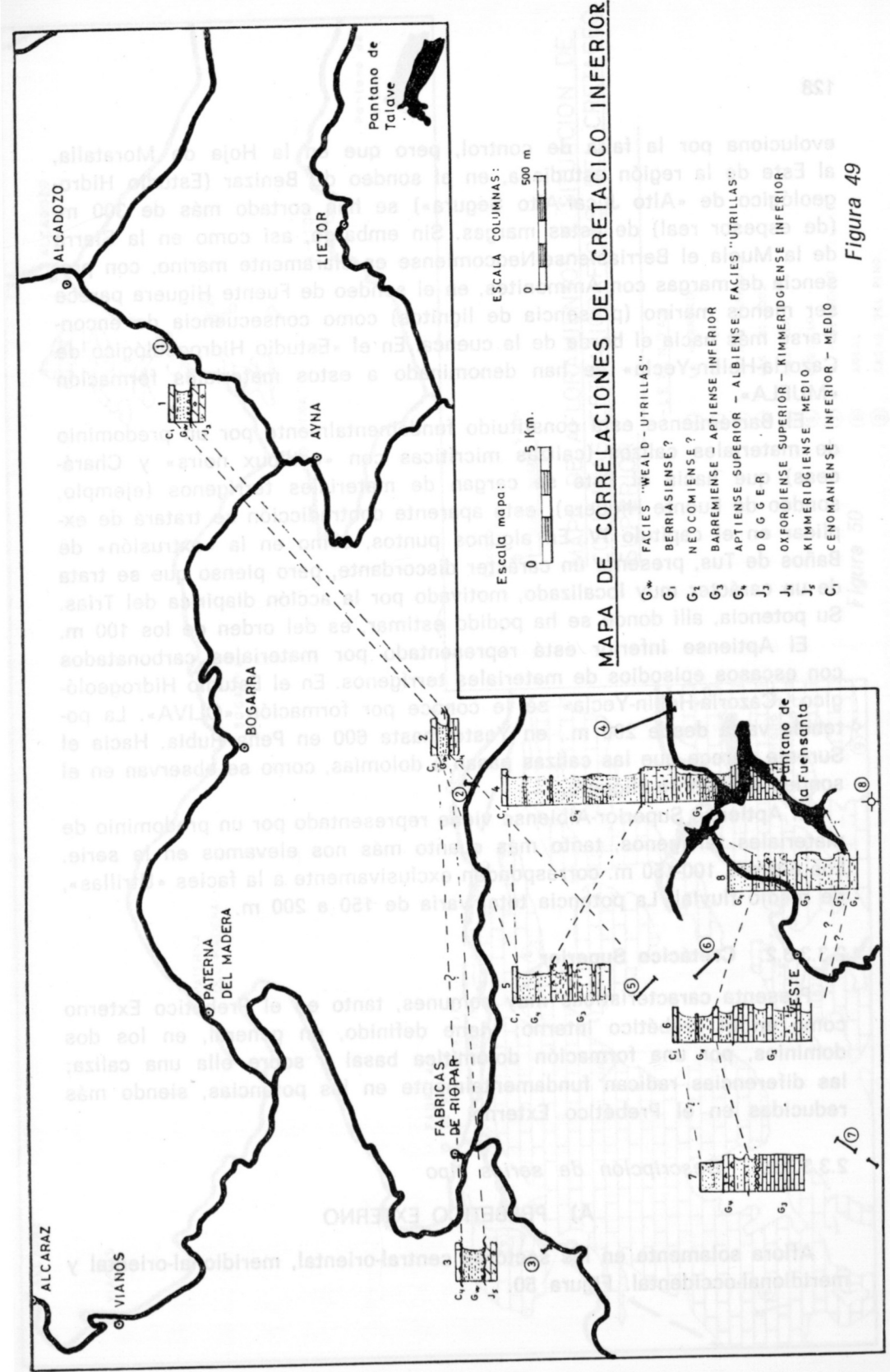


Figura 49

evoluciona por la falta de control, pero que en la Hoja de Moratalla, al Este de la región estudiada, en el sondeo de Benizar (Estudio Hidrogeológico de «Alto Júcar-Alto Segura») se han cortado más de 300 m. (de espesor real) de estas margas. Sin embargo, así como en la Sierra de la Muela el Berriasiense-Neocomiense es claramente marino, con presencia de margas con Ammonites, en el sondeo de Fuente Higuera parece ser menos marino (presencia de lignitos) como consecuencia de encontrarse más hacia el borde de la cuenca. En el «Estudio Hidrogeológico de Cazorla-Hellín-Yecla» se han denominado a estos materiales formación «MUELA».

El Barremiense está constituido fundamentalmente por un predominio de materiales calizos (calizas micríticas con «cailloux noirs» y Charáceas) que hacia el Este se cargan de materiales terrígenos (ejemplo, sondeo de Fuente Higuera); esta aparente contradicción se tratará de explicar en el capítulo IV. En algunos puntos, como en la «extrusión» de Baños de Tus, presenta un carácter discordante, pero pienso que se trata de un carácter muy localizado, motivado por la acción diapírica del Trías. Su potencia, allí donde se ha podido estimar, es del orden de los 100 m.

El Aptiense Inferior está representado por materiales carbonatados con escasos episodios de materiales terrígenos. En el Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla» se le conoce por formación «OLIVA». La potencia varía desde 200 m., en Yeste, hasta 600 en Peña Rubia. Hacia el Sureste parece que las calizas pasan a dolomías, como se observan en el sondeo de Fuente Higuera.

El Aptiense Superior-Albiense viene representado por un predominio de materiales terrígenos, tanto más cuanto más nos elevamos en la serie. Los últimos 100-150 m. corresponden exclusivamente a la facies «Utrillas», de medio fluvial. La potencia total varía de 150 a 200 m.

2.3.3.3.2. **Cretácico Superior**

Presenta características muy comunes, tanto en el Prebético Externo como en el Prebético Interno; viene definido, en general, en los dos dominios, por una formación dolomítica basal y sobre ella una caliza; las diferencias radican fundamentalmente en las potencias, siendo más reducidas en el Prebético Externo.

2.3.3.3.2.1. *Descripción de series tipo*

A) PREBETICO EXTERNO

Aflora solamente en los sectores central-oriental, meridional-oriental y meridional-occidental. Figura 50.

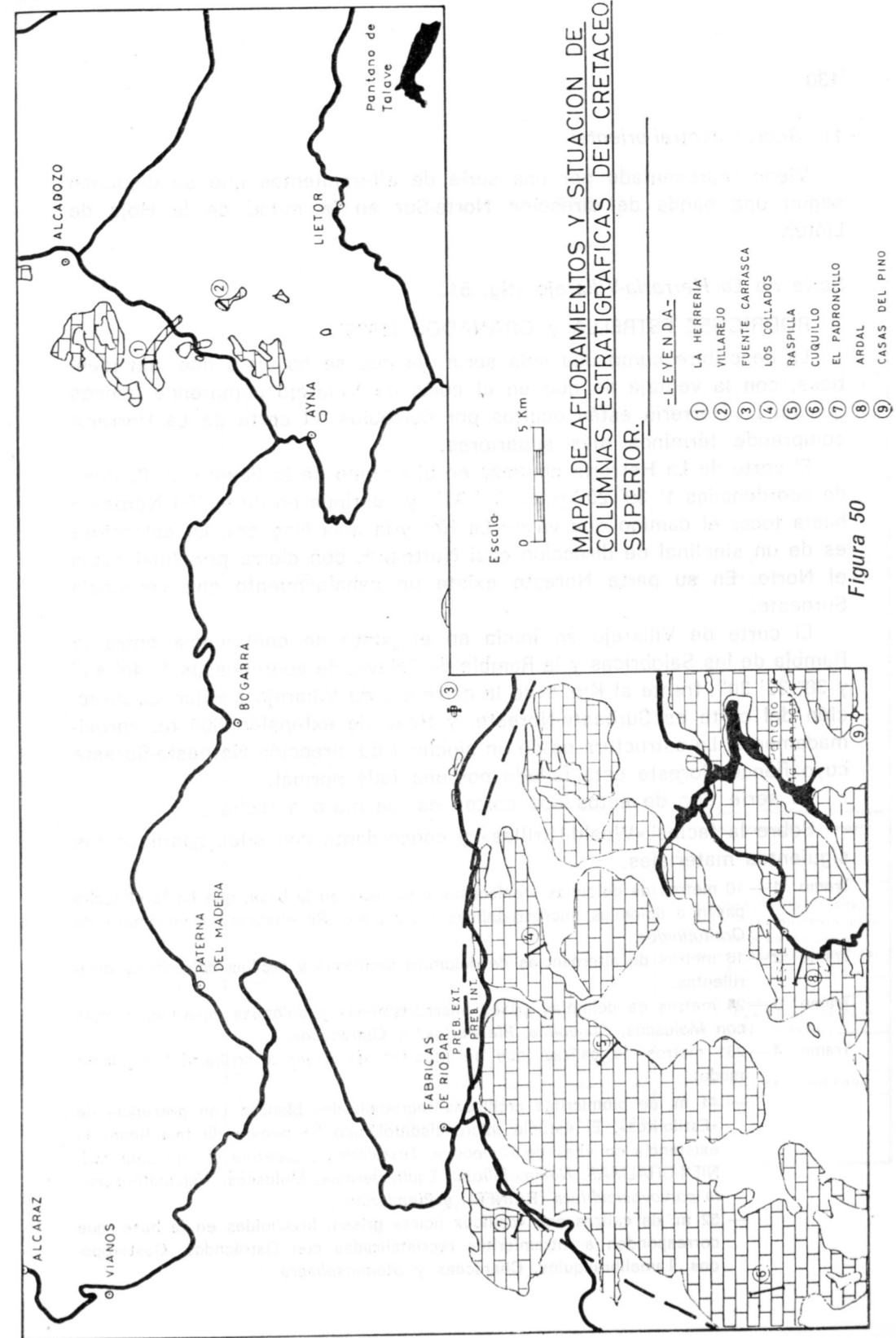


Figura 50

1) Sector central-oriental

Viene representado por una serie de afloramientos que se disponen según una banda de dirección Norte-Sur en la mitad de la Hoja de Liétor.

Serie de La Herrería-Villarejo (fig. 51)

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

La describiré como una sola serie, ya que se ha visto que son idénticas, con la ventaja de que en el corte de Villarejo comprende bancos que en La Herrería están ocultos por derrubios. El corte de La Herrería comprende términos más superiores.

El corte de La Herrería empieza en el camino de la Fuente de Paulino, de coordenadas 1° 39' 20" y 38° 36' 35", y continúa en dirección Noroeste hasta tocar el camino que va de La Herrería a la Noguera. La estructura es de un sinclinal de dirección casi Norte-Sur, con cierre periclinal hacia el Norte. En su parte Noreste existe un cabalgamiento con vergencia Suroeste.

El corte de Villarejo se inicia en el punto de confluencia entre la Rambla de las Salobricas y la Rambla de Talave, de coordenadas 1° 40' 45" y 38° 35' 30", frente al Km. 2 de la carretera de Villarejo a Híjar. La dirección del corte es Suroeste-Noreste, y tiene de extensión 500 m. aproximadamente. La estructura es de un sinclinal de dirección Noroeste-Sureste cuyo flanco Noreste está fallado por una falla normal.

La serie tipo de estos dos cortes es, de muro a techo:

Sobre la facies «Weald-Utrillas» y concordante con ellas aparecen los siguientes materiales:

- Tramo 1 — 10 metros de dolomías areniscosas y porosas en la base, que hacia el techo pasan a dolomías microcristalinas color claro. Se observan «fantasmas» de *Orbitolinidos*.
- Tramo 2 — 16 metros de alternancias de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas amarillentas.
- Tramo 3 — 24 metros de dolomías grises microcristalinas y dolomías amarillas y rojas con Moluscos, *Cuneolina*, *Pfenderina?* y Ostrácodos.
- Tramo 4 — 261 metros de calizas, que se reparten de abajo a arriba del siguiente modo:
 - 41 m. de biomicritas arcillosas recristalizadas blancas con presencia de «Estilolitos». El estudio micropaleontológico ha puesto de manifiesto la existencia en ellas de *Cuneolina*, *Textuláridos*, *Lacazina cf. elongata* MUNIER-CHALMAS, *Nummofallotia*, Equinodermos, Moluscos, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) y *Pfenderina*.
 - 52 m. de calizas con «cailloux noirs» grises, brechoides en la base, que corresponden a intramicritas recristalizadas con Ostrácodos, Gasterópodos, Lamelibranquios, Charáceas y *Stomiosphaera*.

LA HERRERIA (LIETOR NUM. 842)

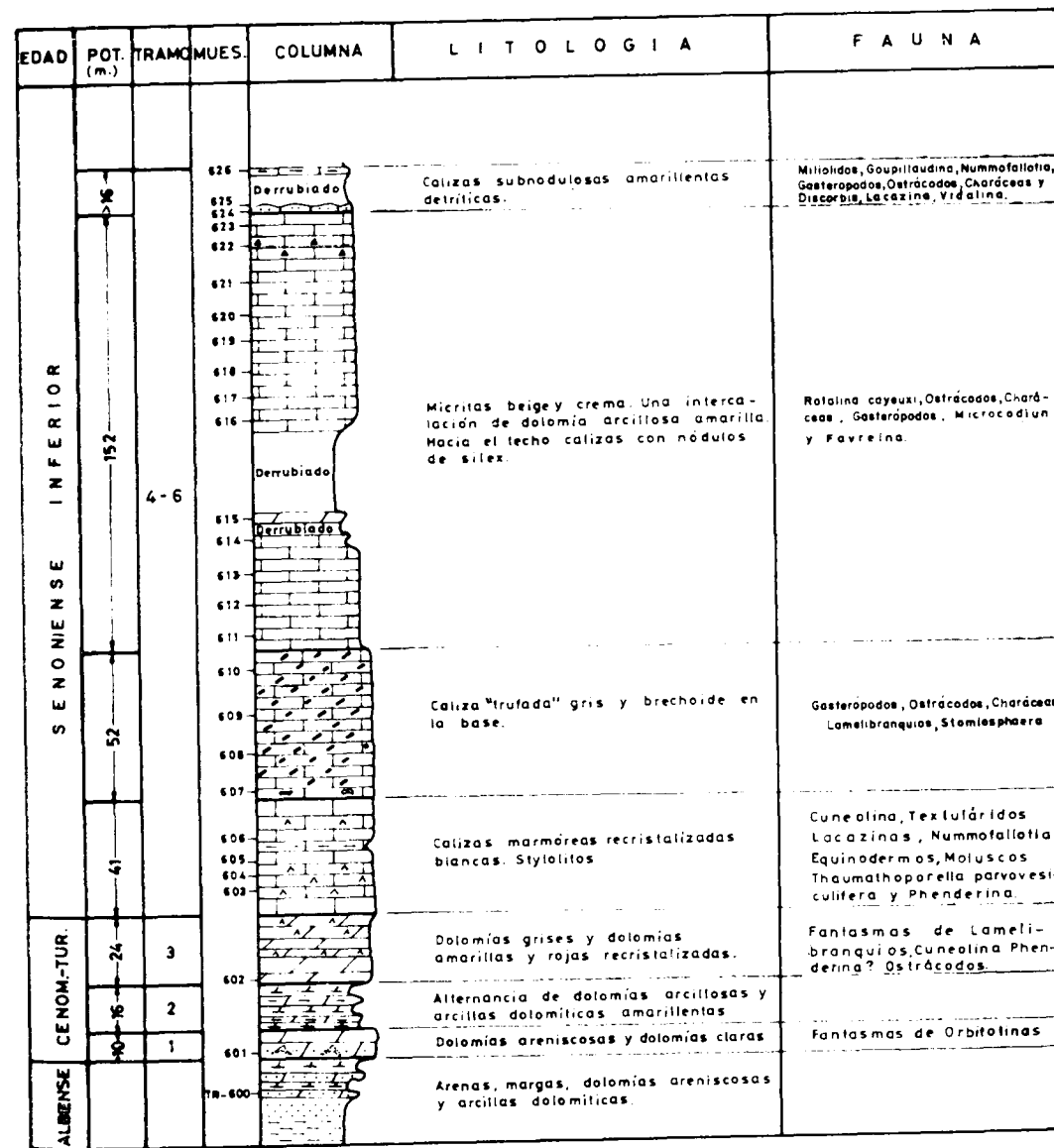


Figura 51

- 152 m. de micritas y biomicritas beige y crema. Existe una intercalación de un banco de dolomías arcillosas amarillentas. Hacia el techo, calizas con nódulos de sílex. Contiene una abundante fauna de *Rotalina cayeuxi* LAPPARENT, Ostrácodos y Charáceas, junto con *Microcodium* y Favreina.
- 16 m. de calizas subnodulosas recristalizadas, amarillentas. El último nivel muestreado es de margocalizas blanco-amarillentas con una fauna no abundante de *Vidalina*, *Nummofallotia*, *Lacazina*, Ostrácodos y Algas.

2) Sector meridional-oriental

Existen sólo dos pequeños afloramientos de Cretácico Superior; uno en Fuente Carrasca y otro en Fuente Higuera. En ambos casos constituyen sendos sinclinales de dirección casi Este-Oeste.

Serie de Fuente Carrasca (fig. 52)

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

De los dos afloramientos del Cretácico Superior existentes en este sector meridional-oriental, es aquí donde la serie está mejor representada.

El corte está tomado en el cerro que está inmediatamente al oeste de Fuente Carrasca. Se ha iniciado a partir de la carretera que va a Fuente Carrasca, 300 m. antes de llegar al pueblo, de coordenadas 1° 30' y 38° 30'. Tiene dirección Norte-Sur, aproximadamente, y llega hasta el vértice del cerro de cota 1.065 m.

La estructura es de un pequeño sinclinal de dirección Este-Oeste, cuyo flanco septentrional cabalga sobre un Mioceno.

Las características estratigráficas que definen a este corte pueden verse en la figura 52.

Como se ve, esta serie es muy similar a la de Herrería-Villarejo, con las diferencias de que el tramo 2 es más potente y el 3 menos que allí. El hecho de no encontrarse calizas con «cailloux noirs», por ejemplo, en este corte, es porque han desaparecido por erosión.

3) Sector meridional-occidental

El Cretácico Superior de este sector se concentra en la esquina Noroeste de la Hoja de Yeste y constituye una serie de pliegues, de directriz Noreste-Suroeste, claramente bética.

Serie del Padroncillo (fig. 53)

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

El corte se inicia en la falda meridional del Cerro del Padroncillo,

FUENTE CARRASCA (ALCARAZ NUM. 841)

EDAD	POT. (m.)	TRAMO	MUES.	COLUMNA	LITOLOGIA	FAUNA
SENOMANENSE INFERIOR	5	4-6	28 m.	658	Arcillas verdes	
				657	Calizas oolíticas claras y micritas crema	<i>Nummofallotia</i> , <i>Stomiosphaera</i> , <i>Rotalina cayeuxi</i> , <i>Idalina</i> , <i>Phenderina</i> , Charáceas, Ostrácodos, Textuláridos, Miliólidos, Briozoos, <i>Dicyclina</i> , <i>Cuneolina</i> , Algas, Gasterópodos, <i>Thaumatoporella parovesiculifera</i> .
				656		
				655		
				654		
				653		
	652					
	651		650	Calizas marmóreas recristalizadas	Rudistas, Fantasmas de Lamelibránquios, Equinodermos	
TURON.	15 m.	3	649	Dolomías grises y dolomías recristalizadas rojas y amarillas	Ostrácodos, Lamelibránquios, Algas, Textuláridos, Charáceas.	
CENOMANENSE SUPERIOR	60 m.	2	648	Alternancia de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas amarillentas	Fantasmas de Lamelibránquios y Gasterópodos	
CENO. INF.	10	1	647	Dolomías areniscosas y dolomías claras	Fantasmas de Orbitolinas	
ALB.				Arenas, areniscas y margas		

Figura 52

cuyas coordenadas aproximadas son: 1° 13' y 38° 27' 50". Su dirección es de Sureste-Noroeste y llega hasta la cota 1.400 m.

El corte está tomado en el flanco Sur de un sinclinal, con núcleo en Cretácico Superior y dirección Noreste-Suroeste.

De muro a techo y discordante sobre la facies «Weald-Utrillas» se observa:

Faltan los tramos 1, 2 y 3, que he definido en los cortes precedentes y que como se verá también existen en los que a continuación describiré. Si a esto unimos los criterios paleontológicos, he de admitir que existe

EL PADRONCILLO (YESTE NUM. 866)

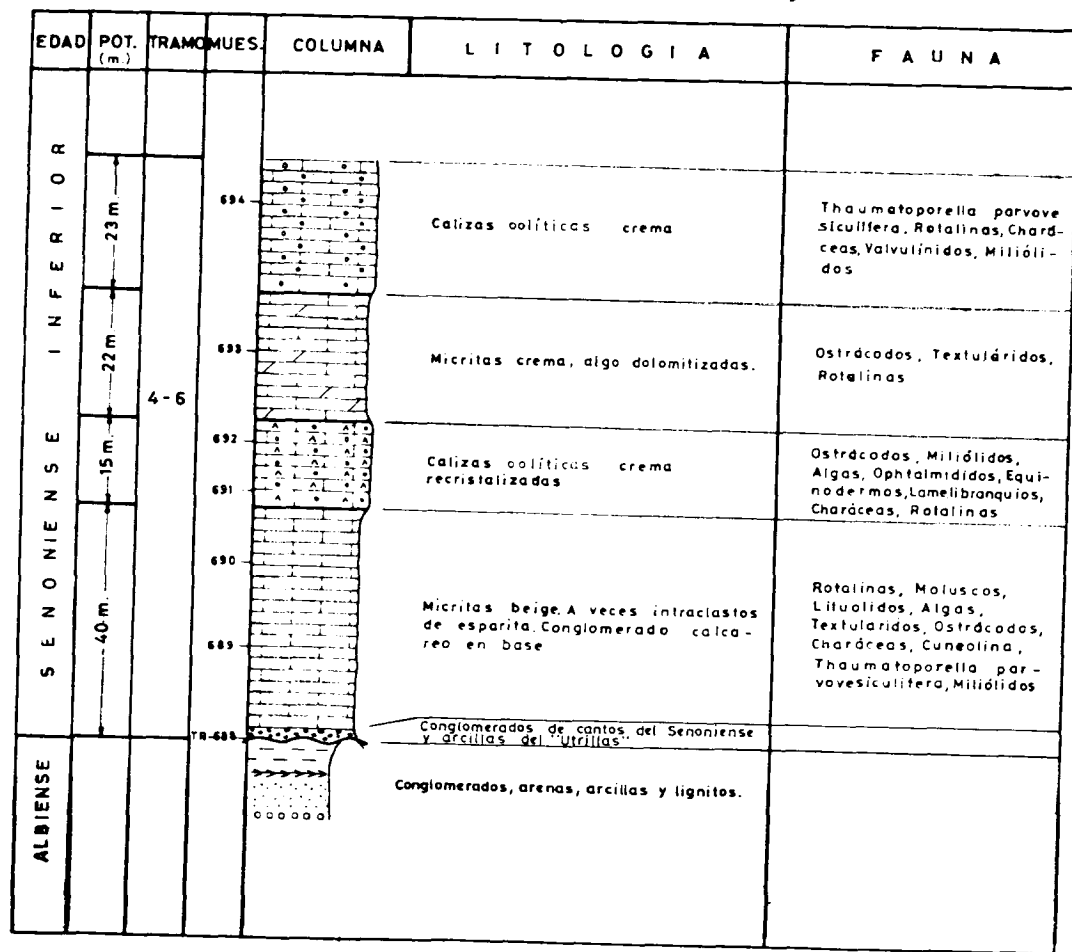


Figura 53

una discontinuidad estratigráfica entre la facies «Weald-Utrillas» y el tramo 4 del Cretácico Superior. Este hecho viene confirmado por la existencia de un conglomerado, en la base del Senoniense, de cantos calizos y matriz arcillosa del «Utrillas». Esta discontinuidad, que a escala del corte parece tratarse de disconformidad, a escala un poco mayor se ve que se trata realmente de una discordancia.

Tramo 4-6—Viene definido por un complejo calizo de 100 m. de potencia en este corte. Se puede subdividir de muro a techo en:

- 40 m. de calizas. Las texturas son micritas y biomicritas beige, recristalizadas, con placas de esparita. *Rotalinas*, *Moluscos*, *Lituólidos*, *Algas*,

Textuláridos, *Ostrácodos*, *Charáceas*, *Cuneolina*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) y *Miliólidos*.

- 15 m. de calizas oolíticas de color crema, recristalizadas con *Ostrácodos*, *Miliólidos*, *Algas*, *Ophthalmídeos*, *Equinodermos*, *Lamelibranquios*, *Charáceas* y *Rotalinas*.
- 22 m. de calizas micríticas arcillosas de color crema recristalizadas y algo dolomitizadas, con *Ostrácodos*, *Textuláridos* y *Rotalinas*.
- 23 m. de calizas oolíticas crema con *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Rotalinas*, *Charáceas*, *Valvulinidos* y *Miliólidos*.

Lo más importante de este corte es el carácter discordante tan acusado que presenta el Senoniense Inferior.

B) PREBETICO INTERNO

1) Sector meridional

Ya he dicho que en este sector casi la totalidad de los afloramientos corresponden al Cretácico y dentro de éste predominan los del Cretácico Superior. En general entran a formar parte de grandes pliegues de directriz bética Noreste-Suroeste, que corresponden en su totalidad a sinclinales colgados. Uno de ellos, el de mayor extensión, es el del Calar del Mundo, al que le dedicaré una especial atención en el capítulo de Hidrogeología.

Serie de Raspilla (fig. 54).

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

Esta es la serie más completa del sector meridional, en la que el Cretácico Superior alcanza la potencia máxima medida de 700 m.

El corte se inicia en La Raspilla, de coordenadas 1° 19' 15" y 38° 25' 35", y va perpendicular al Puntal de Raspilla (flanco meridional del sinclinal del Calar de Mundo) hasta la cota 1.668 m.

De muro a techo y sobre la facies «Utrillas» se observa:

Tramo 1—201 metros de dolomías, que se reparten de abajo a arriba de la manera siguiente:

- 30 m. de dolomías claras detríticas. Existe una zona preservada de la dolomitización de biointramicritas amarillas. Estas han librado una abundante fauna de *Orbitolinas* (*O. concava* (LAMARCK), *O. duranddelgai* (SCHROEDER)), *Valvulinidos*, *Equinodermos*, *Lamelibranquios*, *Miliólidos*, *Algas*, *Cuneolina* y *Bolivinopsis*. Esta asociación data al Cenomaniense Inferior-Medio.
- 51 m. de dolomías grises claras detríticas con «fantasmas» de *Orbitolinas* en la base.
- 57 m. de dolomías grises con romboedros de dolomita.

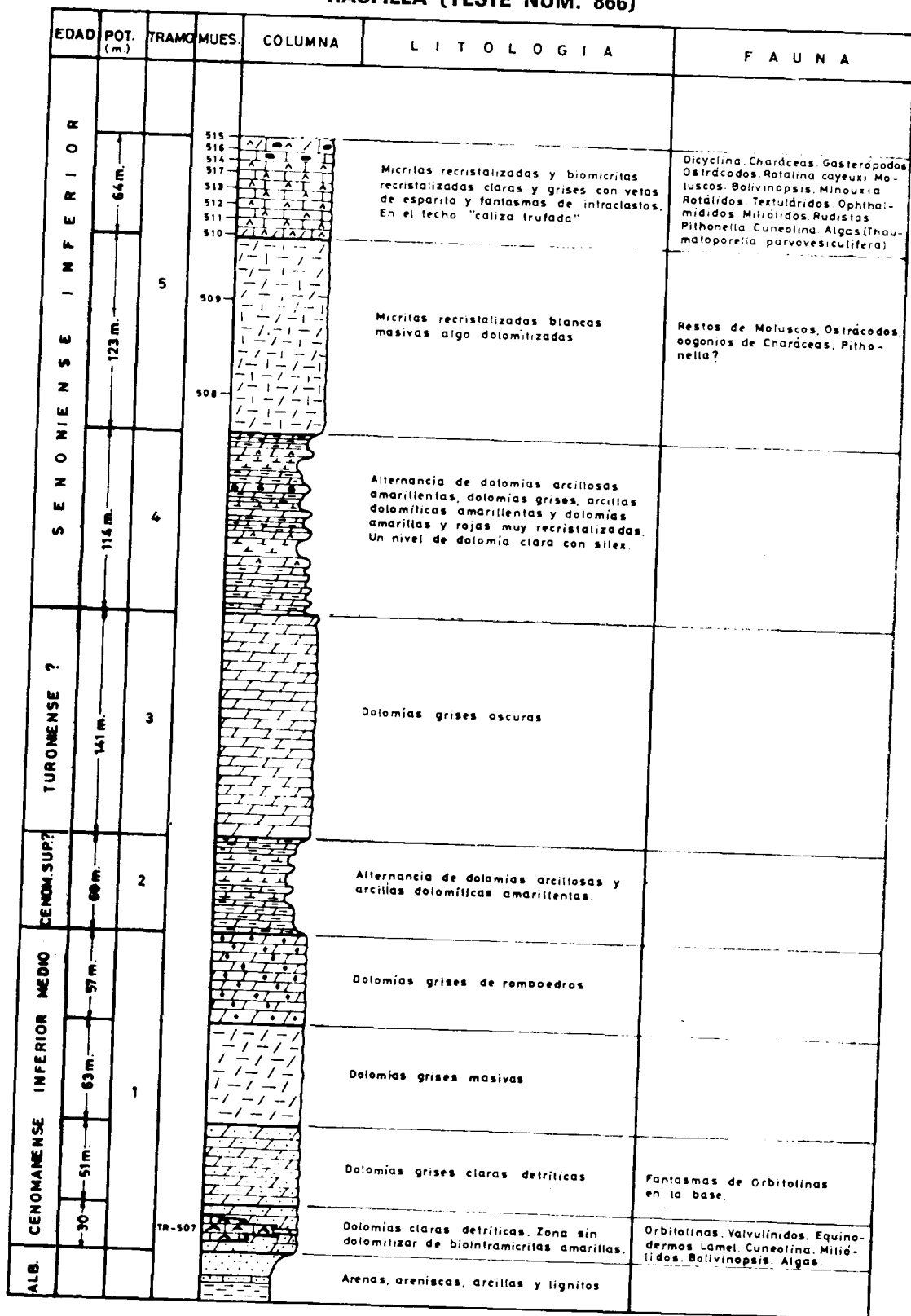


Figura 54

Tramo 2—60 metros de alternancia de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas amarillentas.
 Tramo 3—141 metros de dolomías grises oscuras.
 Tramo 4—114 metros de alternancia de dolomías arcillosas amarillentas, dolomías grises y microcristalinas, arcillas dolomíticas amarillentas y dolomías amarillas y rojas muy recristalizadas. Existe un nivel de dolomía clara con silex.
 Tramo 5—187 metros de calizas. Se observan de abajo a arriba:

- 123 m. de micritas recristalizadas blancas masivas, algo dolomitizadas, con restos de Moluscos, Ostrácodos, oogonios de Charáceas y *Pithonella*?
- 64 m. de micritas recristalizadas y biomicritas recristalizadas claras y grises con vetas de esparita y «fantasmas» de intraclastos. En el techo existen unos niveles de calizas con «cailloux noirs» y fauna de Gasterópodos, oogonios de Charáceas, Ostrácodos, Moluscos, Rotálidos, Textuláridos, Ophthalmídeos, Miliólidos, Rudistas, Algas, *Dicyclina*, *Rotalina cayeuxi* LAPPARENT, *Bolivinopsis*, *Minouxia*, *Pithonella*, *Cuneolina* y *Thaumaloporella parvovesiculifera* (RAINERI). Esta asociación data al Senoniense Inferior.

Serie del Cuquillo (fig. 55).

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

En este corte se han registrado los niveles más altos del Cretáceo Superior. Está localizado en el extremo suroeste del Calar del Mundo y para su estudio se ha seguido el camino que parte de Siles y sube hasta el Cjo. del Pocico.

De muro a techo y sobre la facies «Utrillas» aparece:

- Tramo 1—Dolomías grises masivas. No se ha medido su potencia, pero debe ser del orden de los 100 m. Sobre estas dolomías viene un conglomerado calcáreo. Este hecho parece indicar la existencia de una discontinuidad sedimentaria entre las dolomías del tramo 1 y las calizas que se superponen y que corresponden al tramo 5; dicha discontinuidad se trata de una discordancia a escala del corte, pero a mayor escala se trata de una discordancia cartográfica.
- Tramo 5—180 metros de calizas, fundamentalmente, aunque también aparecen dolomías. De abajo a arriba la serie es:
- 30 m. de calizas oolíticas beige con Miliólidos, Lamelibranquios, *Rotalina cayeuxi* LAPPARENT, Ostrácodos, Lituólidos y Textuláridos.
 - 50 m. de calizas micríticas beige con *Rotalina cayeuxi* LAPPARENT, Ostrácodos y Charáceas.
 - 50 m. de dolomías amarillentas. Se observan Gasterópodos, Ostrácodos, Charáceas y *Stomiosphaera*.
 - 50 m. de calizas micríticas grises y beige con *Rotalina cayeuxi* LAPPARENT, Ostrácodos y Charáceas.
- La edad de este tramo es, por tanto, Senoniense Inferior.
- Tramo 6—60 metros de dolomías arcillosas amarillentas. Hacia el techo se hacen algo detriticas. Se han encontrado Charáceas, Ostrácodos y *Microcodium*.

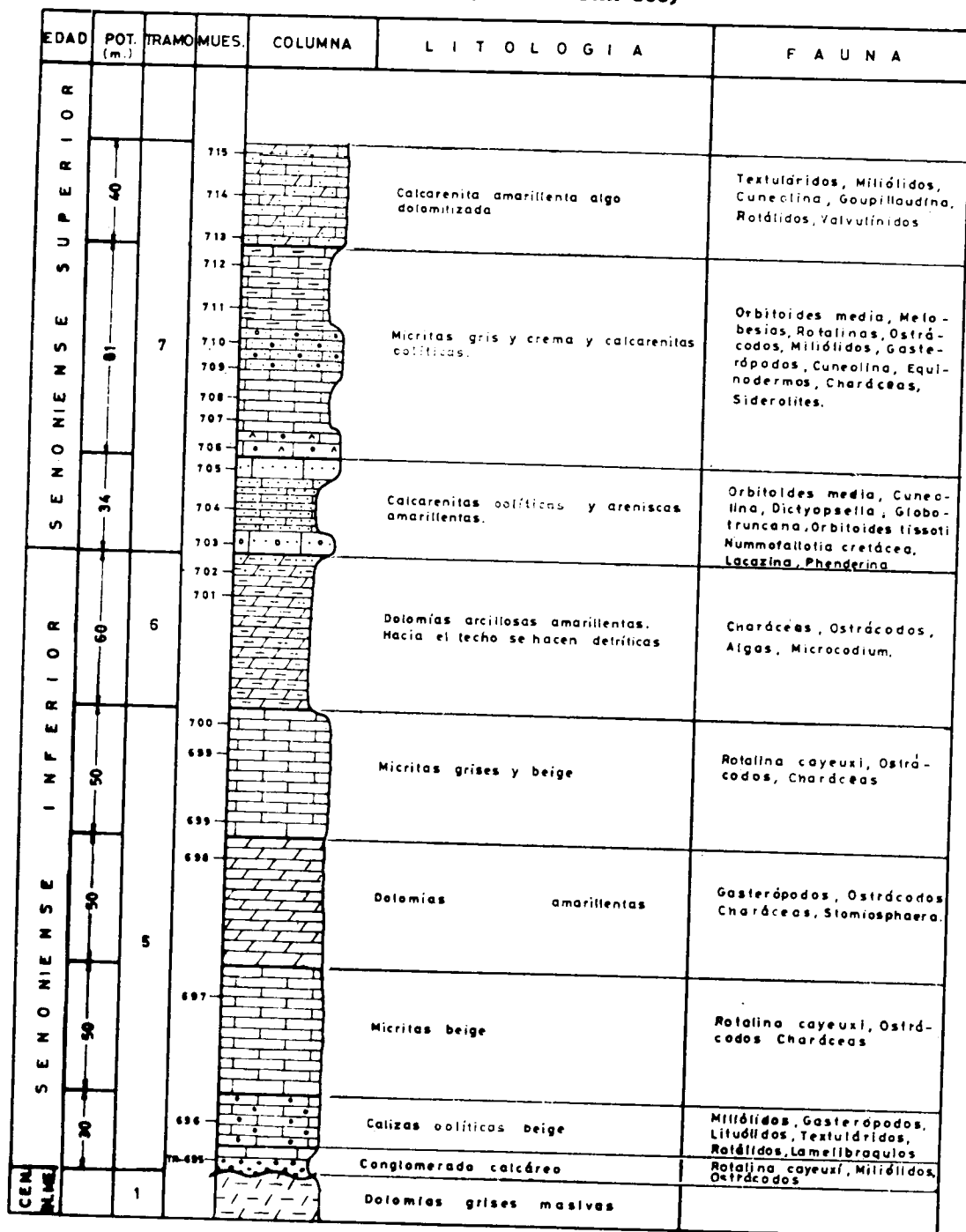


Figura 55

Tramo 7— 155 metros de materiales detríticos como areniscas y calcarenitas. Se pueden distinguir, dentro del tramo, y de abajo a arriba:

- 34 m. de intrabiosparitas muy arenosas y areniscas con oolitos. Las primeras contienen *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *O. tissoti* SCHLUMBERGER, *Cuneolina Dictyopsella*, *Globotruncana sp.?*, *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER), *Lacazina* y *Pfenderina*.
- 81 m. de intrabiomicritas recristalizadas con oolitos, cuya fauna encontrada ha sido de Briozoos, Esponjas, Melobesias, *Stomiosphaera*, *Siderolites* y *Orbitoides media* D'ARCHIAC, en la base, y hacia el techo pasan a micritas arcillosas recristalizadas, con *Rotalinas*, Ostrácodos, Gasterópodos y Charáceas, junto con Cuneolina, Miliólidos y Equinodermos.
- 40 m. de calizas. Los tipos texturales son de intrabiomicritas y micritas arcillosas recristalizadas y algo dolomitizadas. Se han visto Textuláridos, Miliólidos, *Cuneolina*, *Goupillaudina*, Rotálidos y Valvulinidos. Vemos, por tanto, que este tramo 7 está perfectamente datado como del Senoniense Superior.

Serie de Ardal (fig. 56).

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

Es muy similar a la de la Raspilla y sólo existen algunas diferencias de potencia. Aquí la erosión ha barrido niveles superiores que aparecen en aquélla.

La serie está levantada en el flanco meridional de un sinclinal, de dirección Noreste-Suroeste, en cuyo núcleo aparece el Mioceno discordante.

El corte empieza en el Km. 1,5 de la carretera a Graya, de coordenadas 1° 21' 18" y 38° 21' 30", y tiene una dirección Sureste-Noroeste, terminando en el contacto con el Mioceno.

Las características de esa serie pueden verse en la figura 56.

Se diferencia de la serie de Raspilla en que el tramo 1 es menos potente y el 3 más que en aquélla. Se observa que el tramo 2 conserva, casi siempre, un espesor constante de unos 60 m.

De tratarse de Martiguesia el fantasma de Lituólido encontrado en el tramo 3, éste vendría datado como Turoniense.

Sondeo de Casas del Pino (fig. 57).

Este es un sondeo que ha efectuado el Estudio Hidrogeológico «Alto Júcar-Alto Segura».

Está situado a 300 m. del río Taibilla y se puede llegar hasta él por la carretera que va a Sege, después de pasar las Casas del Pino. Tiene de coordenadas 1° 28' 43" y 38° 20' 21".

Estructuralmente está situado en el flanco meridional de un anticlinal

ARDAL (YESTE NUM. 866)

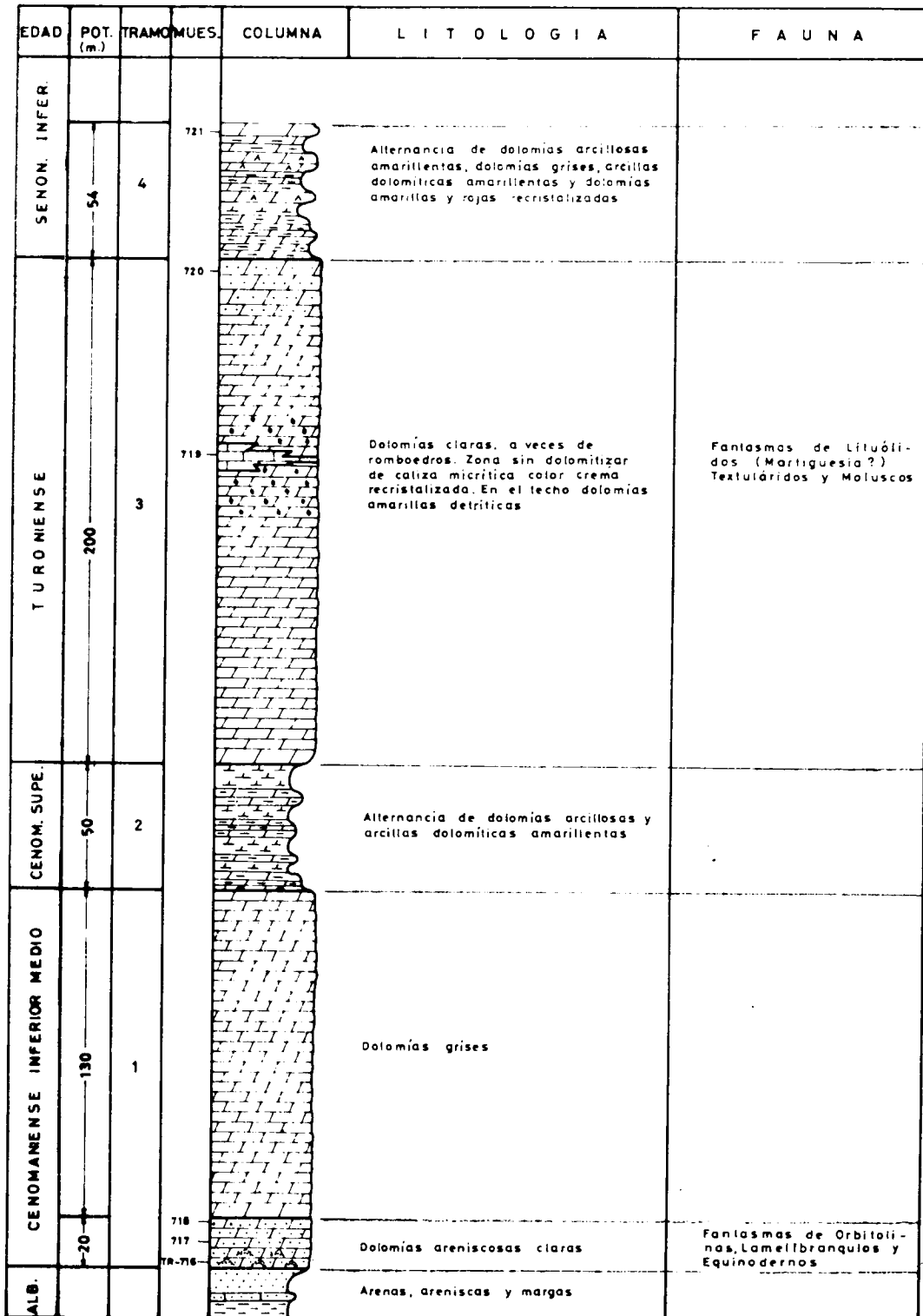


Figura 56

SONDEO NUM. 866/620 «CASAS DEL PINO»

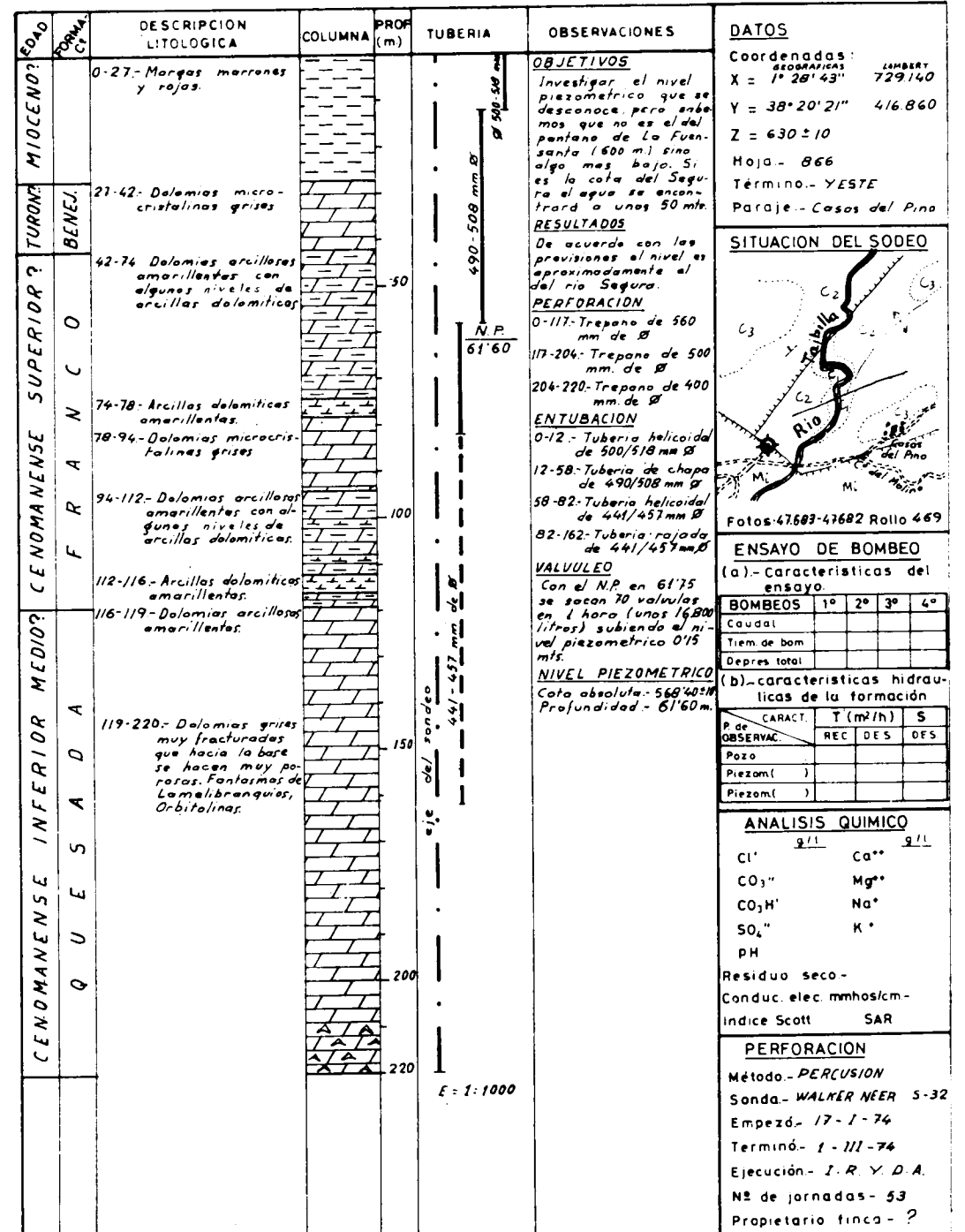


Figura 57

de dirección Noreste-Suroeste. Dicho flanco está fallado por una falla normal que hunde su bloque sur, constituyendo la depresión del Taibilla (fosa tectónica rellena de Mioceno).

La profundidad de este sondeo ha sido de 200 m. y sus características vienen reflejadas en la figura 57. No difiere sustancialmente de la serie de Raspilla.

Serie de los Collados (fig. 58).

RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS (1975).

Esta serie del Cretácico Superior es una de las más interesantes de todo el Prebético Interno, ya que, debido a la existencia a lo largo de toda la columna de zonas preservadas de la dolomitización, se ha podido llegar a una detallada datación de cada uno de los tramos, así como reconstruir las características iniciales de depósito, antes de su posterior dolomitización.

El corte está tomado en la falda meridional de la Sierra del Cujón. Esta sierra constituye un sinclinal de dirección Noreste-Suroeste.

Al corte se llega por la carretera que va a Torre Pedro y los Collados. A 1 Km., aproximadamente, antes de llegar a los Collados hay que dirigirse hacia la Sierra en dirección Noroeste-Sureste.

Las coordenadas del principio del corte son: 1° 22' y 38° 27' 35", y termina en Peña Bolomba.

Sobre la facies «Utrillas», y de muro a techo, se observa:

Tramo 1 — 150 metros de calizas y dolomías, que se reparten de la siguiente manera:

- 25 m. de rocas carbonatadas cuyas texturas responden a intrabiosparitas arenosas, bioclásticas y dolomías areniscosas grises con *Orbitolinas*, *Pseudocyclamina* cf. *rugosa* D'ORBIGNY, *Cuneolina*, Lamelibránquios y Equinodermos.
- 75 m. de calizas subnodulosas recristalizadas grises con intercalaciones de bancos de calcarenitas bioclásticas oolíticas. En la base, dos bancos de areniscas grises con estratificación cruzada. Hacia el techo, las calizas se ven afectadas por la dolomitización. Contienen una abundante fauna de Orbitolinidos como *Orbitolina concava* (LAMARCK) y *Neiraquia convexa* (DANILOVA). Además se ha encontrado *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Pseudocyclamina* sp., *Arabicodium*, *Neomeris* y *Trocholina*.
- 50 m. de dolomías grises masivas.

Tramo 2 — 50 metros de dolomías arcillosas y calizas oolíticas tableadas grises. Contienen una fauna de *Praealveolina simplex* (REICHEL), *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, *Daxia*, Algas, fragmentos de Equinodermos y Lamelibránquios. El tramo 3, de dolomías masivas, falta, y sobre el 2 reposa, mediante una disconformidad a escala de corte, el tramo 4.

LOS COLLADOS (YESTE NUM. 866)

EDAD	POT. (m.)	TRAMO	MUES.	COLUMNA	LITOLOGÍA	FAUNA																			
SENOMENSE INFERIOR	75	5			Dolomías grises masivas y en el techo dolomías grises de romboedros																				
					Dolomías arcillosas amarillentas con intercalaciones de bancos de dolomías grises																				
	35	4	687	686	685	684	Calizas oolíticas.	Gasterópodos, Ostrácodos, Algas, <i>Dicyclina schlumbergeri</i> , <i>Cuneolina</i> , <i>Rotáridos</i> , <i>Textularidos</i> , <i>Miliólidos</i> .																	
	70	2	683	682	681	680	679	Calizas grises oolíticas tableadas y dolomías arcillosas.	<i>Cuneolina pavonia</i> , Gasterópodos, Algas, <i>Praealveolina simplex</i> , <i>Daxia</i> .																
CENOM. SUP.	50																								
	MEDIO	50			Dolomías grises masivas																				
INFERIOR					75	1	678	677	676	675	674	673	672	671	670	669	668	667	666	665	664	663	662	661	660
	Areniscas, calcarenitas bioclásticas y dolomías areniscosas grises.	Lamelibránquios, Equinodermos, <i>Orbitolinas</i> , <i>Cuneolina</i> , <i>Pseudocyclamina rugosa</i> .																							
ALB.					Arenas blancas y rojas y margas																				

Figura 58

Tramo 4 — 55 metros de calizas y dolomías arcillosas. De abajo a arriba se observa: — 20 m. de calizas oolíticas con alguna intercalación de dolomías arcillosas. Contienen en la base *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneo-*

lina, Rotálidos, Textuláridos, Miliólidos y Algas. En el techo la fauna es típica marino-lagunal de Gasterópodos, Ostrácodos y Algas.

— 35 m. de dolomías arcillosas amarillentas con intercalaciones de dolomías grises de aspecto microcristalino.

Tramo 5—75 metros de dolomías grises masivas y en el techo dolomías grises de romboedros de dolomita.

2.3.3.3.2.2. Edad

Hasta ahora el Cretácico Superior del Prebético Externo e Interno ha venido siendo vagamente datado por los distintos autores. A los tramos 1, 2 y 3 se les ha atribuido una edad Cenomaniense-Turonense, sin más precisiones. Para el resto de los tramos, por el contrario, las dataciones han sido más precisas (Senoniense).

En el área de estudio aquí incluida, gracias a la presencia de zonas preservadas de la dolomitización, los 7 tramos que he distinguido en el Cretácico Superior han podido ser datados con bastante precisión. Vamos a ver qué edad tiene cada uno de ellos.

Tramo 1—Ha sido datado, en su base, en la serie de la Raspilla por la presencia de *O. concava* (LAMARCK) y *O. durandelgai* (SCHROEDER) y en el resto del tramo, casi hasta el techo, en la serie de Los Collados con la asociación de *O. concava* (LAMARCK), *Neoiraqia convexa* (DANILOVA), *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS y *Pseudocyclamina cf. rugosa* D'ORBIGNY. De acuerdo con esta asociación faunística, la edad de este tramo es Cenomaniense Inferior-Medio.

Tramo 2—Ha sido datado también en la serie de Los Collados. La presencia de *Praevalveolina simplex* (RIEHEL) y *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY indican una edad Cenomaniense Superior para este tramo.

Tramo 3—La datación del tramo 3 no está muy clara, ya que la fauna hallada es escásima. Sin embargo, en la serie de Ardal, en el techo, se ha encontrado una *Martiguesia*? De tratarse de este fósil, lo cual parece muy probable, el techo de este tramo marcaría el tránsito Turonense-Senoniense Inferior, por lo que, considerando que el tramo 2 es de edad Cenomaniense Superior, el 3 representaría al Turonense.

Tramo 4—Sólo ha arrojado fauna en la serie de Los Collados, ya que existen niveles calizos preservados de la dolomitización. La asociación *Cuneolina-Dicyclina*-Rotálidos, junto con otra formada por Gasterópodos-Ostrácodos-Algas, hablan de un ambiente marino-lagunal, típico del Senoniense Inferior (Santoniense) de este sector, como se verá en los tramos siguientes.

Tramo 5—Este tramo está muy bien datado en la serie de la Raspilla, por ejemplo. La presencia de *Rotalina cayeuxi* LAPPARENT, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Pithonella*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, etc., permiten dar una edad Senoniense Inferior y más exactamente Santoniense para este tramo.

Tramo 6—Está representado exclusivamente en la serie de Cuquillo. La fauna no es muy representativa, Charáceas, Ostrácodos, Algas y Microcodium; pero por

presentar una facies muy parecida a la de los tramos inferiores, pienso que aun pertenece al Senoniense Inferior.

Tramo 7—Es también en la serie de Cuquillo donde únicamente está representado. La presencia de *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *O. tissoti* SCHLUMBERGER y *Siderolites* sp., permite asegurar que la edad de este tramo es Senoniense Superior y más concretamente Maestrichtiense.

2.3.3.3.2.3. Conclusiones generales del Cretácico Superior en el sector estudiado.

Se han podido distinguir siete tramos dentro del Cretácico Superior con características bien definidas.

No en todos los sitios de esta región están representados; a veces faltan, bien porque no se han depositado, bien porque algunos fueron erosionados, o bien porque existen cambios de facies entre ellos. Tampoco sus potencias son constantes de unos puntos a otros.

Dado que existe un gran predominio de materiales dolomíticos en las series, sobre todo en el Cenomaniense-Turonense, surgió desde un principio la necesidad, por parte de los autores que estudian el Prebético, de referirse a nombres de formaciones y no a edades, por no estar aún datados con exactitud.

Así, en el Estudio Hidrogeológico «Cazorla-Hellín-Yecla» se denominan a estos tramos por las formaciones siguientes:

Tramo 1—Formación «QUESADA».

Tramo 2—Formación «FRANCO».

Tramo 3 y restantes—Formación «BENEJAMA».

Estos nombres, que están referidos a poblaciones en donde están mejor representadas estas formaciones, fueron utilizados inicialmente por SEPE y ENPASA.

Voy a resumir las características litológicas fundamentales que definen a cada tramo y sus variaciones de facies y potencia de unos sectores a otros. Figura 59.

En general existen dos grandes formaciones litológicas en las columnas del Cretácico Superior:

— Formación dolomítica en la base.

— Formación caliza en el techo.

Dentro de la formación dolomítica se distinguen siempre tres miembros:

C₁— Miembro dolomítico inferior.

C₂— Miembro dolomítico arcilloso y arcilloso-dolomítico.

C₃— Miembro dolomítico superior.

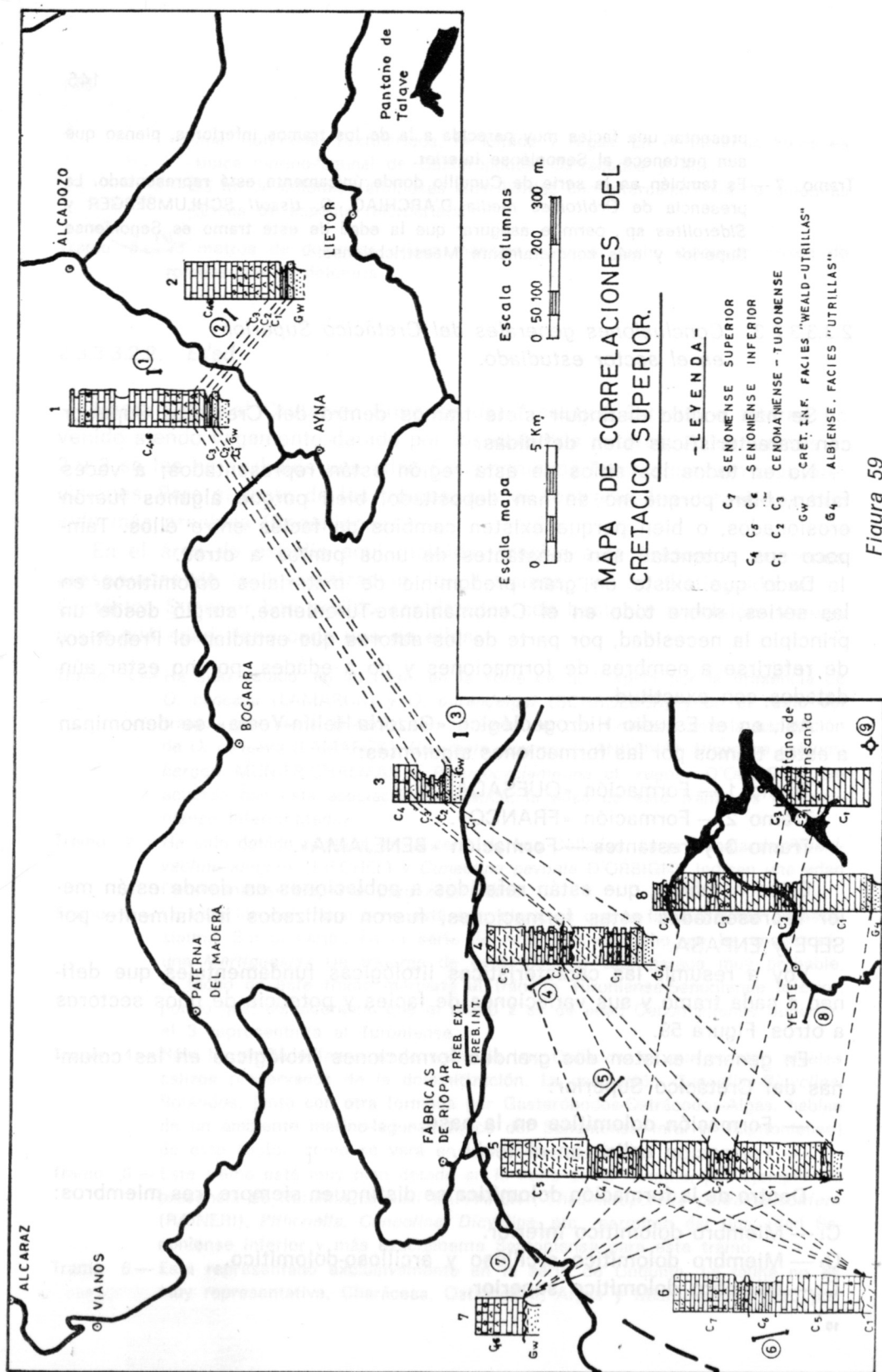


Figura 59

Estos tres miembros son tan constantes en el Prebético Externo e Interno de toda la Zona Prebética, que cuando alguno no aparece casi podemos asegurar que se ha depositado y posteriormente erosionado.

En cuanto a la formación caliza en el Prebético Externo no se puede distinguir miembros (tal vez por cambio de facies); sin embargo, en el Prebético Interno se observa:

- C₄ — Miembro dolomítico arcilloso (a veces calizo) y arcilloso-dolomítico.
- C₅ — Miembro calizo, con frecuencia muy dolomitizado.
- C₆ — Miembro dolomítico arcilloso.
- C₇ — Miembro detrítico.

Hay que resaltar la presencia de discordancias, en algunos puntos, del Senoniense sobre los demás materiales del Cretácico Superior, incluso paraconformidades dentro del Senoniense.

Así, por ejemplo, en Los Collados, el Senoniense Inferior descansa sobre el Cenomaniense Superior, faltando el Turoniense. En el Cuquillo esta discontinuidad estratigráfica se acentúa y el Senoniense Inferior descansa sobre el Cenomaniense Inferior, faltando el Cenomaniense Superior y Turoniense. En el Cuquillo, además, falta el tramo 4 del Senoniense Inferior.

En el Padroncillo la discontinuidad se hace más importante y el Senoniense Inferior descansa sobre la facies «Weald-Utrillas». Como se ve, entre el Senoniense y los materiales infrasenonienses existe a veces una discontinuidad estratigráfica, discontinuidad que al parecer se acentúa hacia el Oeste, esto es, hacia el borde de la cuenca. Estos hechos han sido puestos de manifiesto también hacia el Sureste por L. JEREZ (1973), y hacia el Suroeste por F. JEREZ (1969). Esta discontinuidad, que a escala de corte parece tratarse de disconformidad, es en realidad una discordancia.

Los niveles más inferiores datados en el Senoniense corresponden al Santiense, faltando, posiblemente, el Coniaciense por paraconformidad.

Estas discontinuidades estratigráficas parecen ser debidas a movimientos verticales del Trías.

Las características estratigráficas que definen a los siete tramos, resumidas, son las siguientes:

Tramo 1 — (Cenomaniense Inferior-Medio).

Siempre suele estar compuesto por dolomías muy detríticas y con mucha frecuencia en la base hay una zona preservada de la dolomitización de biointramicritas. En algún caso (caso único de todo el Prebético Interno) la dolomitización ha respetado gran parte de este tramo (Serie de Los Collados) y se puede observar que en su origen se trataban de micritas arenosas, calcarénitas subnodulosas y algunos bancos de areniscas con estratificación cru-

zada. Entre estas dolomías y la facies «Utrillas» es muy frecuente la existencia, sobre todo en el Prebético Externo e Ibérica, de unas arcillas verdes, que pueden pertenecer bien al Cenomaniense Inferior, o bien al Albiense de la facies «Utrillas».

La presencia de Orbitolinas en la base es otra constancia, incluso extensiva a todo el Prebético, y aún en los casos de mayor intensidad de dolomitización se observan «fantasmas» de Orbitolinas.

La potencia varía, en general, de menor a mayor, de Norte a Sur y de manera brusca. Este hecho lo explicaré en el capítulo IV.

Mientras que en las Hojas de Alcaraz y Liétor este tramo tiene 10 m. de potencia (series de Herrería-Villarejo y Fuente Carrasca), en la Hoja de Yeste alcanza los 200 m. (serie de Raspilla). Parece ser que más al Sur tiende otra vez a disminuir (150 m. en la serie Ardal y 100 m. en la Hoja de Yetas). Hacia el Norte, en la Cordillera Ibérica, este tramo desaparece como tal y presenta la misma litología que el tramo 2, lo cual no quiere decir que no esté representado el Cenomaniense Inferior Medio, sino que existe un cambio de facies.

Tramo 2—(Cenomaniense Superior).

Es muy constante en este tramo la litología de dolomías arcillosas y arcillas dolomíticas amarillentas en todo el Prebético. Solamente en la serie de Los Collados algunos de estos bancos de dolomías arcillosas se hacen calizos, tratándose de calizas oolíticas tableadas.

La potencia, salvo en la Hoja de Liétor, que tiene 16 metros, en el resto del sector, tanto en el Prebético Externo como en el Interno, se mantiene constante, alrededor de los 50-60 m.

Tramo 3—(Turoniense).

Es fundamentalmente dolomítico, pero mientras que en el Prebético Externo viene definido por dolomías grises y dolomías muy recristalizadas rojas y amarillas, en el Prebético Interno está representado exclusivamente por dolomías grises oscuras; en la serie de Ardal son más claras y hacia el techo se hacen detríticas.

La potencia aumenta de Norte a Sur de una manera brusca, como ocurre en el Cenomaniense Inferior-Medio, siendo de 15-25 m. en las Hojas de Alcaraz y Liétor (series de La Herrería-Villarejo y Fuente Carrasca), de 140 m. en la serie de Raspilla y de 200 m. en la serie de Ardal.

Analizando las potencias conjuntas de los tres tramos (Cenomaniense-Turoniense) se observa un área de surco en el Prebético Interno.

Tramos 4, 5 y 6—(Senoniense Inferior).

El Senoniense Inferior, en el Prebético Externo, como he dicho, presenta una facies caliza única, que en esta región presenta de abajo a arriba la sucesión siguiente:

- Calizas marmóreas recristalizadas blancas con Rudistas.
- Calizas con «cailloux noirs».
- Calizas micritas y oolíticas beige.
- Calizas micríticas con nódulos de sílex.

La potencia mayor registrada es de 261 m. en la serie de La Herrería.

En el Prebético Interno, en cambio, se observan tres tramos diferentes, que son, de mucho a techo:

Tramo 4—Alternancia de dolomías arcillosas amarillentas, dolomías grises, arcillas do-

lomíticas amarillentas y dolomías amarillas y rojas muy recristalizadas (series de la Raspilla y Ardal). Algunos bancos de dolomías presentan nódulos de sílex. En la serie de Los Collados algunos bancos de estas dolomías se hacen calizos con oolitos.

La potencia mayor registrada es de 114 m. en la serie de Raspilla.

Tramo 5— Parece que comienza con un potente subtramo de dolomías masivas que en la serie Raspilla presenta 123 m., y le sigue hacia el techo otro subtramo calizo de micritas y biomicritas recristalizadas y calizas con «cailloux noirs». En total puede superar los 187 m. de potencia. En la serie de Cuquillo, este tramo se hace algo más calizo y, salvo una intercalación de 50 m. de dolomías, el resto corresponde a micritas beige y calizas oolíticas.

Tramo 6— Sólo se ha visto en la serie de Cuquillo y está representado por 60 m. de dolomías arcillosas amarillentas que hacia el techo se hacen más detríticas.

En cuanto a la potencia del Senoniense Inferior, en uno y otro de los dominios del Prebético no existen grandes diferencias; en el Prebético Externo existe un mínimo de 261 m. y en el Interno de 350 m. Como se ve es mayor en el Prebético Interno, pero no excesivamente mayor, en comparación a lo que ocurre con el Cenomaniense Turoniense.

Tramo 7—(Senoniense Superior).

Poco se puede hablar del Senoniense Superior, pues sólo aflora en la serie de Cuquillo; parece probable pensar que en el resto de la región situada al Norte no llegó a depositarse, o bien se depositó y posteriormente se erosionó.

Viene representado por un tramo detrítico constituido por calcarenitas oolíticas, y areniscas con alguna intercalación de micritas grises. En este corte presenta una potencia de 155 m.

El Senoniense Superior comienza con niveles francamente marinos, con alto nivel de energía, de Orbitoides, Cuneolina, Dictyopsella, etc., y continúa con un régimen más marino-lagunal con presencia de Ostrácodos, Rotalinas y Charáceas. Este ciclo se repite en la parte alta de la serie.

2.3.4. Terciario

Los únicos materiales del Terciario, claramente representados en la región estudiada, son los correspondientes al Mioceno y posiblemente al Plioceno. También y sólo en las proximidades del Embalse de Talave, existen unos materiales arcillosos rojizos que tal vez correspondan en parte al Oligoceno Superior, por correlación con otros sectores circundantes. No obstante, y por no estar seguro de ello, incluiré estos materiales, para su estudio, en el Mioceno.

2.3.4.1. MIOCENO

Presenta diferencias de facies y de potencias de unos puntos a otros, habiéndose observado cuatro facies distintas: marina, lacustre, fluvial y

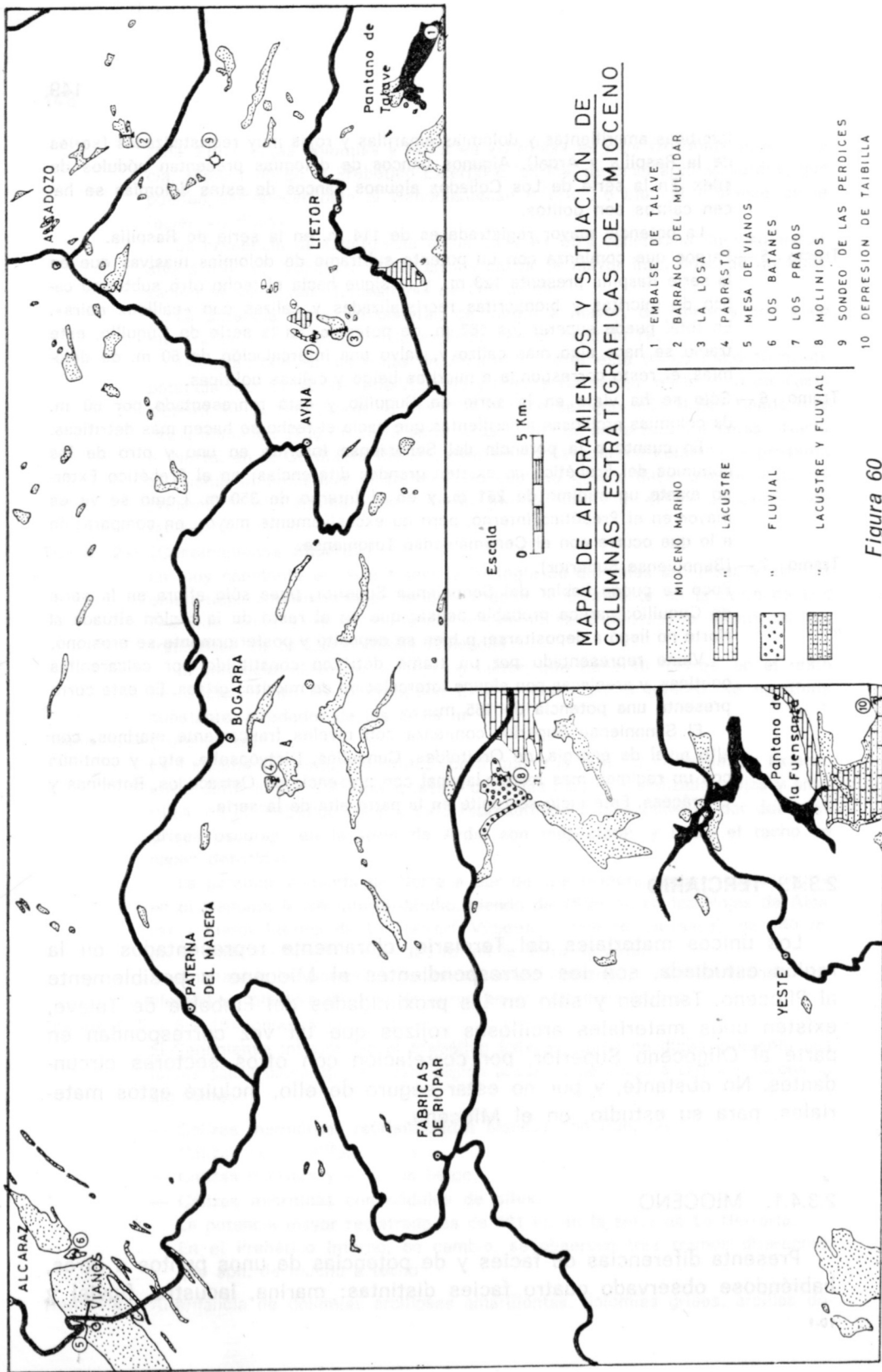


Figura 60

una última intermedia entre lacustre y fluvial. De ellas sólo la primera corresponde al Mioceno pretectónico y por tanto está afectado por la orogenia principal, y las restantes al Mioceno postectónico, presentando sus estratos horizontales prácticamente, esto es, sin deformar.

Sólo en contadas ocasiones ha podido ser datado con exactitud, dado su carácter detrítico por un lado, y por otro la casi ausencia de materiales arcillosos, que son los que, por levigado, arrojan una fauna más característica.

Reposa en discordancia sobre cualquier material más antiguo que él, y además dentro del Mioceno existen discontinuidades estratigráficas entre unas facies y otras; así, por ejemplo, los afloramientos de Mioceno lacustre y fluvial reposan disconformemente sobre el Mioceno marino.

Los afloramientos de Mioceno están repartidos por toda la región, aunque son de pequeña extensión. En general, se puede decir que el Mioceno marino aparece bien coronando las cotas más elevadas de los cerros, o bien implicado en las fallas inversas; los afloramientos del Mioceno lacustre, fluvial y de facies intermedia constituyen por el contrario el relleno de ciertas depresiones. Figura 60.

2.3.4.1.1. Descripción de series tipo

A) MIOCENO PRETECTONICO

Serie del Embalse de Talave (fig. 61).

El corte se ha efectuado en el sureste del Embalse de Talave, cuyas coordenadas del comienzo son: 1° 49' 22" y 38° 30' 4", y las del final, 1° 49' 10" y 38° 30'.

El Mioceno ocupa el núcleo de un pequeño sinclinal de calizas y dolomías del Dogger y la serie está tomada en el flanco norte de este sinclinal.

De muro a techo aparece:

— Calizas del Dogger.

Tramo 1—30-50 metros de arcillas y arenas rojas con niveles de conglomerados de cantos de cuarcita (parecido a la facies «Weald-Utrillas»). En levigado las arcillas no han arrojado fauna; sólo se ha encontrado granos de cuarzo, y algunos fragmentos de rocas metamórficas y de calizas.

Tramo 2—30 metros de calcarenitas bioclásticas y en su base existe un conglomerado monogénico de cantos de cuarcita. En lámina delgada corresponden a biomicrofósiles algo arenosos con restos de Lamelibranquios, Briozoos, Equinodermos, *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Elphidium*, Rotálidos y Melobesias.

Tramo 3—20 metros de zona derrubada de cantos de cuarcita; corresponde a una zona blanda, posiblemente de arcillas.

EMBALSE DE TALAVE (LIETOR NUM. 842)

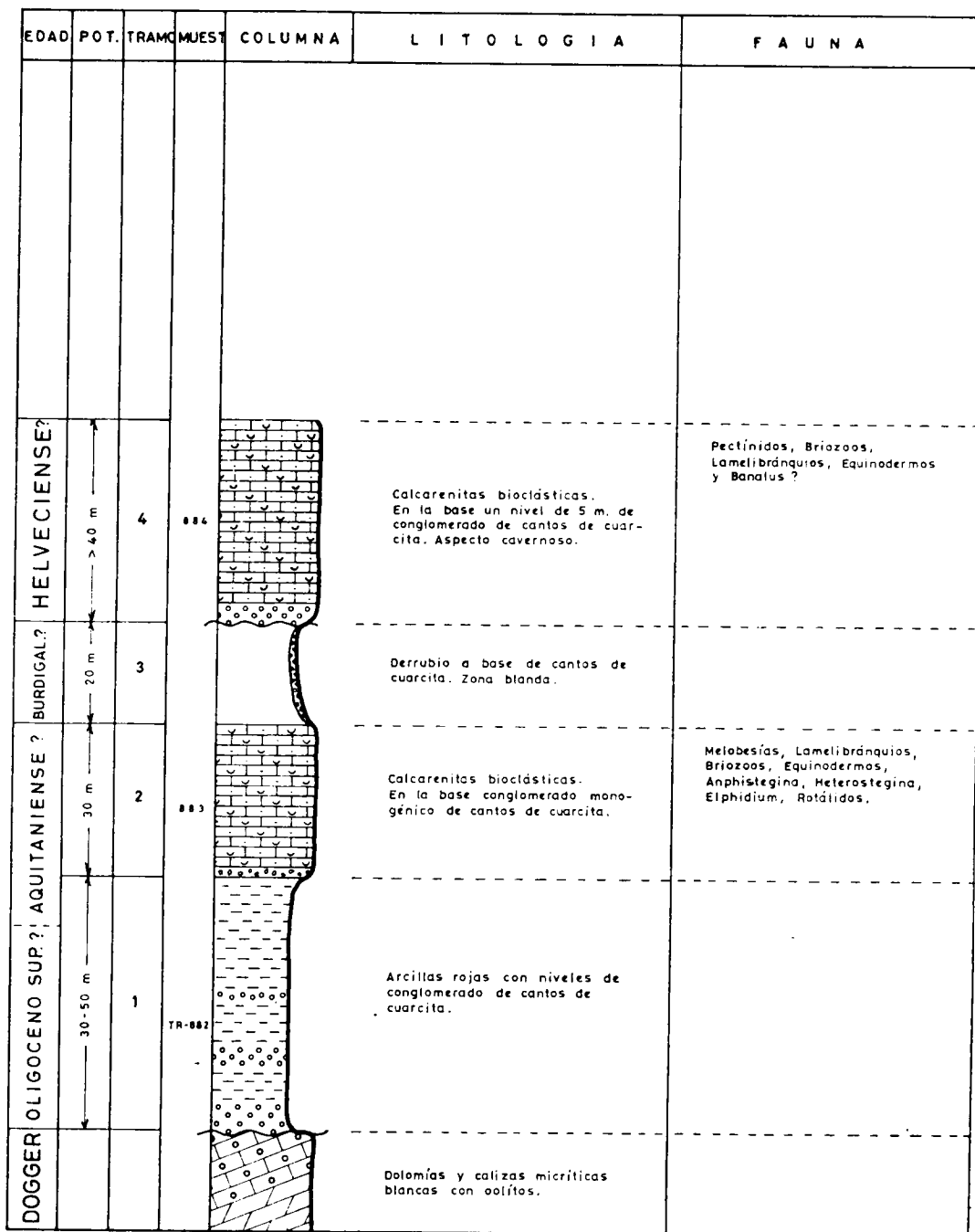


Figura 61

Tramo 4 — 40 metros de calcarenitas bioclásticas, con aspecto cavernoso, y en su base existe un nivel de 5 m. de conglomerado de cantos de cuarcita. En realidad este tramo corresponde a un biolitito de Briozoos, Lamelibránquios, Equinodermos y Balanus?

Este tramo descansa, por discordancia angular, sobre la zona derrubida.

Serie del Barranco del Mullidar (fig. 62).

La serie se inicia en el punto de coordenadas 1° 46' 8" y 38° 37' 11", y tiene una dirección casi Norte-Sur, atravesando perpendicularmente al Barranco del Mullidar, situado éste al norte de Fuente Albilla y sur del Estrecho del Mullidar.

El corte se sitúa en el flanco meridional de un pequeño sinclinal de dirección Este-Oeste, situado al norte del anticlinal jurásico de Fuente Albilla; entre ambos pliegues existe un cabalgamiento con vergencia Norte que ha cobijado al Mioceno, de ahí que la serie que describiré a continuación resulte incompleta.

De muro a techo aparece:

Tramo 1 — Más de 30 metros de limos blanco-amarillentos con niveles de areniscas. Los limos, por levigado, han dado un residuo formado por fragmentos de margas calcáreas duras y cuarzo. Se han observado: Radiolarios, *Lágena*, *Globorotalia* af. *praemenardii* CUSHMAN y STINFORTH, *Praeorbulina glomerosa* (BLOW.), *Globigerinoides* sp., *Globigerinita* sp., *Cibicides* sp., *Globigerina* sp., Ostrácodos, *Globorotalia* af. *miozea* FINLAY, *Elphidium* sp., *Orbulina* af. *univversa* D'ORBIGNY y radiolas de Equínidos. Se observa fauna resedimentada del Cretáceo.

Tramo 2 — 7 metros de un conglomerado monogénico de cantos de cuarcita. Existe una intercalación de 2 m. de areniscas rojas con algo de glauconita y restos de Lamelibránquios, *Róbulus*, Lagénidos, Briozoos, Textuláridos, *Elphidium*, Equinodermos, *Dentalium* y radiolas de Equínidos.

Tramo 3 — 40 metros de calizas arenosas blanco-rojizas con estratificación cruzada. Han librado fauna de Lamelibránquios, Briozoos, Equinodermos, Rotálidos, *Elphidium*, Textuláridos y *Globigerinoides*.

Discordante sobre este último tramo aparece un conglomerado de cantos de cuarcita y arcillas rojas («raña»).

Serie de La Losa (fig. 63).

La serie está levantada en las inmediaciones de Híjar, en el cerro de La Losa. Parte del punto de coordenadas 1° 40' 22" y 38° 32' 19", al sur del río Mundo, y presenta una dirección Norte-Sur hasta tocar los primeros niveles del Mioceno de facies lacustre.

La estructura es monoclinial, buzante hacia el Norte.

De muro a techo y discordante sobre las calizas blancas del Senoniense, se observa:

Tramo 1 — 5 metros de conglomerado monogénico de cantos de cuarcita.

BARRANCO DEL MULLIDAR (LIETOR NUM. 842)

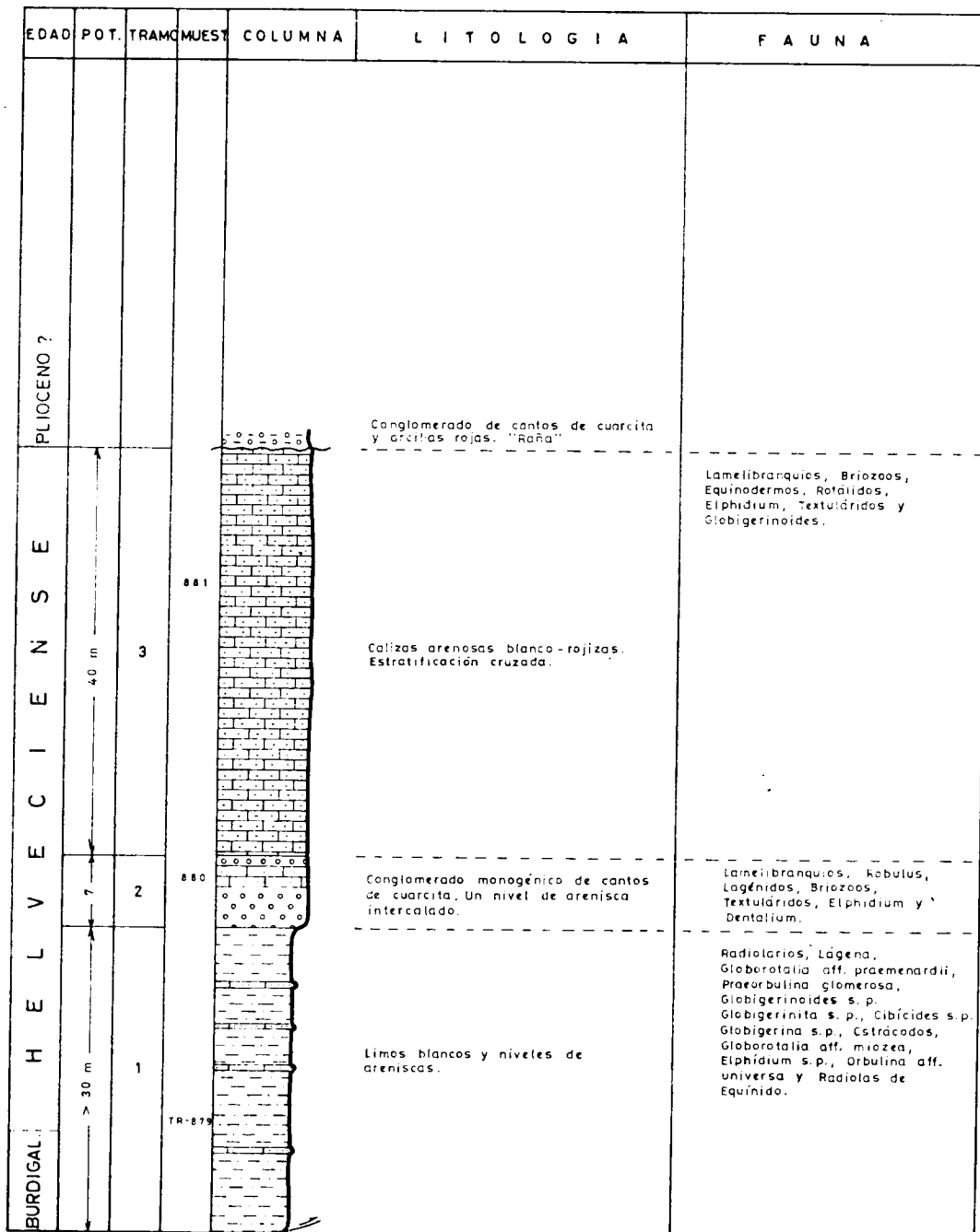


Figura 62

LA LOSA (LIETOR NUM. 842)

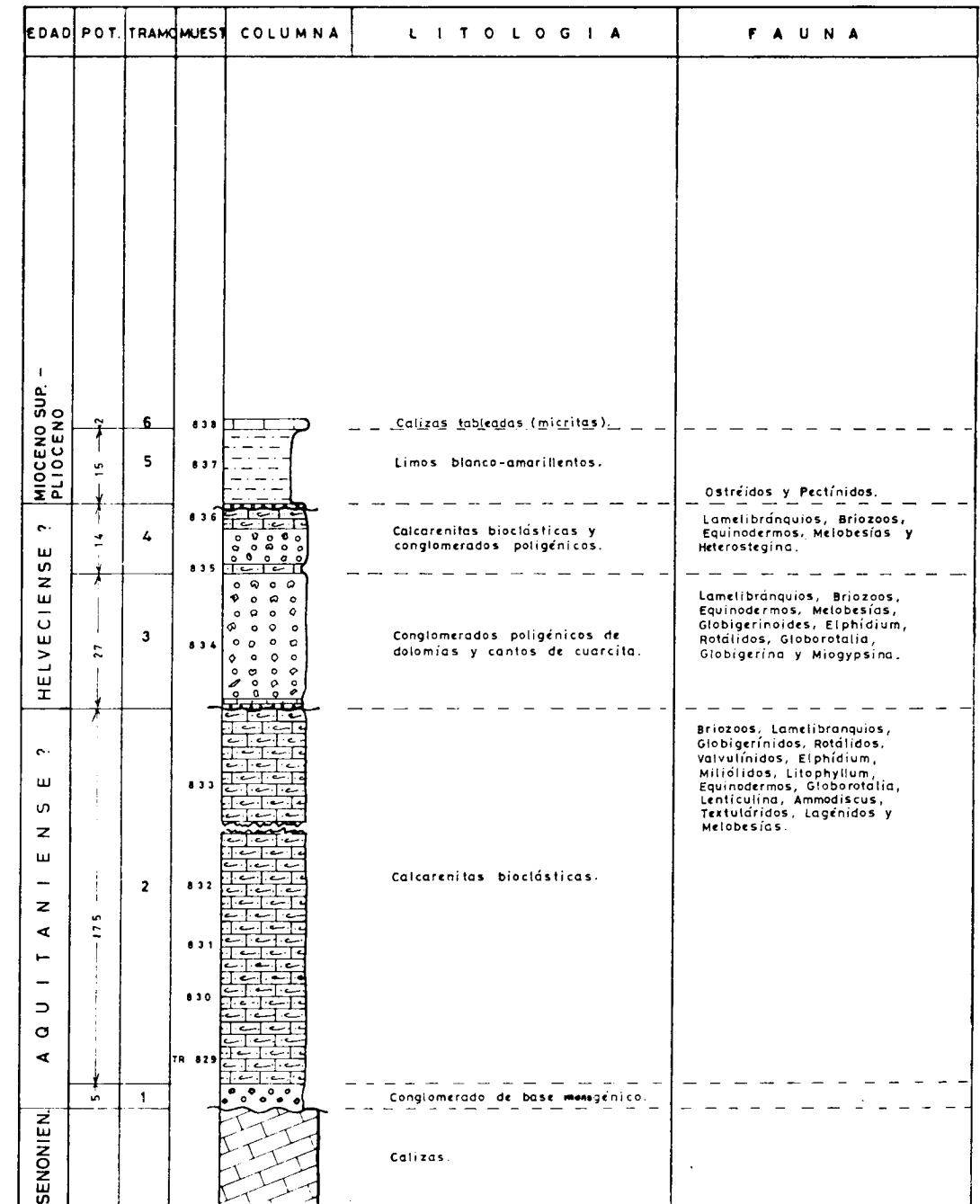


Figura 63

Tramo 2—175 metros de calcarenitas bioclásticas amarillentas, que en lámina delgada resultan ser biomicruditas muy trituradas con algo de glauconita y fauna de Briozoos, Lamelibranquios, *Globigerinidos*, Rotálidos, Valvulínidos, *Elphidium*, Miliólidos, *Lithophyllum*, Equinodermos, *Globorotalia*, *Lenticulina*, *Ammodiscus*, Textuláridos, Lagénidos y Melobesias.

Tramo 3—27 metros de conglomerado poligénico de cantos de dolomías del Dogger, calizas del Cretácico Superior y cantos de cuarcita. Este tramo descansa paraconformante sobre el anterior.

Existen algunos niveles de calizas arenosas intercaladas que corresponden texturalmente a biomicruditas con Lamelibranquios, Briozoos, Equinodermos, Melobesias, *Globigerinoides*, *Elphidium*, Rotálidos, *Globorotalia*, *Globigerina* y *Miogypsina*.

Tramo 4—14 metros de calcarenitas bioclásticas con niveles de conglomerados poligénicos de dolomías, calizas y cantos de cuarcita.

En lámina delgada los niveles calizos resultan ser biomicruditas con intraclastos y óxido de hierro y biolititos con Lamelibranquios, Briozoos, Equinodermos, Melobesias y Heterostegina.

Disconformemente sobre el último tramo descrito, aparecen 17 m. de limos blanco-amarillentos, con un nivel de conglomerado de cantos de cuarcita en la base, con fauna de Ostreidos y Pectínidos y hacia el techo otro nivel de calizas tableadas de micritas arcillosas con mineral de cobre. Estos últimos materiales corresponden ya al Mioceno Superior-Plioceno? de facies lacustre.

El Mioceno del Picayo y el Ardal

Ambos afloramientos del Mioceno se encuentran coronando las cimas de los cerros del mismo nombre a cota de 1.300 m.

Se estudian conjuntamente en este apartado, por presentar ambos afloramientos la misma facies, y por otro lado por tratarse de una litología muy peculiar y diferente a la de otros puntos.

Se trata de biomicritas blancas con esparita y con abundantes Melobesias.

En el Ardal, además de Algas en las calizas blancas, se ha encontrado fauna de Briozoos, Amphistegina, Rotálidos, Lagénidos, Radiolarios, *Globorotalia kugleri* BOLLI, *Miogypsina*, Equinodermos y Lamelibranquios. Sobre las calizas blancas existen otras calizas ligeramente arenosas con *Bulimina*, Valvulínidos, *Operculina* y *Globigerinoides*, además de la fauna ya descrita anteriormente.

En el Picayo se ha encontrado, además de abundantes Melobesias, fauna de Equinodermos, Lamelibranquios, Briozoos, *Amphistegina*, *Elphidium crispum* (LINNEO), Textuláridos, Lagénidos y *Globigerinoides*.

Serie del Padrastro

El afloramiento del Padrastro corona el cerro de este mismo nombre, cuyo vértice geodésico es de 1.502 m. Este afloramiento se sitúa en el núcleo de un sinclinal de Dogger.

El corte se ha efectuado en la ladera meridional de este cerro, cuyo punto de partida tiene de coordenadas 1° 27' 15" y 38° 33' 47".

De muro a techo, y discordantemente sobre las dolomías del Dogger, aparece:

Tramo 1—2 metros de conglomerados monogénicos de fragmentos angulosos de dolomías del Dogger.

Tramo 2—50 metros de biosparitas de Briozoos con Rotálidos, Melobesias, *Globigerinas*, Moluscos, Equinodermos y *Amphisteginas*.

Serie de la «mesa» de Vianos (fig. 64).

El corte se ha efectuado, de Noroeste a Sureste, desde los tajos de Vianos hasta un pequeño montículo situado a 300 m. al Sureste de este pueblo. El punto de partida de este corte tiene de coordenadas 1° 11' 20" y 38° 38' 4".

De muro a techo puede observarse sobre las dolomías microcristalinas del Lías Inferior.

Tramo 1—16 metros de biomicritas arenosas y en la base existe un nivel de 1 m. de espesor, de conglomerado de cantos de cuarcita. A lámina delgada estas calizas han arrojado una fauna de Melobesias, Ataxofrágmidos, *Globigerinidos*, *Globorotalidos*, Bolivínidos, *Miscellánea*, Moluscos, Equinodermos, Briozoos, *Elphidium* aff. *crispum* (LINNEO), *Heterostegina*, *Epónides*, *Amphistegina* y Textuláridos.

Tramo 2—20 metros de limos blanco-amarillentos. En levigado han dado la fauna siguiente: *Globigerina apertura* CUSHMAN, *Bulivina arta* MACFADYEN, *Globorotalia scitula ventriosa* OGNIBEN, *Uvigerina striatissima* PERCONING, *Uvigerina tenuistriata siphogenerinoides* LIPPARINI, *Ehrembergina alicantina* COLON, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerina* aff. *dutertrei* D'ORBIGNY, *Bulivina aculeata minima* TEDESCHI y ZAMMATTI, *Bulivinoides miocenicus* GIANNOTTI y *Cassidulina laevigata* D'ORBIGNY.

Tramo 3—10 metros de biosparitas arenosas con Ataxofrágmidos, Melobesias, Rotálidos, *Globigerinidos*, *Elphidium*, Moluscos y Equinodermos.

Serie de los Batanes (fig. 65).

En realidad esta serie corresponde al tramo basal calizo de la serie de la Mesa de Vianos. Sin embargo, aquí presenta un mayor desarrollo, debido posiblemente a que los limos blanco-amarillentos presenten un cierto carácter disconforme.

La serie está tomada próximo a los Batanes, en los cortados del río

MESA DE VIANOS (ALCARAZ NUM. 841)

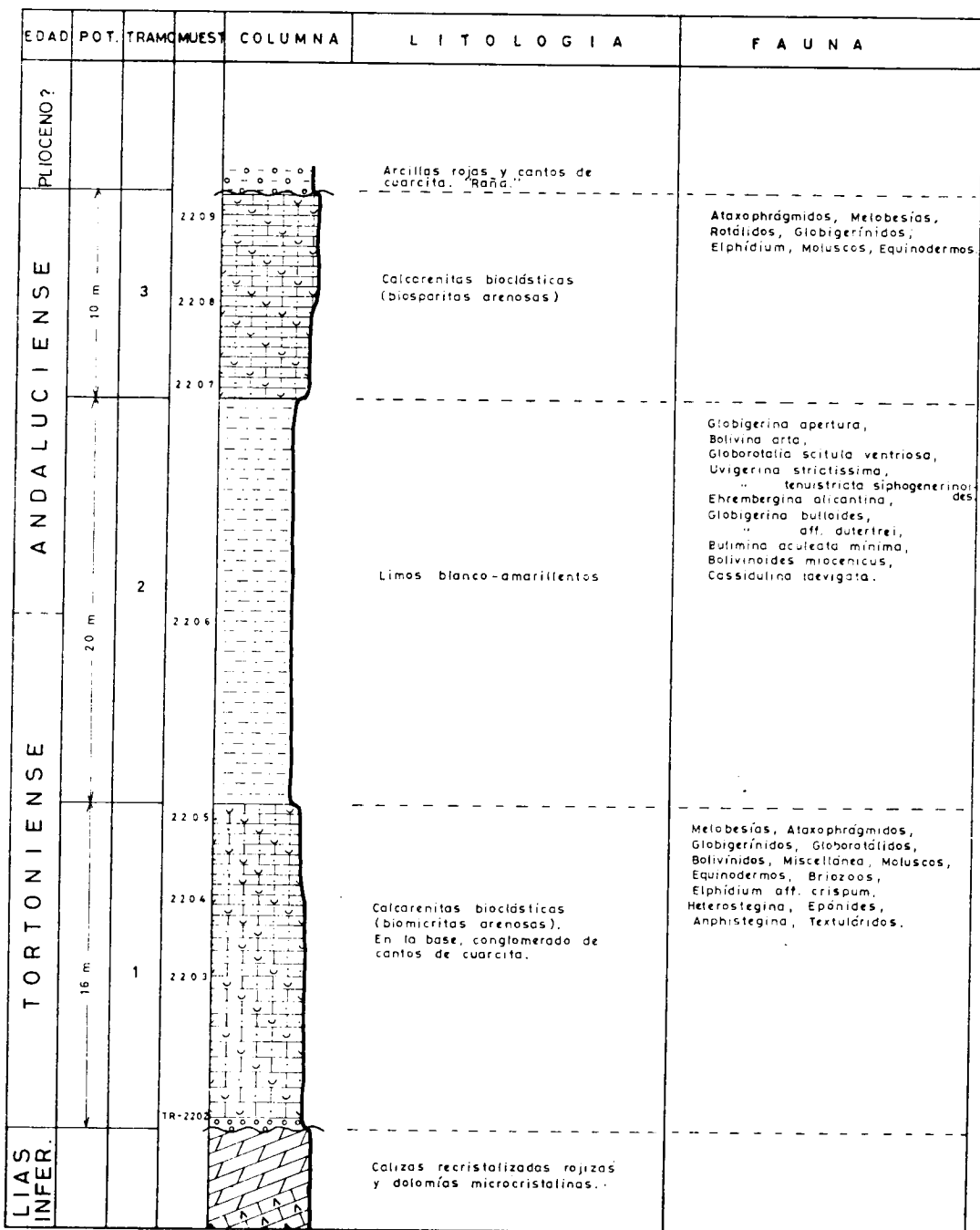


Figura 64

LOS BATANES (ALCARAZ NUM. 841)

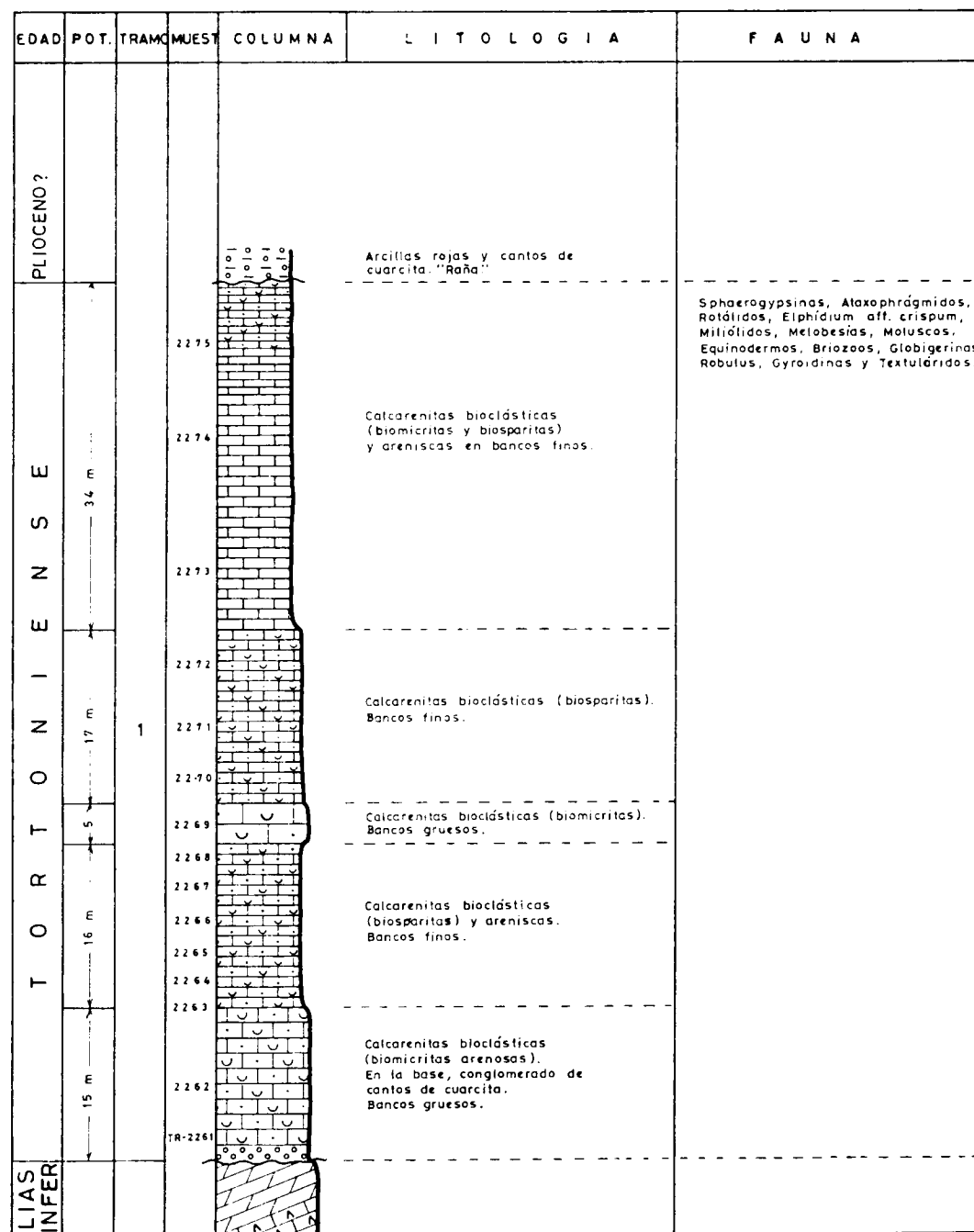


Figura 65

de la Mesta. Las coordenadas del comienzo del corte son: 1° 13' 25" y 38° 38' 43".

Al igual que en la Mesa de Vianos, los estratos están subhorizontales, aunque aquí la estructura es de un pequeño anticlinal.

De muro a techo se observa sobre las dolomías del Lías:

Tramo 1—86 metros de calcarenitas bioclásticas y areniscas calcáreas. Se ha encontrado fauna de: *Sphaerogypsina*, Ataxophrágmidos, Rotálidos, *Elphidium* aff. *crispum* (LINNEO), Miliólidos, Melobesias, Moluscos, Equinodermos, Briozoos, *Globigerinas*, *Robulus*, *Gyrooidinas* y Textuláridos.

En estos 86 m. se pueden apreciar, de abajo a arriba y con detalle:

- 1 m. de conglomerado de cantos de cuarcita.
- 14 m. de biomicritas arenosas, bancos gruesos.
- 16 m. de biosparitas y areniscas, bancos finos.
- 4 m. de biomicritas, bancos gruesos.
- 17 m. de biosparitas, bancos finos.
- 34 m. de biomicritas, biosparitas y areniscas calcáreas, bancos finos.

El Mioceno implicado en las escamas al sur de Vianos

Se han recogido algunas muestras sueltas de los afloramientos de Mioceno implicados en las escamas del sur de Vianos.

A lámina delgada han correspondido a biomicritas y biosparitas con fauna de: Melobesias, *Heterostegina*, Rotálidos, Globorotálidos, *Elphidium* aff. *crispum* (LINNEO), Moluscos, Equinodermos, Briozoos, Lamelibranquios, Anomalínidos y Ataxophrágmidos.

Como se ve, la fauna encontrada es muy similar a la existente en la serie de los Batanes.

B) MIOCENO POSTECTONICO

Serie de los Prados (fig. 66).

Por la carretera que va a Híjar, y próximo a este pueblo, existe una pequeña depresión, estrecha y alargada, según una dirección Norte-Sur, originada por fallas. En dicha depresión se ha depositado el Mioceno de facies lacustre o Pontiense.

Se ha establecido una serie en el paraje de los Prados, en un pequeño montículo situado al Oeste de la carretera y norte de Híjar.

El corte se inicia en el punto de coordenadas 1° 40' 36" y 38° 33' 4", y termina en la cima de dicho cerro.

Los estratos están prácticamente horizontales, si bien entran a formar parte de un pequeño sinclinal de dirección Norte-Sur.

LOS PRADOS (LIETOR NUM. 842)

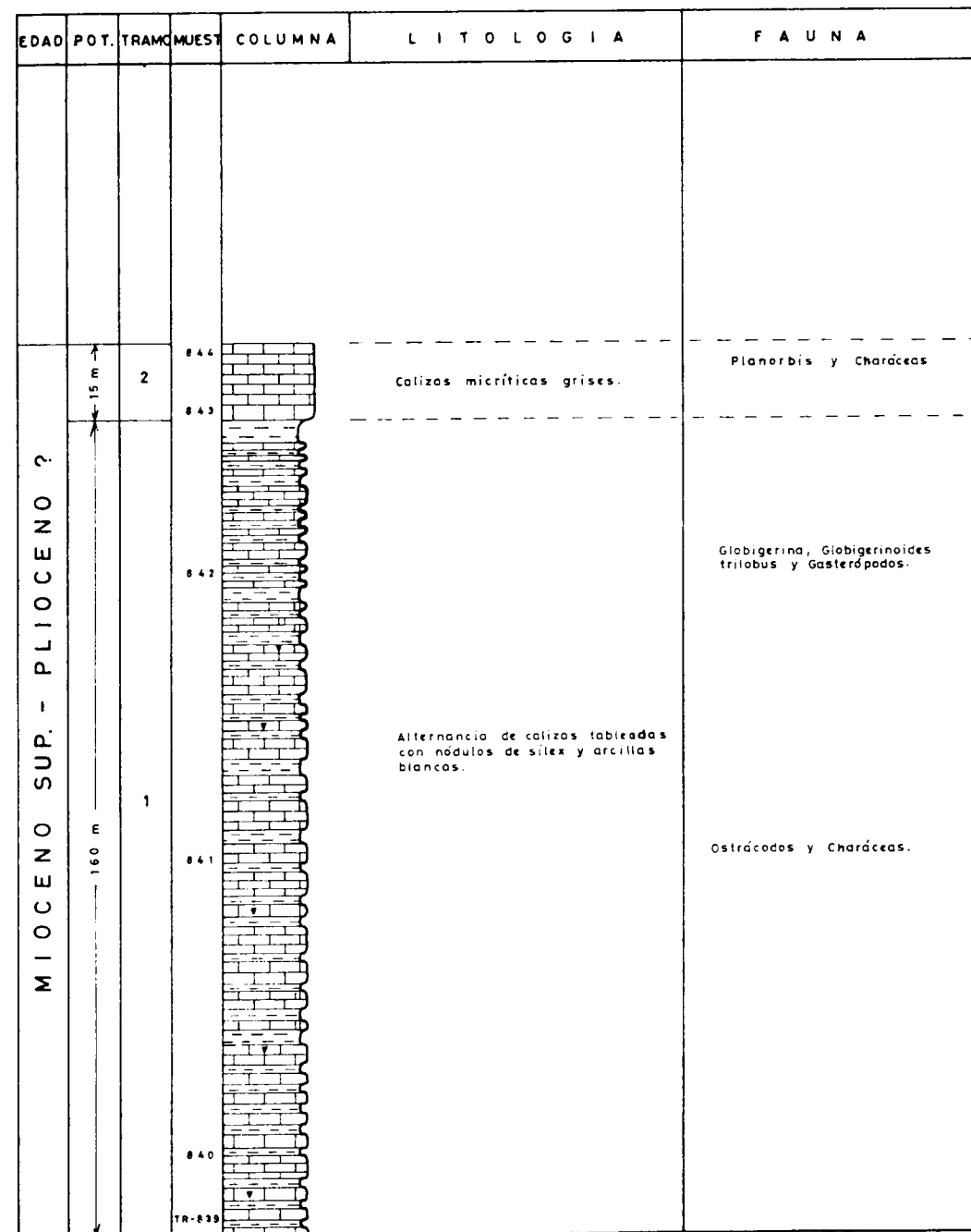


Figura 66

De muro a techo se observa:

— Mioceno marino, equivalente a la serie de la Losa.

Tramo 1—160 metros de calizas tableadas y arcillas blancas.

Las calizas corresponden a micritas arcillosas recristalizadas (dismicritas) y es frecuente en ellas la presencia de sílex interstratificado, así como al microscopio se ha observado algo de cuarzo del tamaño del limo.

En lámina delgada las calizas han arrojado fauna de Ostrácodos y Algas (Charáceas).

En levigado las arcillas han dado un residuo formado por fragmentos de marga blanquecina, algo de cuarzo y óxido de hierro muy escaso. Se han visto restos de *Globigerina*, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) y fragmentos de Gasterópodos.

Tramo 2—15 metros de calizas micriticas arcillosas en bancos gruesos, algo recristalizadas, con algunos huecos y frecuentes restos de Gasterópodos (*Planorbis*) y Charáceas.

Serie de Molinicos (fig. 67).

Al norte de este pueblo existe un pequeño afloramiento de Mioceno de facies fluvial.

Partiendo del Km. 1,5 de la carretera de Molinicos a Torre Pedro y en dirección Sur-Norte, he levantado la serie que a continuación describiré.

De muro a techo se observa, sobre las dolomías del Cretácico Superior:

Tramo 1—43 metros de alternancia de brechas y conglomerados poligénicos y arcillas rojas. En la base existe un nivel de brechas calcáreas, con bloques de gran tamaño y angulosos, sobre éste un nivel de 5 m. de calizas tableadas de facies Pontiense, que en lámina delgada corresponden a una textura de micritas arcillosas, algo recristalizadas (dismicritas), con abundantes restos de Gasterópodos, Ostrácodos y Algas. Dentro de este tramo existen también algunos otros niveles de calizas de facies lacustre.

Tramo 2—25 metros de limos rojos y amarillentos.

Tramo 3—37 metros de alternancia de limos amarillentos, areniscas y algunos niveles de conglomerados poligénicos. En los niveles de areniscas, situados en el techo del tramo, se ha encontrado fauna de Lamelibranquios, Equinodermos, Briozoos, Globigerínidos y Melobesias. Como se ve, estos niveles de areniscas son marinos; pienso que resultan como consecuencia de la erosión de los relieves colindantes de Mioceno marino que en esta época ya estaban emergidos, aunque no hay que descartar la posibilidad de una transgresión marina.

Tramo 4—25 metros de brechas poligénicas, de color ladrillo, y que representan ya al Plio-Cuaternario, posiblemente.

Sondeo de las Perdices (fig. 69).

Este sondeo efectuado por el Tránsito Tajo-Segura, está emplazado en

MOLINICOS (YESTE NUM. 866)

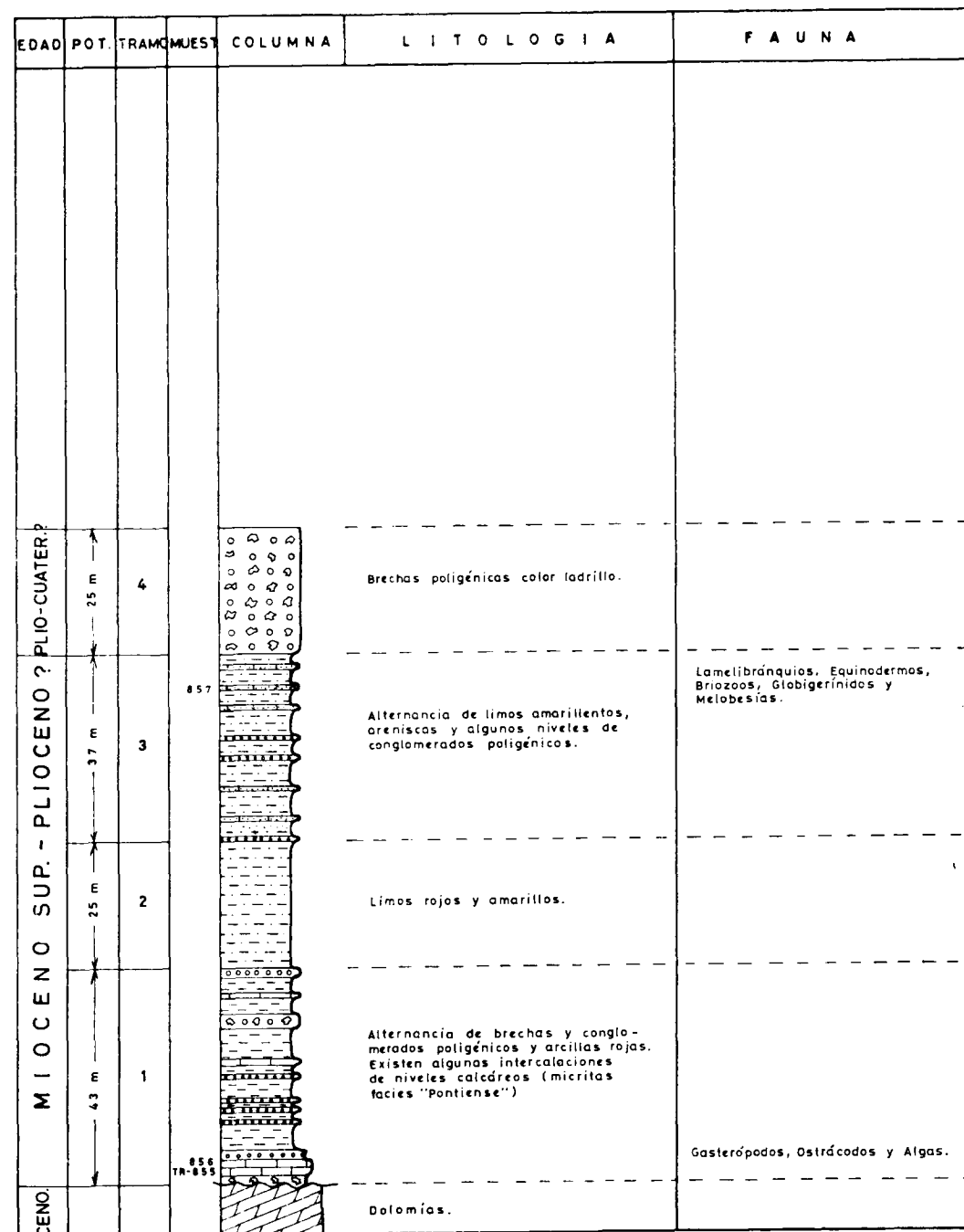


Figura 67

la depresión del Mullidar y tiene por coordenadas: X = 752.689,838; Y = 445.426,175. En él se piensa que corta a un Mioceno Superior-Plioceno? de facies fluvial. Sus características pueden verse en la figura 69.

El Mioceno de la depresión del Taibilla

Coincidiendo con el río Taibilla, se extiende una amplia depresión rellena de materiales margosos pertenecientes al Mioceno de facies intermedia entre lacustre y fluvial. Dicha depresión se sitúa, prácticamente en su totalidad, en la Hoja de Yetas. Sin embargo, en la esquina sureste de Yestes, dentro de los límites de la región estudiada, estos materiales están también representados en el pantano de la Fuensanta y en la depresión de Casas del Pino-Fuente Higuera.

Este Mioceno de facies intermedia reposa discordante sobre el Mioceno marino. Esto puede observarse en superficie, en las proximidades del Pantano de la Fuensanta y en los bordes de los afloramientos, así como, en profundidad, también se ha cortado en los sondeos de Casas del Pino y Fuente Higuera, realizados por el Estudio Hidrogeológico «Alto Júcar-Alto Segura».

El corte se ha efectuado partiendo de los alrededores del emplazamiento del sondeo de Casas del Pino, de coordenadas 1° 28' 43" y 38° 20' 21", hasta el pueblo de Claras, situado ya fuera del sector estudiado.

De muro a techo aparece sobre el Mioceno de medio marino:

Tramo 1 — 100-150 metros de alternancia de conglomerados, areniscas, margas arenosas, limos de color ocre y amarillento y eventualmente calizas de facies lacustre. En la base existe un nivel de conglomerado de cantos de cuarcita.

Los limos han dado por levigado un residuo formado por granos calizos, cuarzo y escasos restos de *Ammonia beccarii* LINNEO, *Discorbis orbicularis* TERQUEM, Radiolarios, *Globigerina* sp., fragmentos de Charáceas y *Noniom boneanum* (D'ORBIGNY). Existe, asimismo, fauna resedimentada del Cretácico.

Tramo 2 — 10 metros de travertino (pueblo de Claras).

Como vemos, este Mioceno es intermedio entre el de facies lacustre y el fluvial, existiendo indentaciones entre ambos.

2.3.4.1.2. Edad

Ya he dicho que, desgraciadamente, la fauna encontrada en el estudio de las muestras no ha sido representativa en la mayoría de los casos. Sin embargo, y teniendo en cuenta la posición relativa de los estratos, así como las facies representadas, voy a dar una atribución para cada uno de los tramos de las series que he estudiado.

En la serie del Embalse de Talave, el tramo 1, de arcillas y arenas rojas con niveles de conglomerados de cantos de cuarcita, corresponde a los

SONDEO «LAS PERDICES» (LIETOR NUM. 842)

EDAD	POT.	TRAMO	MUEST.	COLUMNA	LITOLÓGIA	FAUNA
MIOCENO SUP. - PLIOCENO ?	0					
	10					
	20	7			Brechas limosas-arcillosas-calcáreas de cantos de calizos.	
	30					
	40					
	50					
	60	6			Brechas limosas con cantos de cuarcita (<5 cm Ø).	
	70	5			Brechas rojizas poligénicas, matriz limosa calca-arcillosa y cantos calizo-dolomíticos de 1-2 cm Ø.	
	80					
	90					
MIOCENO INF.-MED?	100	4			Limos rojizos con cantos de cuarcita de 3-5 cm Ø.	
	110					
	120	3			Brechas rojizas de fina granulometría.	
	130					
	140					
	150	2			Limos rojizos con cantos calizos y cuarcíticos.	
	160					
	170	1			Calcarenitas bioclásticas con glauconia.	
180						

Figura 68

materiales del Mioceno más antiguo que están representados en la región (por posición estratigráfica). No se ha encontrado fauna alguna en este tramo, pero pienso (como otros autores, entre ellos JEREZ, 1973, en la Hoja de Moratalla, y DABRIO y al., 1974, en la Hoja de Nerpio), que debe corresponder al Mioceno Inferior (Aquitaniense), incluso estén representados niveles del Oligoceno Superior. El Tramo 2 debe corresponder ya al Aquitaniense. El tramo 3 está constituido por una zona blanda derrubiada, que podría corresponder a los limos del Burdigaliense. El tramo 4 descansa discordantemente sobre el tramo 3 y debe corresponder al Helveciense. Existe en este corte una discordancia intramiocena de posible edad Burdigaliense. Para dar estas atribuciones de los distintos tramos me he basado en la atribución que da JEREZ (1973) en la región vecina de Elche de la Sierra y en la correlación con los tramos bien dados que he descrito en esta Memoria.

En la serie del Barranco del Mullidar, el tramo 1, de limos blanco-amarillentos, ha dado fauna lo suficientemente representativa como para poder datar este tramo como del Burdigaliense-Langhiense Inferior. Recordemos la presencia de *Globorotalia* af. *praemenardii*, *Plaeorbulina glomerosa*, *Globorotalia miozea* y *Orbulina* af. *universa*. Los tramos 2 y 3, si bien su fauna no es característica, por posición estratigráfica, deben corresponder al Helveciense.

En la serie de la Losa, los tramos 1 y 2 se atribuyen al Aquitaniense, los tramos 3 y 4 al Helveciense y el tramo 5 al Mioceno Superior de facies Pontiense. Se ve que aquí existe una paraconformidad entre los tramos 2 y 3, faltando al parecer los limos del Burdigaliense. Todas estas atribuciones se basan exclusivamente en características estratigráficas y correlaciones con sectores próximos.

Los afloramientos del Picayo y Ardal, especialmente este último, han podido ser bien datados como Mioceno Inferior (Aquitaniense) por la presencia de *Globorotalia kugleri*.

En la serie del Padrastró la fauna recogida ha resultado ser banal; sin embargo, por comparación con la biofacies encontrada en el Embalse de Talave, pienso que se trate también de Aquitaniense.

En la Mesa de Vianos y en los Batanes está representado el Mioceno Superior marino. En la Mesa de Vianos, el tramo 2 de limos blanco-amarillentos está perfectamente datado como del Tortoniense Superior-Andalucense Inferior, debido a la asociación de *Globigerina apertura*, *Bolivina arta*, *Globorotalia scitula ventricosa*, *Uvigerina striatissima*, *Uvigerina tenuistriata siphogenerinoides*, *Ehrembergina alicantina*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina dutertrei*, *Bolivina aculeata minima*, *Bulivinoides mioenicus* y *Cassidulina laevigata*. Por posición estratigráfica, el tramo 1 debe corresponder al Tortoniense, sin más precisiones, pero es posible que

esté representado sólo el Tortoniense Inferior y falte el Medio, al observar que en los Batanes el tramo 1 presenta mayor desarrollo y que los limos del tramo 2 poseen un cierto carácter disconforme. Por posición estratigráfica, el tramo 3 debe corresponder al Andalucense. En los Batanes, el tramo 1, único representado, es equivalente al tramo 1 de la Mesa de Vianos y es muy posible que esté representado casi en su totalidad el Tortoniense.

El Mioceno implicado en las escamas al sur de Vianos, presenta las mismas características que el de los Batanes y Tramo 1 de la Mesa de Vianos, perteneciendo a estos afloramientos la primera cobijadura (la más septentrional), por lo que pienso que la edad de estos afloramientos, así como la de las escamas, sea Tortoniense.

Las series postectónicas del Mioceno de los Prados, Molinicos, Las Perdices y Depresión del Taibilla, de facies lacustre y sus variaciones laterales a facies fluvial, les atribuyo una edad de Mioceno Superior-Plioceno en sentido lato por encontrarse sobre el Mioceno Medio? en la serie de La Losa, por ejemplo. Por otro lado, en la serie de Molinicos sobre el Mioceno fluvial se encuentra lo que por facies se asemeja al Plio-Cuaternario; por tanto, la edad del Mioceno lacustre y fluvial debe ser de Mioceno Superior, aunque es posible que comprenda algunos términos del Plioceno. Estas atribuciones son las que da también JEREZ (1973) en su área de tesis.

2.3.4.1.3. Conclusiones y medio de depósito del Mioceno

El Mioceno presenta diferencias de facies y de potencia de unos puntos a otros, pero en cualquier caso se observan cuatro facies distintas: marina, lacustre, fluvial y otra que es intermedia entre la lacustre y la fluvial (fig. 69).

2.3.4.1.3.1. Conclusiones

a) *Facies marina*

Dentro del *Oligoceno Superior-Mioceno Inferior-Medio* se puede establecer la siguiente serie tipo, constituida por cuatro tramos, que de muro a techo son:

Tramo 1—Arcillas y arenas rojas con niveles de conglomerados de cantos de cuarcita de ambiente continental. Presenta una facies muy parecida a la «Weald-Utrillas», de ahí que algunos afloramientos que se han dado como del Cretácico Inferior, como el de la carretera de Liétor a Alcadozo, antes del cruce de Ayna o el afloramiento al este de Liétor, correspondan, en realidad, al tramo 1 del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. De cualquier manera, pienso

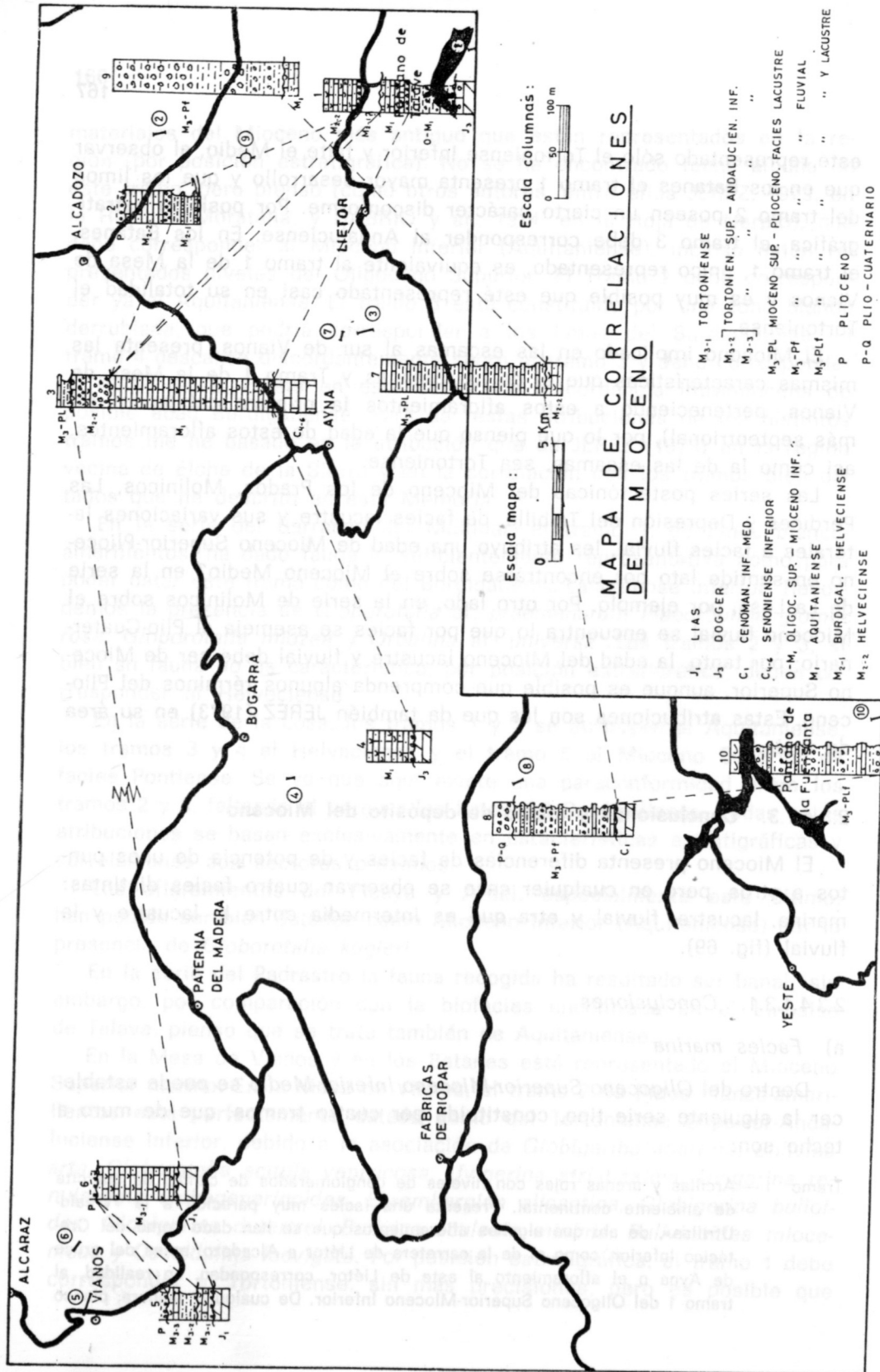


Figura 69

- Tramo 2 — Calcarenitas bioclásticas (biomicruditas algo arenosas) y en la base existe un conglomerado monogénico de cantos de cuarcita. Este tramo se ha encontrado reposando directamente sobre materiales jurásicos y cretácicos, faltando el tramo 1, por lo que deduzco que presenta un cierto carácter transgresivo, hecho que viene avalado por la presencia de un conglomerado de base. Su medio de depósito es costero de poca profundidad.
- Tramo 3 — Limos blanco-amarillentos con niveles de areniscas. Este nivel se ha podido observar en contadas ocasiones y casi siempre implicado en escamas. Sólo se ha visto en la mitad oriental de la Hoja de Liétor (tramo 1 de la serie del Barranco del Mullidar). Se observan fósiles pelágicos.
- Tramo 4 — Calizas arenosas blanco-rojizas y en la base un conglomerado poligénico de cantos de calizas, dolomías y cuarcitas (ejemplo, La Losa). Otras veces, como en el Barranco del Mullidar, este conglomerado es monogénico de cantos de cuarcita. Su medio de depósito es análogo al del tramo 1.

Se ve, por tanto, que en el Mioceno Inferior y Medio existen dos tramos calizos (2 y 4) separados por un tramo margoso (3). Las características litológicas de ambos tramos calizos son idénticas y puesto que la fauna encontrada normalmente es también semejante, se establece un confusionismo a la hora de distinguir uno del otro. Este problema lo resolvió en parte JEREZ (1973), al observar que el tramo inferior calizo tenía en su base un conglomerado monogénico, mientras que el superior presentaba también otro nivel de conglomerado, pero éste era poligénico. En esta región no ha servido este criterio ya que, aunque exista un conglomerado monogénico en la base del tramo superior, como en el Barranco del Mullidar, éste sigue perteneciendo al Helveciense, puesto que reposa sobre unos limos perfectamente datados como del Burdigaliense-Helveciense.

En el caso de darse el conglomerado poligénico, como en La Losa, si vale el criterio de JEREZ (1973) de atribuirlo al tramo superior. De todo esto quiero dejar constancia que puesto que no existen criterios de campo ni de laboratorio definitivos para diferenciar estos dos tramos, es muy posible que en la cartografía se hayan confundido uno por otro.

Este tramo 4 reposa discordante sobre cualquier material más antiguo que él, faltando en muchos casos los tramos 1, 2 y 3, incluso en el Embalse de Talave existe una discordancia angular intramiocena entre el tramo 4 y los términos más inferiores.

El *Mioceno Superior marino* está representado exclusivamente en la esquina noroeste de la Hoja de Alcaraz: en la Mesa de Vianos y en los afloramientos implicados en las escamas de esta región.

Se pueden distinguir claramente tres tramos, aunque no siempre apa-

rezcan representados. En la serie de la Mesa de Vianos se pueden apreciar:

Tramo 1 — Calcarenitas bioclásticas, que en lámina delgada corresponden a una textura de biomicritas arenosas. En la base existe un delgado nivel de conglomerado de cantos de cuarcita.

Pienso que los afloramientos de Mioceno Superior marino implicados en las escamas, corresponden a este tramo 1. Su medio de depósito es costero.

Tramo 2 — Está constituido por unos limos blanco-amarillentos. Los fósiles encontrados, en su mayoría, son de ambiente pelágico.

Tramo 3 — Calcarenitas bioclásticas, que al microscopio corresponden a una textura de biosparitas arenosas. Su medio de depósito debe ser análogo al del tramo 1.

Como se ve, los tramos 1 y 3 son idénticos a simple vista, y sólo muestran diferencias sedimentológicas perceptibles al microscopio.

Dado las diferencias de potencia tan acusadas en puntos relativamente próximos del tramo 1, se deduce la posibilidad de un cierto carácter disconforme del tramo 2 sobre el 1. Esta hipótesis viene confirmada más al Suroeste, en la Hoja de Villacarrillo (MARTINEZ y NUÑEZ, 1974), en donde el tramo 1, cuando aparece, sólo presenta 15 ó 35 m. de potencia, incluso en algunos puntos el tramo 2 descansa directamente sobre los materiales jurásicos, faltando el tramo 1.

b) *Facies lacustre*

El Mioceno de facies lacustre está representado exclusivamente al norte de Híjar (Hoja de Liétor), noreste de Molinicos y sur de Casas de Juan Quílez (Hoja de Yeste).

Los afloramientos son de pequeña extensión y casi siempre se encuentran rellenando pequeñas depresiones originadas por fallas normales. Es claramente postectónico.

La litología de estos afloramientos está constituida por una alternancia de niveles de calizas tableadas y arcillas blancas y en el techo calizas en bancos más gruesos. Las calizas presentan una textura de micritas arcillosas recristalizadas (dismicritas) y es frecuente encontrar en ellas la presencia de sílex interestratificado, así como al microscopio se ha observado algo de cuarzo del tamaño de limo.

Presentan estos afloramientos un carácter discordante sobre materiales más antiguos que ellos y los terrenos más modernos sobre los que reposan corresponden al Mioceno Medio? (Serie de La Losa).

Al conjunto de la facies lacustre se le denomina «facies Pontiense» en sentido lato, por su fauna de Gasterópodos; los niveles más superiores de calizas en bancos se pueden considerar como de facies Pontiense en

sentido estricto, ya que recuerda tanto en litología como en morfología a la facies Pontiense de los páramos de la Cordillera Ibérica.

A los niveles margosos se les denomina también «tierra blanca», y si bien en esta región carecen de interés de explotación por sus reducidos afloramientos, más al Este, en la Hoja de Elche de la Sierra, existe una importante explotación encontrando sus principales aplicaciones en la industria, como absorbente, y en la fabricación de explosivos.

En el área que nos ocupa no se ha registrado la presencia de material carbonoso, yeso y lignito, en esta facies lacustre, pero más al Este, en la Hoja de Hellín, estos materiales fueron objeto de explotación en su día.

c) *Facies fluvial*

Sólo se ha encontrado, aflorando en superficie, al norte de Molinicos. En esta facies, hacia su base, aparecen algunas pequeñas intercalaciones de calizas de facies lacustre, por lo que parece existir un cambio lateral de una a otra facies.

En la depresión del Mullidar, un sondeo efectuado por el Trasvase Tajo-Segura ha cortado una potente serie de Mioceno de facies fluvial.

Al igual que ocurría con los afloramientos de facies lacustre, los de tipo fluvial también se encuentran rellenando ciertas depresiones originadas por fallas.

La litología es a base de brechas, conglomerados, margas y limos, de color ocre y amarillento.

d) *Facies intermedia entre lacustre y fluvial*

Se encuentra representada en la depresión del Taibilla, ubicada principalmente en la Hoja de Yetas, y en la esquina sureste de la Hoja de Yeste.

Está constituida en su base por una alternancia de conglomerados, areniscas, margas arenosas, limos de color ocre-amarillento y eventualmente calizas de facies lacustre.

Hacia el techo es frecuente encontrar niveles de travertinos.

También estos materiales se encuentran rellenando depresiones, pertenecientes, en general, a fosas tectónicas.

2.3.4.1.3.2. *Medio de depósito*

En cuanto al medio de depósito del Mioceno se refiere, ya he hecho alusión a él, en cada caso, al haber clasificado los afloramientos (al hablar de las conclusiones), por ambientes de depósito. Sin embargo, trataré

en este apartado de «afinar» más, dentro de lo que sea posible, en cada uno de los ambientes diferenciados.

a) *Mioceno marino*

Dadas las características litológicas y de biofacies ya descritas, se deduce que la sedimentación miocena debió ser de poca profundidad, costera, con influencia de corrientes, como lo prueba la existencia de estratificación cruzada en algunos puntos. La sedimentación es más carbonatada que margosa, de ahí que sean escasos los foraminíferos pelágicos.

b) *Mioceno lacustre*

Durante el Mioceno Superior-Plioceno se instala en gran parte del Prebético Externo una amplia cuenca lacustre, que dentro de los límites de esta región sólo abarcaría el borde noroccidental de este lago, pero que más al sureste estaría bien desarrollado.

Estos depósitos lacustres ocuparían las áreas deprimidas, originadas tras la etapa de distensión que ocasionó el hundimiento de unos bloques con respecto a otros.

El hecho de no encontrar afloramientos más que al sur de esta región y, por otra parte, el no aparecer minerales que indican un grado de reducción importante, como el carbón y el azufre, es por lo que me inclino a pensar que los afloramientos lacustres de este sector corresponden al borde noroeste de un lago que se extiende más hacia el Sureste.

c) *Mioceno fluvial*

A este lago llegarían una serie de ríos importantes, cuyos trazados coincidirían, asimismo, con las áreas deprimidas. Uno de estos ríos tendría su trazado por la depresión del Mullidar y aportaría sus aguas al lago por la región de Hellín. Próximo a la desembocadura de los ríos con el lago, se produciría una sedimentación intermedia entre lacustre y fluvial. En épocas de grandes avenidas se depositarían sedimentos detríticos de tipo fluvial, mientras que en épocas de calma continuaría la sedimentación lacustre.

2.3.4.2. *PLIOCENO?*

Se atribuye al Plioceno lo que comúnmente se conoce como «raña», entendiéndose por ésta a unos campos de cantos que frecuentemente coronan ciertas mesas, algunas de ellas de gran altitud.

Estos afloramientos se encuentran representados especialmente en

la mitad norte de la Hoja de Alcaraz (Mesa de Vianos) y Hoja de Liétor (proximidades de La Herrería), aunque también se ha localizado un pequeño afloramiento en la Hoja de Yeste (Calar del Mundo), así como en el interior de la cueva de Los Chorros (comunicación verbal de mi amigo Artemio CUENCA).

Litológicamente esta «raña» está constituida, casi exclusivamente, por cantos de cuarcita bien redondeados de tamaño variable, aunque normalmente comprendidos entre 50 a 100 mm. de diámetro. Es frecuente encontrar entre estos cantos arcilla roja, aunque en general están desprovistos de ésta, debido a que normalmente no se encuentran consolidados y el agua de lluvia ha conseguido un lavado casi perfecto.

Resulta curioso observar en la superficie de estos cantos unas muescas semicirculares, que al parecer se han producido por el choque de unos cantos con otros durante el transporte, si bien algunos autores, como SANCHEZ DE LA TORRE, piensan que se trate de marcas dejadas por líquenes aéreos, que indicarían escasa velocidad en el depósito, posiblemente en un medio de tipo fluvial.

El área fuente de estos materiales es el Paleozoico de la Meseta que aflora en el pueblo de Alcaraz. El fuerte grado de redondeamiento de estos cantos hablaría de un transporte largo, pero a primera vista parece existir una incongruencia, ya que por otro lado el área fuente se encuentra muy próximo de los afloramientos, aunque en realidad deben proceder de afloramientos paleozoicos más distantes, pues en la base del Trías de Alcaraz existe un conglomerado de cantos angulosos de cuarcita.

La altitud a que se encuentran estos afloramientos está comprendida entre 900 m.s.n.m., en la Hoja de Liétor, y 1.400 m.s.n.m., en el Calar del Mundo, pasando por 1.150 en la Mesa de Vianos.

Estos materiales se encuentran discordantemente sobre cualquier material más antiguo que ellos; el hecho de que en la Mesa de Vianos se encuentren depositados sobre el Mioceno Superior (Andaluciense) y en otros puntos (noreste de la Hoja de Liétor) reposan bajo el Cuaternario antiguo, me induce a pensar que se trate de una edad Plioceno? para la formación de esta «raña».

2.3.5. **CUATERNARIO**

Los afloramientos cuaternarios están repartidos por toda la región de una manera desigual. Salvo en algunos puntos muy localizados (depresiones) el Cuaternario presenta, en general, un escaso desarrollo.

Estos materiales se han dividido para su estudio en varios tipos, atendiendo más que a su litología (que generalmente suele ser muy similar en todas ellas), a su génesis de formación.

Así, distinguiré:

- Coluviones.
- Aluviones.
- Eluviones.
- Travertinos.

2.3.5.1. COLUVIONES

Se forman por erosión de los materiales más antiguos que ellos, y que constituyen los relieves circundantes.

Como consecuencia de que el transporte es pequeño y la mayoría de las veces rápido (debido a la fuerte pendiente de las laderas) los cantos son angulosos, presentando una gran gama en la gradación de sus tamaños, que va desde el tamaño arena hasta bloques de más de un metro de diámetro. Estos cantos pueden estar cementados por una matriz calcárea o bien no estar consolidados, existiendo frecuentemente entre ellos una matriz arcillosa.

Morfológicamente, los afloramientos pueden asociarse en dos tipos:

- Conos de deyección.
- Pie de monte.

Los conos de deyección se localizan generalmente en las laderas de los escarpes más pronunciados, en zonas en donde el relieve es más abrupto. Así, por ejemplo, tenemos buenas muestras de estos conos al sur de la Sierra del Molar, sur de Bogarra, norte del Calar del Mundo, etc.

Los pie de monte también se encuentran en las laderas de las montañas, aunque son menos pronunciadas que las que originaron los conos de deyección. Así, pues, son frecuentes en las laderas montañosas de la Hoja de Liétor, como por ejemplo al sur de la Navazuela, sur de Atalaya de Liétor, sur de Fuente Albilla, etc.

2.3.5.2. ALUVIONES

Son los depósitos que están ligados a ríos.

Estos ríos pueden existir en la actualidad, o por el contrario tratarse de ríos que existieron hace tiempo y de los que hoy sólo quedan sus depósitos. Pueden existir, asimismo, en el cauce de un río actual «muestras» de ese mismo en la antigüedad, mediante terrazas antiguas colgadas en el cauce.

Se impone, por tanto, la necesidad de distinguir:

- Aluviones antiguos.
- Aluviones recientes.

Al contrario de lo que ocurría con los coluviones, los aluviones presentan los cantos bien redondeados, debido a su largo transporte. Estos cantos, sobre todo los pertenecientes a los aluviones antiguos, suelen estar cementados por matriz calcárea.

Afloramientos de aluviones antiguos se encuentran en las ramblas de la Heruela y del Mullidar; destacan sobre el terreno formando pequeñas terrazas colgadas, que posteriormente fueron erosionadas, casi en su totalidad. Dichas ramblas constituyen, actualmente, sendas llanuras de inundación. A juzgar por la escasa pendiente de estas terrazas y el hecho de que su litología sea a base de cantos de dolomías procedentes de los relieves circundantes (a veces es difícil discernir estos afloramientos de los del Dogger) me inclino a pensar que formasen parte de antiguos glaciares que se originaron en épocas de fuertes arroyadas, sin cauce fijo, y en un momento en que existiese un equilibrio entre la erosión y la sedimentación.

En cuanto a los aluviones recientes aparecen ligados a los cursos naturales de la red fluvial actual. La litología de estos aluviones es a base de gravas, arenas, limos y arcillas de naturaleza poligénica. En esta región presentan escaso desarrollo, debido a que la mayoría de los ríos se encuentran muy encajados y los cauces son estrechos. Son frecuentes los aluviones en los ríos Escorial, Mesta, Portelano, Endrinales, Vinazos, Bogarra y en menor proporción en el río Mundo.

2.3.5.3. ELUVIONES

Constituyen los derrubios erosionados de los materiales «in situ» y las arcillas de descalcificación. Están repartidos desigualmente por toda la región, especialmente sobre las calizas y dolomías, y en cualquier caso presentan un escasísimo espesor.

2.3.5.4. TRAVERTINOS

Son pocos los afloramientos de travertinos, aunque merecen especial atención los de Liétor, Ayna, Pantano de Talave y río Escorial.

Estos afloramientos se encuentran situados coincidiendo con ciertas surgencias de agua que, o bien existen en la actualidad, o bien tuvieron lugar en el pasado, de ahí que se sitúen en el contacto de un terreno permeable con otro impermeable (normalmente calizas o dolomías con margas).

En general, estos travertinos son antiguos (aunque de edad cuaternaria), y sólo los de Liétor y Ayna siguen formándose hoy día debido a la existencia de manantiales.

2.4. TECTONICA

2.4.1. GENERALIDADES

Como ya se apuntó en el apartado 2.3. de Estratigrafía, los grandes conjuntos estratigráficos que allí se definieron coinciden con otros estructurales, ya que la paleoestratigrafía vino condicionada por una paleotectónica y, a su vez, las características litostratigráficas han impuesto ciertas características estructurales comunes a los mismos conjuntos. De ahí que aquí distinga en una primera división estructural:

- Zócalo (continuación meridional del zócalo de la Meseta).
- Cobertera.

Dentro de la cobertera se distinguen: un área no afectada por los plegamientos béticos; y otra que ha sido afectada intensamente por pliegues y fallas. Por tanto, una nueva subdivisión de la cobertera será:

- Cobertera tabular.
- Zona Prebética.

El límite entre ambas es neto.

Hasta aquí las divisiones establecidas coinciden con las hechas por LOPEZ-GARRIDO (1971) al NE de la provincia de Jaén para su sector de tesis; la razón de adoptarlas aquí también es porque los hechos son idénticos de los encontrados por él hacia el SO del sector estudiado.

La cobertera tabular, a pesar de estar constituida por materiales de iguales características estratigráficas que los del Prebético, al no estar afectada por la orogenia principal es más solidaria con el Paleozoico de la Meseta que con la Zona Prebética, desde el punto de vista estructural.

Dentro de la Zona Prebética, comprendida en el sector estudiado, se observan dos grandes dominios estructurales que se han comportado de diferente manera:

- Prebético Externo.
- Prebético Interno.

El límite entre ambos es neto y tiene una forma de arco convexo hacia el N condicionado por dos fallas importantes, como más adelante se verá.

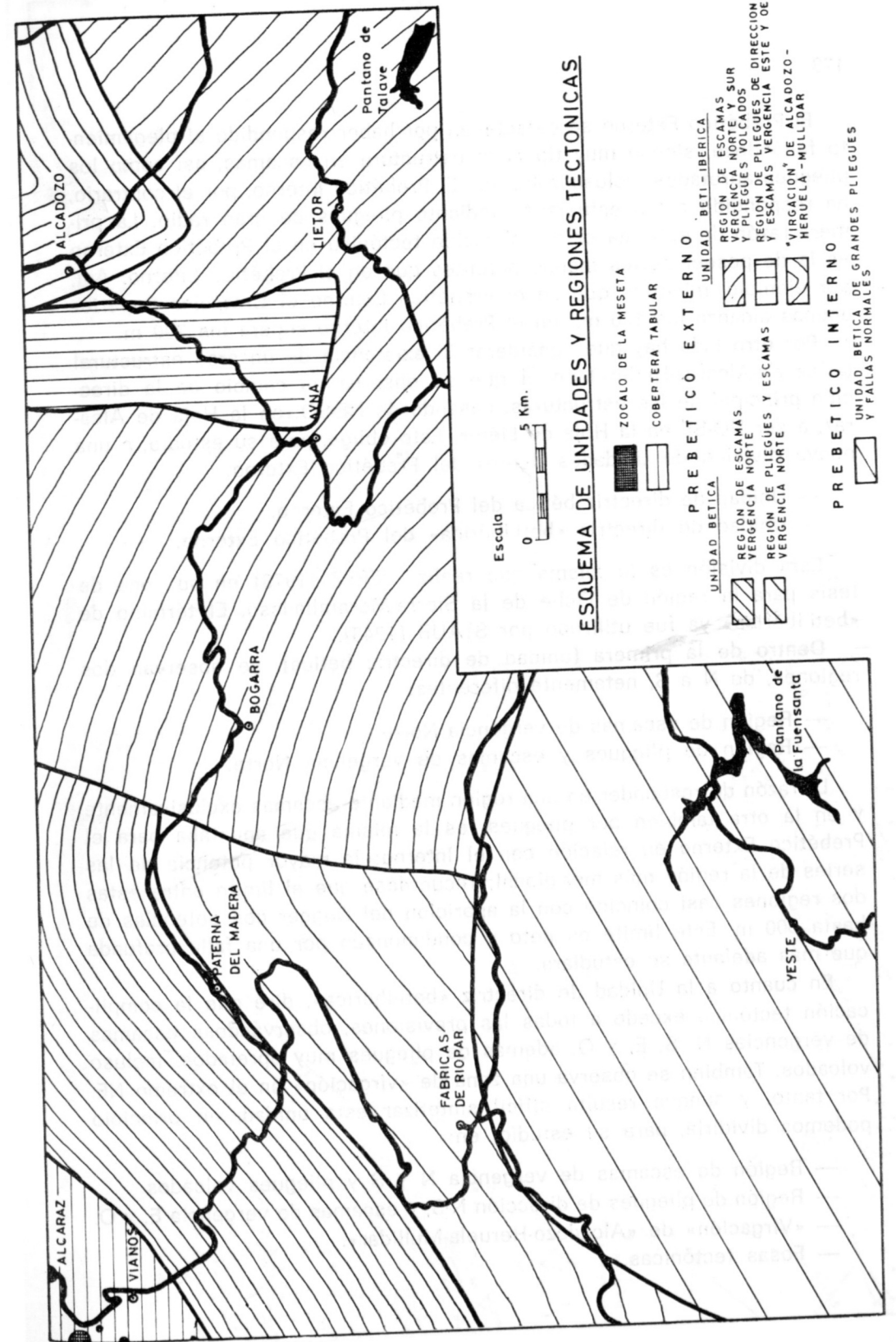


Figura 70

El Prebético Externo se caracteriza por haber respondido al plegamiento fallándose, siendo muy típica la estructura en escamas, así como los pliegues apretados incluso volcados. El Prebético Interno, por el contrario, ha respondido a los esfuerzos mediante pliegues de gran radio. La primera razón de esta mayor complicación tectónica en el Prebético Externo es la de poseer series menos potentes que en el Prebético Interno. Así, por ejemplo, mientras que en el Prebético Externo el Cretácico Superior apenas alcanza los 100 m., en el Prebético Interno supera los 700 m.

Por otro lado hay que considerar la existencia de un arco estructural («Cazorla-Alcaraz-Hellín») en el que se observa un cambio de la dirección principal de las estructuras, pasando de NE-SO, en la Hoja de Alcaraz, a ser NO-SE en la Hoja de Liétor. Esto obliga, para su estudio, a una nueva división de unidades dentro del Prebético Externo.

- Unidad de directriz bética del Prebético Externo.
- Unidad de directriz «beti-ibérica» del Prebético Externo.

Esta división es la misma que realiza JEREZ (1973) en su zona de tesis para la región de Elche de la Sierra-Moratalla-Iso. El término de «beti-ibérica» ya fue utilizado por STAUB (1943).

Dentro de la primera (unidad de directriz bética), se observan dos regiones, de N a S, netamente diferentes:

- Región de escamas de vergencia Norte.
- Región de pliegues y escamas de vergencia Norte.

La razón de responder en una región mediante escamas exclusivamente y en la otra también por pliegues, es la misma que apuntaba para el Prebético Externo en relación con el Interno: la mayor potencia de las series de la región más meridional; recuérdese que el límite entre estas dos regiones casi coincide con la aparición del Dogger con potencias de hasta 500 m. Este límite es neto y condicionado por una falla profunda que más adelante se estudiará.

En cuanto a la Unidad de directriz «beti-ibérica», diré que la complicación tectónica excede a todas las previsiones, observándose escamas de vergencias N, S, E, y O, además de pliegues muy apretados, incluso volcados. También se observa una zona de «virgación» en el extremo NE. Por tanto, y aunque resulta difícil sintetizar esta unidad, en principio podemos dividirla, para su estudio, en:

- Región de escamas de vergencia N y S y pliegues volcados.
- Región de pliegues de dirección N-S, y escamas de vergencia E. y O.
- «Virgación» de «Alcadozo-Heruella-Mullidar».
- Fosas tectónicas.

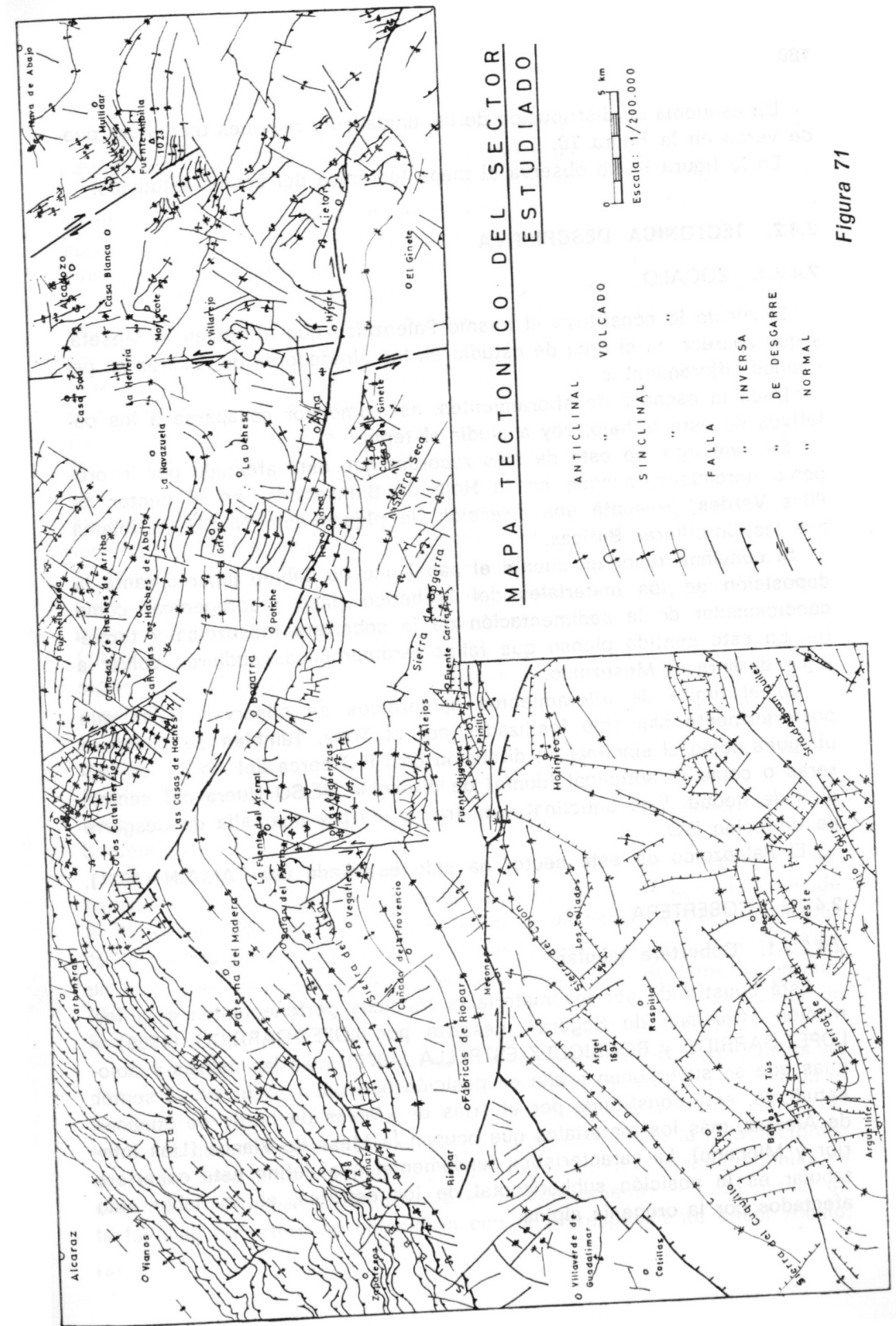


Figura 71

Un esquema de distribución de las unidades y regiones tectónicas puede verse en la figura 70.

En la figura 71 se observa el mapa tectónico del sector estudiado.

2.4.2. TECTONICA DESCRIPTIVA

2.4.2.1. ZOCALO

El zócalo lo constituye el mismo Paleozoico que aflora en la Meseta, y que aparece en el área de estudio en los alrededores de Alcaraz en pequeños afloramientos.

Dada la escasez de afloramientos, así como por escaparse a los objetivos de este trabajo, voy a eludir el tema.

Sin embargo, no está de más recordar que está afectado por la orogenia herciniana, aunque en la Hoja de Bienservida, en el sector de Pilas Verdes, presenta una dirección de plegamiento NE-SO, la misma que las Cordilleras Béticas.

Sí conviene tener en cuenta el papel que ha debido jugar durante la deposición de los materiales del Prebético (fase preorogénica) como condicionador de la sedimentación de la cobertera mesozoica y terciaria. En este sentido pienso que fallas tardihercínicas pudieron volver a jugar durante el Mesozoico.

En el límite de afloramientos paleozoicos se observan fallas que posteriormente han sido fosilizadas por el Trías. También se observan pliegues como el sinclinal de dirección casi E-O cerca del río de las Moreras o como el anticlinal (domo) de dirección NE-SO (fuera del sector) al S de Reolid. Este anticlinal está fracturado por una falla de desgarre de dirección E-O.

El Paleozoico de este sector ha sido estudiado por TAMAIN (1971).

2.4.2.2. COBERTERA

2.4.2.2.1. Cobertera tabular

Está constituida por los materiales triásicos pertenecientes a la formación «Chiclana de Segura», descrita por LOPEZ-GARRIDO (1969) y LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ ESTRELLA (1970), más las calizas y dolomías que se superponen a ella en posición horizontal. Aquí, en el sector estudiado, está constituida por el Trías de «facies de borde de cuenca» de Alcaraz, más los materiales que ocupan la Mesa de Vianos (Lías Inferior y Mioceno). La característica fundamental que define esta cobertera tabular es la posición subhorizontal de los estratos, al no haber sido afectados por la orogenia alpina.

Esta cobertera tabular descansa discordante sobre los materiales paleozoicos, discordancia que es claramente erosiva.

Se ha dicho que los estratos son subhorizontales y no horizontales. En el Trías de Alcaraz se observan buzamientos de hasta 15°, pero en la mayoría de los casos corresponden a un buzamiento inicial de adaptación a un relieve preexistente, modelado en el Paleozoico.

Otras veces, en los materiales liásicos y miocénicos de la Mesa de Vianos, se observan pequeños pliegues, sin directrices definidas, que son debidos a una compactación diferencial, o bien a adaptación a un relieve preexistente en el Paleozoico. En general se observa una pequeña inclinación (del orden de los 5°) hacia el interior de la cuenca. Este hecho también ha sido puesto de manifiesto por LOPEZ-GARRIDO (1970) más al SO, en la Sierrezuela, Sierra Realona y Loma de las Beatas. Esta inclinación se observa muy bien en los Tajos de Vianos, en las calizas y dolomías de Lías Inferior, que contrasta bastante bien mediante pequeña discordancia angular con el Mioceno.

Próximo al contacto con la Zona Prebética se observan buzamientos de unos pocos grados hacia fuera de la cuenca, constituyendo así, y a grandes rasgos, un sinclinal, algo parecido a lo que LOPEZ-GARRIDO (1970) ha observado en los alrededores de Sima. A este sinclinal le sigue hacia el S otro pequeño anticlinal, antes de aparecer la primera escama.

Esta cobertera tabular, que en el sector estudiado aflora escasamente, continúa hacia el NO y SO en la región de Villanueva de la Fuente, Viveros, Villapalacios y Chiclana de Segura. Hacia el Norte también se extiende por las regiones de Barrax, Lezuza, Munera, Bonillo, Sotuelamos, etc.

El contacto entre cobertera tabular y Zona Prebética (región de escamas) es neto y coincide prácticamente con una línea que viene desde el SO pasando por Beas de Segura y Puerta de Segura (LOPEZ-GARRIDO, 1970) y continúa a 2 kms. al S de Vianos. Hacia el N esta línea describe un arco convexo hacia el N y pasa por Peñascosa, Pesebre, Cilleruelo, Masegoso, Peñarubia y continúa hacia el E en la Hoja de Peñas de San Pedro (LINARES GIRELA y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1973).

El hecho de que esta línea sea tan neta, que separe formaciones de distintas potencias, y que por otra parte describa un arco convexo hacia el N (el mismo que describen las estructuras), puede venir explicado por el hecho de que correspondiera, en un principio, con una falla paleotectónica que condicionó la sedimentación y posteriormente en la etapa orogénica se convirtiera en cabalgamiento hacia el N. Lógicamente la traza actual de la falla en cobertera no coincidiría con la correspondiente en el zócalo.

2.4.2.2.2. Zona Prebética

Al contrario de lo que ocurría en la cobertera tabular de la Meseta, no aflora el Paleozoico, aunque continúe en profundidad bajo los materiales de la Zona Prebética, que corresponden al Triásico, Jurásico, Cretácico y Terciario.

También se diferencia de la cobertera tabular, por estar afectada por la orogenia alpina, deformación que se traduce en pliegues y fallas, con diferentes características en cada sector por lo que he subdividido, para el estudio de este área de la Zona Prebética, en Prebético Externo y Prebético Interno.

2.4.2.2.2.1. Prebético Externo

Como se vio en el capítulo de Estratigrafía, afloran materiales triásicos, jurásicos, cretácicos y terciarios, presentando un mayor desarrollo los dos primeros y el Cretácico está escasamente representado. Esta reducción de potencia de la cobertera ha condicionado las estructuras, a la hora de sufrir los esfuerzos orogénicos, en el sentido de que ha respondido más por fallas (fallas inversas y de desgarre) que por pliegues, y cuando éstos se dan suelen ser apretados o incluso volcados. En una palabra, el Prebético Externo ha sufrido una deformación mayor que el Prebético Interno, en el que sólo se dan pliegues de gran radio y ninguna falla inversa.

El límite entre el Prebético Externo con el Interno es una línea muy neta, convexa hacia el N, que pasa por el nacimiento del Arroyo Frío, Cjo. de los Tribaldos, Casa de la Noguera, El Pardo y Molinicos (RODRIGUEZ ESTRELLA y GRANADOS, 1975). Esta línea continúa hacia el O y SO con dirección NE-SO (casi N-S), pasando por Siles, Orcera y Hornos (LOPEZ-GARRIDO, 1971) y más al SO por el Embalse del Tranco de Beas y Cazorra (FOUCAULT, 1971). Hacia el E y SE presenta una dirección NO-SE y pasa por Peñarrubia, Socovos y Calasparra (JEREZ, 1973).

Otro hecho muy importante que se observa en las estructuras del Prebético Externo es el cambio de dirección; así, son NE-SO en el sector occidental (Hoja de Alcaraz), pasan progresivamente a ser E-O en el sector central (zona límite de las Hojas de Alcaraz y Liétor) y finalmente toman la dirección NO-SE en el sector oriental (Hoja de Liétor). Este hecho me ha sugerido, para su estudio, dividir el Prebético Externo en dos unidades diferentes:

- Unidad de directriz bética.
- Unidad de directriz «beti-ibérica».

El límite de una y otra es convencional, esto es, donde se produce el cambio de directrices.

2.4.2.2.2.1.1. Unidad de directriz bética del Prebético Externo

Se caracteriza por presentar siempre sus estructuras la dirección típicamente bética de NE-SO. Estas estructuras son escamas de vergencia N y pliegues, pudiendo coexistir ambos en algunos sectores. De ahí que para su estudio se hayan dividido dos regiones:

- Región de escamas de vergencia Norte.
- Región de pliegues y escamas de vergencia Norte.

Los pliegues son generalmente sencillos y en contadas ocasiones llegan a ser volcados, como ocurre en la unidad de directriz «beti-ibérica».

A) Región de escamas de vergencia Norte (fig. 72)

Ocupa el sector noroccidental de la Hoja de Alcaraz, exceptuando, claro está, la cobertera tabular de la Meseta.

Tiene como límites los siguientes:

Al N la cobertera tabular de la Meseta.

Al S la región de pliegues y escamas de vergencia Norte. Este límite coincide, en su extremo SE, prácticamente con la corrida triásica de Paterna del Madera-Bogarra, que cabalga hacia el N, en algunos puntos, y en su extremo SO con una gran falla de más de 7 kms. de longitud, de dirección NE-SO, y que va desde el Trías de Paterna del Madera-Bogarra al Trías de Fábricas de Riopar. Además de esta falla, más hacia el SO, el límite es el Trías de Fábrica de Riopar y la escama más meridional de vergencia N. Por el E, el límite lo constituye el cambio de dirección de las estructuras, que coincide aproximadamente con una gran falla transversal de dirección NE-SO.

Más hacia el SO, fuera del sector estudiado, esta región de escamas se continúa, aunque sus directrices son casi N-S y sus vergencias hacia el O (DABRIO y LOPEZ-GARRIDO, 1970, y FOUCAULT, 1971). En cualquier caso, ambas regiones tienen de común que la vergencia de las escamas es hacia fuera de la cuenca.

Los materiales afectados por las escamas corresponden casi exclusivamente al Lías. También aparece el Mioceno marino implicado en ellas, sobre todo en las más septentrionales, y el Dogger calizo, en su extremo más meridional.

Un hecho curioso es que no se ha visto al Trías implicado en estas

escamas, contrariamente a lo que afirmaron BRINKMANN y GALLWITZ (1933). Dichos autores parece ser que confundieron el Trías con los niveles de arcillas verdes y rojas de los tramos 2 y 4 del Lías.

Las escamas afectan a materiales más antiguos, cuanto más al N éstas se sitúan. Así, las primeras escamas, las más septentrionales, afectan a dolomías y calizas del tramo 1 del Jurásico (Lías Inferior), observándose cobijaduras de Mioceno. Más hacia el Sur, al aparecer las arcillas del tramo 2 del Jurásico (Lías Inferior-Medio), se observa la superposición del tramo 1 sobre el tramo 2 del Jurásico. Hacia el Sur, cuando aparecen los tramos 3 y 4 del Jurásico, lo frecuente es que se superponga el tramo 3 sobre el 4 también arcilloso (Lías Superior) o el 1 sobre el 4. Por último, próximo al límite con la «región de escamas de vergencia N y pliegues», aflora el tramo 5 del Jurásico (Dogger) y existen algunas escamas que superponen el tramo 4 sobre el 5 (calizas) y otras el 1 sobre el 5, como en el caso del Padrón y la Almenara; en este último punto existe un Mioceno «pellizcado», a una altura de 1.700 m., siendo éste uno de los afloramientos de Mioceno que se encuentran a mayor altitud de toda la Zona Prebética.

Siempre que aparece el Mioceno implicado en las escamas, éstas son fáciles de interpretar; esto ocurre, como he dicho, en las escamas más septentrionales; se podría decir que el Mioceno es un buen «nivel guía» para detectar la existencia de una escama. Sin embargo, en áreas de más al S, éste ya no aparece implicado, con lo cual se agrava enormemente el problema cuando se quiere deducir las estructuras. Esto explica que varios autores las hayan interpretado de diferente manera.

Así LOPEZ-GARRIDO (1971) denomina a esta franja estructural, en el sector de Beas de Segura (continuación hacia el SO de la «región de escamas vergencia Norte») como «Unidad de Beas de Segura». El también observa en su parte frontal cobijaduras de Mioceno entre las escamas, y en este caso, dicho autor no encuentra dificultad para su interpretación. Sin embargo, a medida que se aleja hacia el centro de la cuenca encuentra también problemas de interpretación. El da dos hipótesis:

- a) Hipótesis estructural.
- b) Hipótesis estratigráfica.

Según los sectores le parece más lógica una u otra.

Yo creo haber resuelto el problema optando por su primera hipótesis, esto es, la estructural, sin olvidar, por supuesto, la Estratigrafía del sector que, como he dicho, aparecen fundamentalmente en esta «región de escamas de vergencia Norte» los cuatro tramos del Jurásico y que,

en muchas ocasiones, afloran en posición normal, y no existe entre ellos escama alguna. Estos tramos recuérdese que son:

- Tramo 1 — Calizo-dolomítico.
- Tramo 2 — Arcilloso.
- Tramo 3 — Calizo-dolomítico.
- Tramo 4 — Arcilloso.

Como medida práctica diré que no puede existir más de dos secuencias de calizos y/o dolomías-arcillas sin que exista entre ellas una escama, o lo que es lo mismo, se descarta la posibilidad de una serie monoclinial buzante al Sur de más de 400 m., que es, como máximo, lo que pueden presentar los cuatro tramos del Lías. La hipótesis de que exista una serie monoclinial potentísima, sin escamas, es la que sostienen para este sector de Alcaraz NAVARRO y SAAVEDRA (1966) y que por supuesto estoy en total desacuerdo con ella.

El problema de las escamas de esta región es más estratigráfico que estructural, puesto que no resulta fácil distinguir un tramo de otro, dadas las enormes similitudes litológicas que existen entre los tramos 1 y 3 y entre 2 y 4.

Los criterios que he seguido para diferenciar unos tramos de otros son los siguientes:

El tramo 3 se distingue del tramo 1 porque en aquél es frecuente encontrar niveles de dolomías muy claras con oolitos muy pequeños dolomitizados; cuando aparecen estos oolitos se puede asegurar que se trata del tramo 3. La recíproca no es cierta, esto es, si no aparecen oolitos no se puede asegurar que se trate del tramo 1, pues el techo del tramo 1 es idéntico al tramo 3, pero sin oolitos, y puede suceder que no aparezcan oolitos y que nos encontremos en el tramo 3. Por otro lado, el tramo 3 está constituido, en general, por dolomías más arcillosas que en el tramo 1. Otra característica es que el tramo 1 suele presentar una tonalidad más roja, constituido por calizas y/o dolomías muy recristalizadas, siendo frecuentes las geodas de calcita y los niveles de carniolas. Por último, en el tramo 3 aparecen, aunque no con mucha frecuencia, estratificaciones cruzadas, rizaduras de oscilación y algunos bancos de verdaderas areniscas, como se pueden observar en la carretera a Zapateros. Otra característica que diferencia los tramos 1 y 3 es la potencia, mientras que el tramo 3 nunca alcanza los 100 m. de potencia, el 1 puede superar los 200 m.

Entre los tramos 2 y 4 las diferencias litológicas son mínimas. En general, el tramo 2 presenta mayor potencia que el 4, pero este hecho no puede comprobarse en esta región en donde las escamas han po-

dido laminar, y de hecho lo hacen, al tramo 2 arcilloso. La existencia de un nivel de calizas micríticas verde-azuladas con cristales de esparita (dismicritas) únicamente se ha visto representado hacia la base del tramo 2, sin excluir la posibilidad de que también pueda estar representado en el tramo 4.

Como se ve, es casi imposible diferenciar el tramo 2 del 4, pues ambos presentan características litológicas muy similares. En algunos casos, en los que el contacto entre las calizas y/o dolomías del tramo 3 con las arcillas que reposan sobre él es claramente concordante, no ha habido duda en atribuir a estas arcillas como del tramo 4. Sin embargo, por desgracia, los contactos, aun siendo normales, están normalmente muy «retocados» tectónicamente, por lo que este argumento es válido cuando se ve claramente concordante, pero no a la inversa. Allí donde los estratos están horizontales no ofrece duda la identificación.

Naturalmente, según se atribuya un tramo arcilloso como del 2 ó del 4 cambia la interpretación, aunque en conjunto no demasiado, pues se trata de asignar la escama al contacto siguiente.

Por eso he de admitir la posibilidad de haber confundido el tramo 2 por el 4 y viceversa, sobre todo cuando están intercalados entre dos tramos del 3, bien definidos. También admito la posibilidad, aunque en menor escala, de haber confundido los tramos 1 y 3, sobre todo, cuando no aparecen los oolitos dolomitizados.

Existe otro hecho que complica más las cosas y es que las trazas de las escamas coinciden sensiblemente con la dirección de la estratificación. En algunos casos he visto criterios de falla como brechas, estrías, mineralización, recristalizaciones, etc., pero no son criterios definitivos para identificar los planos de falla en esta región de escamas.

Resulta curiosa la gran continuidad lateral de estas escamas, que pueden seguirse perfectamente en foto aérea, algunas de ellas hasta incluso 20 kms.

Hay muchas más escamas de las que se han representado en la cartografía; me refiero a las existentes entre calizas y dolomías en los tramos 1 y 3. La no existencia de estas escamas duplicaría la potencia de estos tramos calcáreos, que están bien definidos en cortes donde los estratos están subhorizontales y los contactos son concordantes. Esta idea viene apoyada por la existencia de zonas milonitizadas, dentro de estos tramos calcáreos, como consecuencia de una fuerte fracturación.

El buzamiento de los planos de estas escamas es menor hacia la cobertera tabular, del orden de 15°, y van aumentando su inclinación hacia el Sur y Sureste hasta conseguir buzamientos de 70-80°, próximo a la alineación Las Parideras-El Colorado-Carboneras. A partir de esta alineación hacia el Sur, existe un nuevo cambio brusco de buzamiento, pre-

REGION DE ESCAMAS DE VERGENCIA NORTE

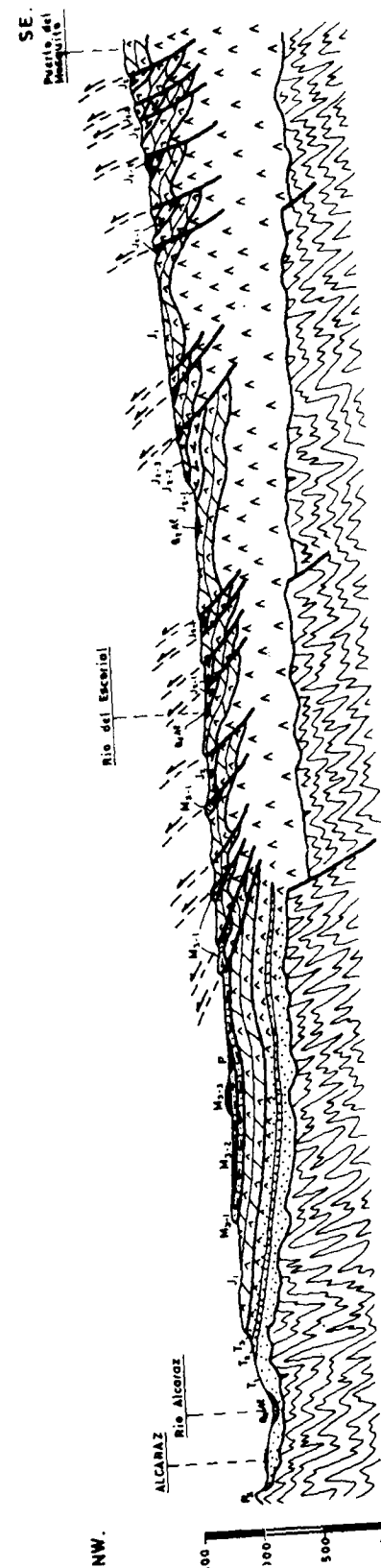


Figura 72

sentando los estratos una disposición subhorizontal (zonas de Zapateros, Cerro Pelado, La Mesta, Portelano y las Canalizas). Más al Sur, y a partir de una línea que pasa aproximadamente por La Almenara-Cjo. de Tortas, vuelven a aumentar otra vez bruscamente los buzamientos hasta el límite con la región de pliegues y escamas vergencia Norte. En esta «zona tabular» dentro de la región de escamas de vergencia Norte, pueden observarse algunos pliegues muy suaves, como los registrados en el Cerro Pelado.

Estos pliegues son poco numerosos, siendo la tónica general de la región la existencia de escamas con vergencia Norte. Esta «zona tabular» dentro de la región de escamas ha sido también puesta de manifiesto, más al SO., por LOPEZ-GARRIDO (1971) en la Unidad de Beas de Segura, en el Bco. de las Cepas, por ejemplo.

La razón de estos cambios bruscos en el buzamiento puede estar condicionado por fallas profundas.

Son numerosas las imbricaciones de escamas, observándose que la de más al Sur es la que monta sobre la del Norte. Esto da lugar, según las zonas, a una simplificación o multiplicación de escamas. Una manera de terminarse una escama es ser relevada por otra de más al Sur.

El número de escamas varía, como consecuencia de lo dicho anteriormente, según las transversales. En general, aumenta hacia el Sur hasta la «zona tabular», a partir de aquí el número disminuye, para después aumentar.

Otra característica de esta región de escamas de vergencia Norte es la existencia de fallas transversales a la dirección de las estructuras. Estas fallas cortan a las escamas, por lo que se puede decir que son posteriores a aquéllas. En general se trata de fallas de desgarre, aunque algunas tengan una importante componente normal. Se aprecia dos lotes de direcciones N-22O y N-38E. Observemos que forman entre sí un ángulo de 60°.

Resumiendo, diré que esta región se caracteriza por un apilamiento de bloques originado por fallas inversas con vergencia Norte. El hecho de no haberse visto el Trías implicado en estas escamas, indica que las estructuras sólo afectan a la cobertura posttriásica y el Trías ha jugado un papel de despegue o «décollement». Este mismo hecho ha sido puesto de manifiesto por BUXTORF (1916) en los montes Jura, así como por numerosos autores que han estudiado las cordilleras de edad alpina. Dentro de la cobertera de esta región se han producido también despegues a nivel de los tramos arcillosos 2 y 4 que han favorecido la superposición de unos bloques sobre otros. Estas escamas han sido posteriormente afectadas por fallas transversales de desgarre.

En la figura 72 se aprecia un corte estructural en la región de esca-

mas. La leyenda de este corte como la de todos los que se incluyen en este apartado de Tectónica se inserta en la segunda parte de esta obra.

La dirección de las escamas es de N-50 E; en su extremo oriental se hacen O-E y aparecen algunos pliegues, próximos al Trías de Paterna, como los de la Sierra de Pino Cano y la Atalaya.

En cuanto a la edad de la formación de las escamas diré que los materiales más modernos afectados por éstas corresponden al Mioceno Superior (Tortonense).

En esta región, por tanto, se ha producido un importante acortamiento de la cobertera difícil de precisar, pero en cualquier caso debe ser superior a 35 kms, como se verá en el apartado 4.2. de Características estructurales de la Zona Prebética.

Es muy posible que esta estructura en escamas haya tenido un paso intermedio de pliegues asimétricos, producidos a su vez como consecuencia de un adelgazamiento de las series sedimentarias hacia el borde de la cuenca, como ha puesto de manifiesto LINK (1949) en el valle de Turner. Esto, en la zona más meridional de esta región, viene confirmado por la existencia de algunas charnelas que inmediatamente son cortadas por las escamas. Este mismo hecho ha sido puesto de manifiesto por MARTINEZ y NUÑEZ (1974) en la Hoja de Villacarrillo. En la figura 73 se observa una hipótesis sobre la formación de la estructura en escamas. En ella se aprecia cómo existen tres niveles de despegue que han originado ciertas disarmonías. El nivel de despegue más inferior correspondiente al Trías es el más importante. Se piensa que muchas de las escamas son amortiguadas en algunos de los otros dos niveles de despegue, pertenecientes al Lías.

B) Región de pliegues y escamas de vergencia Norte

Esta región se diferencia de la anterior en que ya aparecen, y de una manera predominante, los materiales calizo-dolomíticos del tramo 5 del Jurásico (Dogger), además de los del Malm y Cretácico Inferior y Superior. Este aumento de potencia de la cobertera ha condicionado la presencia frecuente de pliegues, aunque también se dan escamas de vergencia Norte, pero son ya menos frecuentes. También se dan fallas transversales.

Sus límites son los siguientes:

— Al Norte, por el Trías de Paterna del Madera, y una gran falla transversal de dirección NE-SO que va desde este Trías al de Fá-

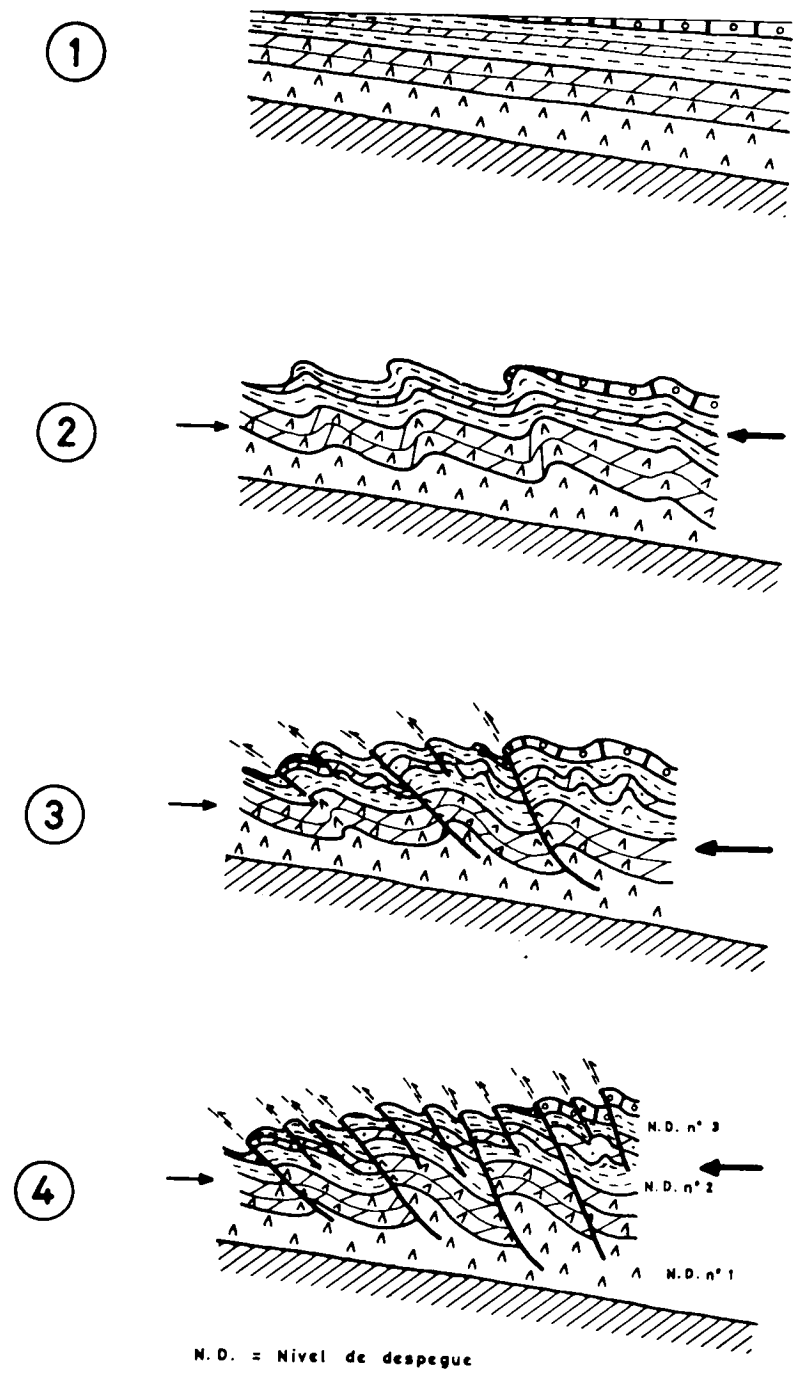


Figura 73

- bricas de Riopar. En su extremo NO el límite lo constituye la escama más meridional, al Sur del Padrón.
- Al Sur, por el límite Prebético Externo-Prebético Interno que viene definido por dos grandes fallas, «Nacimiento de Arroyo Frío-Casa de La Noguera» y «Línea Eléctrica», en cuyas trazas existen afloramientos de Trías inyectados como los de Villaverde de Guadaliimar, Tribaldos, Los Chorros, Mesones y La Alfera.
- Al E, por una gran falla transversal, de dirección casi N-S, que va desde el Trías de la Alfera hasta Casa Rosa, y que presenta un cierto carácter de desgarre levógiro, que viene apoyado por el hecho de observarse vergencias hacia el Norte en el bloque oriental, y hacia el Sur, en el occidental.

Las estructuras presentan una dirección N 60 E.

Se ha dividido esta región, para su estudio, en dos sectores:

- Sector noroccidental de pliegues y escamas.
- Sector suroccidental de pliegues.

Ambos sectores vienen definidos por características estratigráficas y tectónicas diferentes. La separación de uno y otro sector viene dada por el Trías de Fábricas de Riopar.

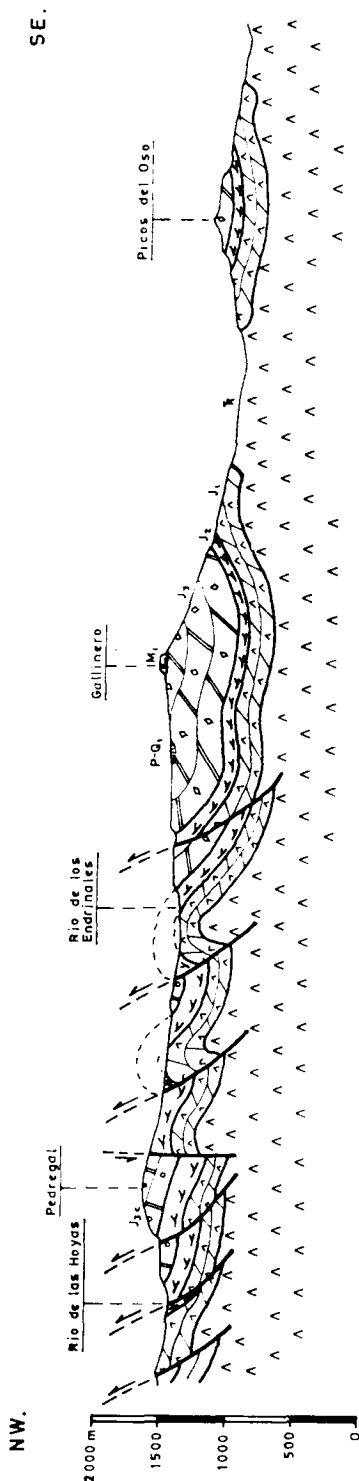
B-1) Sector noroccidental de pliegues y escamas (fig. 74)

Tiene una forma triangular y viene definido:

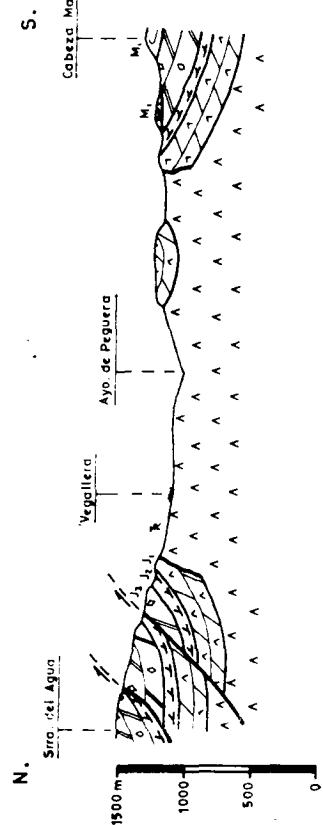
- Al NO, por el Trías de Paterna de Madera y una gran falla transversal de dirección N 35 E, que va desde este Trías al de Fábricas de Riopar.
- Al Sur, por el Trías de Fábricas de Riopar y por el contacto Prebético Externo-Prebético Interno, que viene jalonado por los afloramientos triásicos de Mesones y La Alfera.
- Al Este, por una gran falla transversal que parte del Trías de Alfera y llega casi a Casa Rosa.

La característica estratigráfica principal es que ya aflora, y extensamente, el Dogger, llegando a alcanzar potencias considerables de hasta 500 m. en el Gallinero. Por otro lado los tramos 2, 3 y 4 del Jurásico se reducen enormemente, no superando, en cualquier caso, los 100 m. entre todos ellos. Aunque siguen distinguiéndose perfectamente estos 3 tramos en el terreno, ya no son cartografiables y tectónicamente actúan como si fueran uno único arcilloso-dolomítico, que hubiese servido de despegue en algunas escamas.

SECTOR NOROCCIDENTAL DE PLIEGUES Y ESCAMAS



ANTICLINAL DE VEGALLERA



BRAQUISINCLINAL DEL BAÑADERO

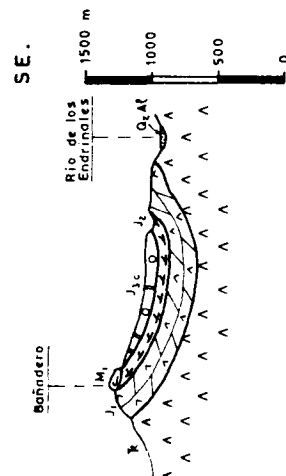


Figura 74

Existen dos áreas, una septentrional de escamas y otra más meridional de pliegues.

Area septentrional de escamas

Se trata de una franja estrecha, afectada por escamas de vergencia Norte, fundamentalmente.

El número de estas fallas inversas es variable y en general pequeño, pues no existen más de tres o cuatro escamas en una transversal de 2 a 3 km.

Los materiales afectados por estas fallas son siempre del Lías y Dogger, dándose la superposición del tramo arcilloso-dolomítico único del Lías sobre las calizas del Dogger.

La dirección de estas escamas es NE-SO y, como se ha dicho, tienen vergencia Norte. Sin embargo, existen próximo a Vegallera, algunas escamas que tienen vergencia Sur, incluso en el Cerrón existe una escama que, además de presentar esta vergencia, presenta ya una dirección NO-SE. Esta vergencia Sur parece estar relacionada con el desgarre de la falla de «Triás de Alfera-Casa Rosa».

Al sur de este área existen ya algunos pliegues, destacando por su originalidad el anticlinal volcado con vergencia Norte del Río de los Enadrinales, con núcleo en Lías Inferior.

Sinclinal de la Sierra del Agua

La Sierra del Agua constituye un amplio y extenso sinclinal de unos 10 km. de largo y de 2 ó 3 km. de ancho.

Este sinclinal presenta una dirección casi E-O en su parte occidental y se hace NE-SO en su parte oriental. Este pequeño cambio direccional es motivado por el arrastre de la falla de desgarre de la «Línea Eléctrica» de tipo dextrógiro.

Está limitado al E y al O por dos fallas transversales de dirección N 15 O y N 35 E, respectivamente, que cortan esta gran estructura. Al S se encuentra el Triás de Fábricas de Riopar-Vegallera, y al N este sinclinal está cabalgado por una falla que monta el tramo 2 del Jurásico sobre el Dogger.

Los materiales comprendidos en esta estructura corresponden al Lías (tramos 1, 2, 3 y 4) y Dogger (tramo 5). Este último, que constituye el núcleo de la estructura, aflora con mayor extensión y desarrollo, siendo el punto donde se ha registrado mayor potencia de este sector del Prebético (500 m.).

En el núcleo de este sinclinal, y a una cota de 1.629 m. (Gallinero), aflora el Mioceno marino de calcarenitas bioclásticas.

En su flanco sur, pequeñas fallas transversales «desplazan» el nivel arcilloso-dolomítico del Lías.

Sinclinal de Picos del Oso-Cabeza Madera

Es esta otra gran estructura dentro de este sector nororiental. Constituye un sinclinal alargado, según una dirección NE-SO, y en su parte occidental se hace casi E-O; la razón de este pequeño cambio direccional es debido, asimismo, al arrastre de la falla de desgarre de la «Línea Eléctrica».

Tiene una longitud de 11,5 Km. y una anchura media de 3 km.

Viene delimitado, por el Norte, por el Trías de Fábricas de Riopar-Vegallera y por el Sur por el límite Prebético Externo-Prebético Interno jalonado por el Trías de Mesones-La Alfera. Por el Oeste esta estructura se acaba en cierre parisinclinal. Por el Este, la gran falla transversal, que va desde el Trías de Alfera a casi Casa Rosa, de dirección N 4 O, corta este sinclinal sencillo continuándose más hacia el Este, pero junto con otros pliegues, anticlinales y sinclinal.

Está constituido por materiales pertenecientes al Lías (formaciones carbonatada y arcillosa) y Dogger. Este último, al igual que en la Sierra del Agua, tiene mayor representación, constituyendo el núcleo de este sinclinal. En este núcleo, y a una cota de 1.280 m., al N. de Cabeza Madera, aflora el Mioceno marino calizo.

Fallas transversales a la estructura originan «desplazamientos» de algunos de los materiales componentes, incluso algunas afectan a todo el sinclinal, provocando verdaderos desgarres. Estas fallas son amortiguadas en el contacto con los afloramientos triásicos del norte y del sur del sinclinal.

Anticlinal de Vegallera (fig. 74)

Entre los dos sinclinales que he descrito, de la Sierra del Agua y Picos del Oso-Cabeza Madera, se sitúa el anticlinal de Vegallera.

Es esta otra estructura amplia, del orden de magnitud de los dos sinclinales mencionados. Tiene una longitud de 11,5 km. y una anchura de 4 a 5 km.

Presenta una directriz de NE-SO, existiendo, como en las dos estructuras anteriores, un arco convexo hacia el Sur y en este caso le sigue otro convexo hacia el Norte, en su parte oriental. El primer arco convexo hacia el Sur sería motivado por el arrastre de la falla de desgarre de la «Línea Eléctrica». El pequeño arco convexo hacia el Norte, en la parte oriental, corresponde ya con el arco general de «Cazorla-Alcaraz-Hellín». El eje de dicho anticlinal se ve «desplazado» un poco

hacia el Norte, en su parte más oriental, por una pequeña falla de desgarre.

Tiene su núcleo en el Trías de Vegallera y comprende, además, términos de Lías Inferior dolomítico, Lías Medio-Superior arcilloso y Dogger calizo-dolomítico. Los contactos del Trías con el Lías Inferior son mecánicos, habiendo sido retocados por efectos halocinéticos, aunque estos hayan sido de pequeña intensidad.

Dentro del Trías de Vegallera, que constituye un anticlinal, existe un pequeño sinclinal, de dirección también NE-SO, en el que aparecen materiales dolomíticos del Lías Inferior, es el sinclinal de Cañada del Provenio. En este pequeño sinclinal existe una escama, con vergencia Norte, que «pellizca» un poco de arcillas del Lías Medio-Superior. Esta falla posiblemente sea originada por los efectos halocinéticos del Trías.

El límite, por el Norte, es el eje del sinclinal de la Sierra del Agua; por el Sur, el eje del sinclinal Picos del Oso-Cabeza Madera; por el Este, la gran falla transversal Alfera-Casa Rosa, y por el O, el Trías que continúa hacia Fábricas de Riopar.

Existen dos lotes de fallas transversales a la estructura de direcciones N 12 E y N 44 O, sobre todo en el flanco Norte.

Braquisinclinal del Bañadero (fig. 74)

Constituye un pequeño sinclinal, con dos cierres perisinclinales (doblemente buzante), de dirección aproximada N 30 E, aunque en su parte oriental presenta una inflexión y tiende a ponerse E-O, por efecto del arco de «Cazorla-Alcaraz-Hellín» y por la acción de desgarre de la falla del río Mundo.

Tiene unas dimensiones pequeñas, de 4 km. de largo por 2 de ancho.

Comprende materiales del Lías Inferior dolomítico, Lías Medio-Superior arcilloso y Dogger calizo-dolomítico. En el núcleo del sinclinal, en la Sierrezuela, aparece un pequeño afloramiento de Mioceno marino de calcarenitas bioclásticas a una cota de 1.265 m.

Dicho sinclinal está rodeado por el Trías de Paterna del Madera-Bogarra por todas partes, a modo de «isla».

Existen algunas fallas transversales a la estructura, de dirección NO-SE, algunas de ellas con componentes de desgarre, que originan «desplazamientos», sobre todo en el flanco sur de este sinclinal.

B-2) Sector suroccidental de pliegues (fig. 75)

Tiene también una forma triangular y viene definido:

— Al Norte, por la escama más meridional de vergencia Norte y el Trías de Fábricas de Riopar.

- Al SE, por el límite Prebético Externo-Prebético Interno, que como se ha dicho es una falla que está jalonada por los afloramientos triásicos de los Chorros, Cjo. de los Tribaldos y Villaverde de Guadalimar.
- Por el O no existe límite (pues continúa fuera de la zona), aunque gran parte de éste está ocupado por el Triás de Villaverde de Guadalimar.

Las características estratigráficas principales que lo distinguen respecto al sector anterior son las siguientes:

- Aparece ya el Malm y el Cretácico Inferior y Superior.
- El Dogger disminuye enormemente de potencia, siendo del orden de los 150 m.
- El tramo arcilloso del Lías Medio-Superior también disminuye mucho de potencia, oscilando entre 25 y 40 m., incluso en la parte más occidental de este sector prácticamente desaparece, existiendo un conjunto único dolomítico del Lías-Dogger, que se extiende hasta la Sierra de Cazorla.

En este sector ya no existen escamas, y las únicas estructuras representadas son pliegues y fallas transversales con componente de desgarre y también, muy frecuentemente, con componente normal.

Sinclinorio del Padroncillo (fig. 75)

Constituye un sinclinorio cuyas dimensiones son de 9 km. de largo por 6 km. de ancho.

Presenta una directriz de N 35 E, aunque en su parte oriental tienden a ponerse E-O.

Está limitado, al N, por la escama más meridional de vergencia Norte y el Triás de Fábricas de Riopar.

Al SE, por la falla límite Prebético Externo-Prebético Interno, jalonada por el Triás de los Chorros.

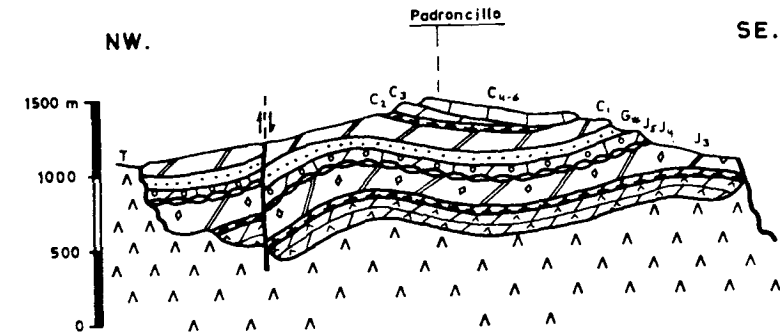
Al SO, por el anticlinal y Triás de Villaverde de Guadalimar.

Los materiales comprendidos en esta estructura pertenecen al Triás, Lías, Dogger, Malm (Kimmeridgiense) y Cretácico Inferior (facies «Weald-Utrillas») y Superior; este último forma el núcleo de este sinclinorio.

Próximo a los afloramientos triásicos de Fábricas, Chorros, Cjo. de los Tribaldos y Villaverde de Guadalimar aparecen los materiales liásicos, cuyo contacto con aquéllos son siempre mecánicos. En algunos puntos no aparece el Lías, como en el caso de la zona comprendida entre los afloramientos triásicos de los Chorros y Cjo. de los Tribaldos, en donde

SECTOR SUROCCIDENTAL DE PLIEGUES

SINCLINORIO DE PADRONCILLO



ANTICLINAL DE VILLAVERDE DE GUADALIMAR

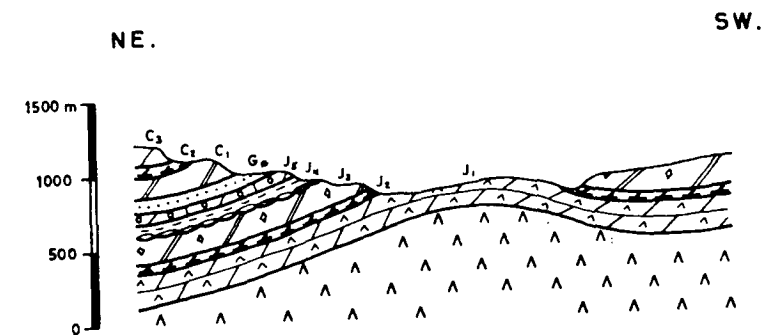


Figura 75

la falla del límite Prebético Externo-Prebético Interno ha hecho desaparecer estos términos de la serie. También en la zona septentrional el Triás de Fábricas de Riopar ha hecho desaparecer en muchos puntos estos términos y está en contacto directo con el Dogger.

Este sinclinorio tiene dos cierres perisinclinales al SO y NE (doblemente buzante). El primero está bien definido, pero el segundo está en parte interrumpido por el Triás de Fábricas de Riopar.

Los materiales del Cretácico Superior son los que constituyen el núcleo de esta estructura y forman dos sinclinales y entre ellos un anticlinal. El sinclinal del Norte tiene su núcleo en las dolomías del Turoniense, mientras que el del Sur (Padroncillo) su núcleo está en las calizas del Senoniense Inferior, que reposan, en posición discordante en algunos puntos, sobre el Cenomaniense o incluso sobre la facies «Weald-Utrillas». El anticlinal situado entre estos dos sinclinales tiene su núcleo en las dolomías del Cenomaniense Inferior-Medio.

Existen algunas inyecciones de Trías dentro de este sinclinorio, como las de la Fte. del Navazo, Casa del Toño y Cjo. del Mesegar; todos estos afloramientos están jalonando fracturas (fallas normales), constituyendo láminas diapíricas, ya que existen diapiros al NE y SO de esta estructura.

Otra característica estructural de este sinclinorio es la presencia, bastante frecuente, de fallas transversales a las estructuras de dirección N 30 O y que presentan, además de una componente de desgarre, una importante componente normal. Algunas de estas fallas tienen una gran longitud, a veces superior a los 6,5 km.

Anticlinal de Villaverde de Guadalimar (fig. 75)

Es esta una pequeña estructura de 4 km. de largo por 2 km. de ancho, que tiene interés por presentar una dirección anómala de plegamiento. En efecto, en su parte occidental es NO-SE y luego gira hasta hacerse NE-SO en su parte oriental. La razón de esta anomalía es que ha sufrido los efectos halocinéticos del Trías, dando lugar a un domo, cuya cúpula ha sido perforada y en ella aparece el Trías en superficie.

Al O, se encuentra el Trías de Villaverde de Guadalimar (esta estructura está situada al este de dicho pueblo) y al E, aflora el Trías del Cjo. de los Tribaldos. Al Norte, limita por el sinclinorio del Padroncillo y por el Sur, con una falla normal que pone en contacto los materiales jurásicos de este anticlinal con otros cretácicos.

Los materiales jurásicos que forman este anticlinal corresponden en su mayor parte al Lías Inferior, aunque también afloran, pero en menor escala, a uno y otro flanco, materiales pertenecientes al Lías Medio-Superior y Dogger, e incluso Malm y Cretácico en su flanco Norte.

2.4.2.2.1.2. Unidad de directriz «beti-ibérica» del Prebético Externo

Las estructuras, que en la parte occidental del sector estudiado presentan una dirección de plegamiento NE-SO, típicamente bética, sufren una fuerte inflexión en el este de la Hoja de Alcaraz y en toda la Hoja de Liétor, presentando en general una dirección totalmente distinta, NO-SE,

que recuerda el plegamiento de la Cordillera Ibérica, de ahí que se le haya denominado a esta unidad tectónica de directriz «beti-ibérica», siguiendo la nomenclatura utilizada por JEREZ, 1973 (y éste, a su vez, de STAUB, 1943), en su zona de tesis, al SE de la nuestra, en las Hojas de Elche de la Sierra e Isso.

Debido a este cambio de dirección en el plegamiento, existe una gran complicación tectónica, mucho mayor que en la Unidad de directriz bética, existiendo escamas de vergencia Norte y Sur y pliegues volcados.

Aunque las directrices estructurales son en general de NO-SE, existe una región (meridiano de La Herrería-Híjar) en la que éstas son de casi Norte-Sur y las escamas tienen vergencias Este y Oeste. Esta región encuentra su continuación hacia el Sur en el meridiano de Elche de la Sierra, JEREZ (1973).

Por último, en el extremo NE de la Hoja de Liétor, existe una «virgación», que se continúa hacia el norte en la Hoja de Peñas de San Pedro, y cuyos pliegues tienen una forma de codo o de V abierta hacia el Norte.

Aunque resulta difícil esquematizar, para su estudio, esta unidad, la he dividido en las siguientes regiones:

- Región de escamas de vergencia Norte y Sur, y pliegues volcados de dirección NO-SE.
- Región de pliegues de dirección casi Norte-Sur y escamas de vergencia Este y Oeste en el meridiano de La Herrería-Híjar.
- «Virgación» de Alcazozo-Heruela-Mullidar.
- Fosas tectónicas.

A) Región de escamas de vergencia Norte y Sur, y pliegues volcados de dirección NW-SE

Existe un predominio de materiales calizo-dolomíticos del Dogger sobre todos los demás que constituyen los sinclinales. Afloran, además, en franjas estrechas y alargadas y en los núcleos de anticlinales, los distintos términos del Lías, existiendo aquí también una fuerte reducción de potencia del Lías Medio-Superior, que constituye un tramo único arcilloso que ha servido de nivel de despegue en algunas estructuras. El Malm sólo está representado, y con escasa potencia, en el sector de Fuente Higuera-Fuente del Taif. El Cretácico también tiene una escasa representación, tratándose casi exclusivamente del Cretácico Inferior de facies «Weald-Utrillas».

Los rasgos estructurales fundamentales son la existencia, bastante abundante, de pliegues volcados de vergencia N, incluso en algunos casos de «champignon» embrionarios y la existencia de escamas de vergencia Norte y Sur; estas últimas sólo se dan en esta región.

Siguen estando también presentes las fallas transversales a la dirección principal de las estructuras, algunas de ellas de gran longitud. Muchas de éstas tienen una fuerte componente normal.

Los límites de esta región son: Al O, el cambio de dirección que coincide con la gran falla transversal de Alfera-Casa Rosa, y más al Norte con otra falla transversal, también de dirección NE-SO, situada al O de los Cerros de la Peñuela y que separa sensiblemente los materiales liásicos de los del Dogger. Por el Este y Sur, continúa esta región en las Hojas de Hellín, Elche de la Sierra e Isso. Más al Sur (fuera del sector estudiado) choca con las estructuras de directrices béticas del Prebético Interno por medio de la falla de la «Línea Eléctrica», y más al Este (fuera del área estudiada) existe otro arco (pero ahora convexo hacia el Sur) en las Hojas de Hellín, Isso y Calasparra, y las estructuras cobran de nuevo la directriz bética de NE-SO. Más al Norte (también fuera del sector estudiado) esta región choca con la zona tabular del Norte de Peñas de San Pedro, Barrax, Munera, Lezuza, etc.

A-1) *Sector de escamas de vergencia Norte y pliegues en los Cerros de la Peñuela (fig. 76)*

Este sector está limitado por dos grandes fallas transversales; una de dirección N 22 O, que coincide con el cauce del río del Tobarejo (falla de 7 km. de longitud) y otra de menor longitud y de dirección N 38 E, situado al O de los Cerros de la Peñuela. Estas dos fracturas, que forman entre sí 60°, se cortan al sur de la Hoja de Robledo. Este sector está limitado al Sur por el Trías de Bogarra. Ambas fallas son de desgarre, levóginas, como se deduce del arrastre de las estructuras próximo al accidente y de las vergencias (Norte en el bloque oriental y pliegues suaves en el occidental).

Se observan dos áreas diferentes. Una septentrional, caracterizada por escamas de vergencia NE y otra meridional, formada por pliegues sencillos de dirección NO-SE. Las escamas afectan, fundamentalmente, a materiales calizos del Dogger y arcillas del Lías, habiendo desempeñado estas últimas el papel de despegue.

Los pliegues afectan a materiales del Lías y Dogger, siendo los primeros (tramo 1 del Jurásico) los que constituyen el núcleo de algunos anticlinales sencillos, como los de Ventoso y Norte y Sur de Ardal.

En el Cerro del Ardal existe un sinclinal con núcleo en calizas del Dogger. Sus flancos sur y norte están muy verticalizados, observándose incluso, a nivel del tramo 3 (dolomítico-oolítico) pequeñas inversiones que se recuperan progresivamente hacia el núcleo.

Al norte de este sinclinal existe un anticlinal, con núcleo en Lías Inferior, y más al Norte una serie de pliegues (hasta 12), tratándose,

ESCAMAS VERGENCIA NORTE Y PLEIQUES EN LOS CERROS DE LA PEÑUELA

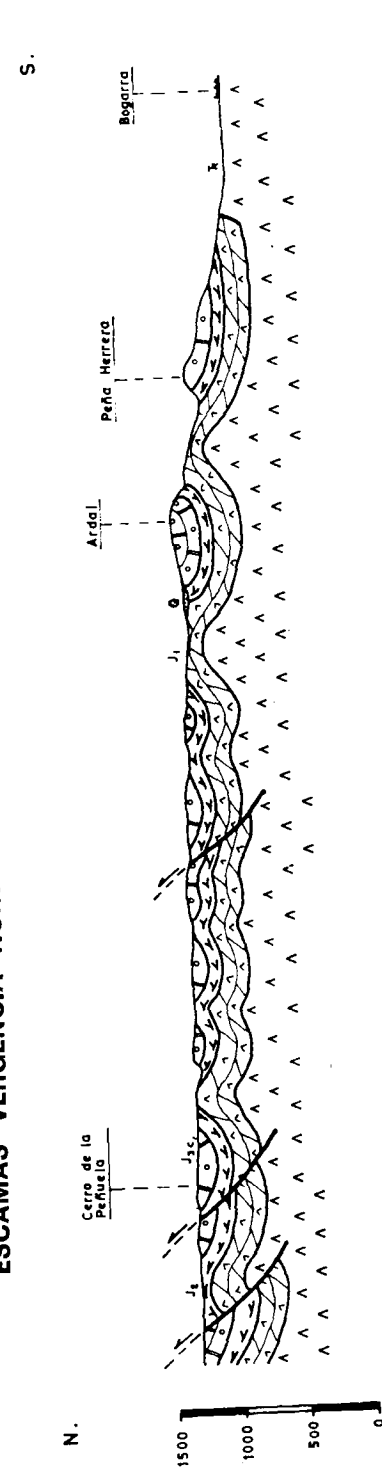


Figura 76

ESCAMAS VERGENCIA NORTE Y SUR Y PLEIQUES ENTRE SANTA ANA, CAÑADAS DE HACHES Y GALAPAGAR

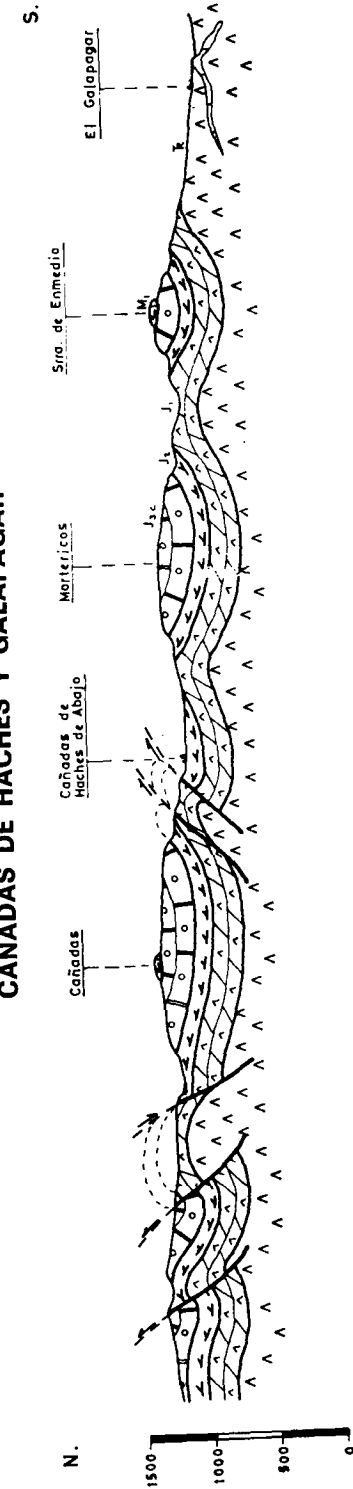


Figura 77

normalmente, de sinclinales con núcleo en Dogger y anticlinales con núcleo en Lías margoso.

Se observa ya aquí una fuerte reducción de potencia de los tramos 2, 3 y 4 del Lías. Así, por ejemplo, el tramo 3 presenta sólo de 30-40 m. de espesor.

Paralelas a la falla situada al O de los Cerros de la Peñuela, de dirección NE-SO, existen otras fallas transversales a las estructuras que afectan a las escamas y pliegues.

A-2) *Sector de escamas de vergencia Norte y Sur y pliegues entre Santa Ana y Cañadas de Haches (fig. 77)*

Se observan aquí tres áreas. Una septentrional, de escamas de vergencia NE; otra central, de pliegues, y otra meridional, de escamas vergencia S.

Los materiales afectados corresponden al Lías y Dogger. Este último está representado por su facies caliza (calizas blancas con oolitos muy bien calibrados).

En el área septentrional se observan fundamentalmente escamas de vergencia NE, que afectan al Dogger calizo y a las arcillas del Lías; éstas han desempeñado un papel de despegue. También se observan, aunque en menor escala, escamas que afectan al Lías Inferior y Lías margoso, en las inmediaciones de Fuente Labrada. A pesar de ser esta estructura, en escamas de vergencia NE, la tónica general, existen también algunos pliegues como el sinclinal de Fuente Labrada con núcleo en Dogger. Este sinclinal tiene su flanco sur muy verticalizado, incluso a nivel del tramo 3 (Lías Medio) llega hasta invertirse. Progresivamente este flanco se recupera y las calizas del Dogger ya buzan normalmente hacia el Norte. Este hecho recuérdese que también ocurría en el sinclinal del Ardal. La razón de estos hechos pienso que se trate de una dislocación local de un tramo competente, como es el tramo dolomítico del Lías Medio (tramo 3), como consecuencia de encontrarse entre dos niveles incompetentes (tramos arcillosos 2 y 4 del Jurásico) que han desempeñado un papel de despegue. A este sinclinal le sigue, hacia el Sur, un anticlinal con núcleo en Lías Inferior, y hacia el Este existen también otros pliegues, como sinclinales en Dogger cabalgados hacia el Norte por escamas y un anticlinal volcado, también cabalgado hacia el Norte, con núcleo en Lías Inferior.

El área central se caracteriza por la presencia de pliegues sencillos de dirección NO-SE, estrechos y alargados. Uno de ellos, el más importante, es el sinclinal de La Serralba-Cañadas, de 10 km. de largo por 2 km. de ancho. Está constituido fundamentalmente por calizas del Dog-

ger. En su parte occidental este sinclinal está cortado por la gran falla transversal del río del Tobarejo y choca con los pliegues y escamas de los Cerros de la Peñuela. Hacia el SE, esta estructura está complicada por escamas de vergencia N y S. En el núcleo de este sinclinal aflora el Mioceno marino en su facies calcarenítica en los picos de Serralba y Cañadas. El primero de estos afloramientos se continúa por la falda septentrional de este sinclinal, apareciendo cobijado por una falla inversa de pequeño salto, puesto que sólo se trata de una «pinzadura» de Mioceno dentro del Dogger. Esta escama se amortigua hacia el pico del Serralba, aunque afecta también a este último afloramiento de Mioceno.

El área meridional la constituye el flanco sur del Sinclinal de Serralba-Cañadas, que está cabalgado hacia el Sur por una falla inversa. Esta falla, que pasa por Cañadas de Haches de Arriba y Cañadas de Haches de Abajo, superpone el Lías Inferior (tramo 1) sobre el Lías Inferior-Medio (tramo 2). Esta falla es interrumpida, hacia el E, por una falla transversal y «desplazada» por ésta hacia el Sur.

Aparte de estos accidentes estructurales que he definido de escamas de vergencia Norte, pliegues y escamas de vergencia Sur, existen fallas transversales a la directriz principal de plegamiento de dirección NE-SO, con cierta componente de desgarre, y algunas de ellas superan los 2 km. de longitud.

A-3) *Sector de pliegues volcados entre Cañadas de Haches y el Galapagar (fig. 77)*

Entre Cañadas de Haches y el Trías de Galapagar existen una serie de pliegues, algunos de ellos volcados, de dirección casi E-O, con vergencia Norte. Así, de N a S existe un anticlinal de dirección NO-SE, con núcleo en el Lías Inferior, que coincide con el curso de Arroyo de Cañadas de Haches.

A este anticlinal le sigue hacia el Sur el sinclinal de Mortericos, en cuyo núcleo aflora el Dogger; este sinclinal es volcado hacia su parte oriental y occidental, haciéndose normal en su parte central; la vergencia del pliegue en el flanco invertido es hacia el Norte. Más hacia el Sur existe el anticlinal de la Rambla del Griego, en cuyo núcleo aflora el Lías Inferior (tramo 1). Su dirección es prácticamente E-O. Este anticlinal es volcado en su parte oriental.

Por último, y próximo al Trías de Galapagar, existe en la Sierra de Enmedio un sinclinal de Dogger, en cuyo núcleo aparece, discordantemente, un pequeño afloramiento de Mioceno; este sinclinal también tiene una dirección Este-Oeste.

El límite oeste y sur de esta estructura es el Trías de Bogarra-Galapagar, con cierto carácter halocinético. El límite oriental lo constituye

una gran falla transversal de dirección N 18 E, de más de 10 km. de longitud; esta falla es la que limita a su vez, por su parte occidental, al bloque liásico de la Fuente de la Parra, que a continuación se estudiará.

Existen otras fallas transversales, paralelas a la principal de la Fuente de la Parra y de menor longitud. Una de ellas, de 3 km. de larga, es la que pone en contacto el Lías Inferior del sinclinal del Olivar con el Trías de Galapagar, de ahí que el afloramiento de este Trías tenga una forma rectangular. En el flanco sur de la Sierra de Enmedio existen otras fallas transversales de menor importancia.

A-4) Sector de pliegues y escamas de vergencia S en el bloque liásico de la Fuente de la Parra (fig. 78)

En el contexto de la Unidad de directriz «beti-Ibérica», en donde existe un predominio de materiales pertenecientes al Dogger, llama la atención encontrar un bloque liásico de forma alargada, según una dirección NE-SO, casi N-S.

La razón de esta aparición tan peculiar es que se trata de un «horst» limitado por dos grandes fallas transversales, ambas con dirección N 18 E.

La falla occidental parte del Cjo. de San Martín y llega hasta la Casa Forestal, situada en el km. 7,5 de la Cra. Ayna-Bogarra; tiene una longitud de 7,5 km. Esta falla actuó primeramente como de desgarre dextró-gira (a juzgar por las vergencias, Norte en el bloque occidental y Sur en el oriental) y posteriormente como normal con hundimiento del bloque del Oeste.

La falla oriental parte de los Cárcavos, pasa por las casas del Arroyo de la Fuente de la Parra y llega hasta el Trías de la Dehesa (aproximadamente hasta el km. 3 de la Cra. de Ayna-Bogarra). Sólo es deducible su carácter de falla normal, con hundimiento del bloque oriental, aunque pudo actuar, con anterioridad, como de desgarre.

PLIEGUES Y ESCAMAS VERGENCIA SUR EN EL BLOQUE LIASICO DE LA FUENTE DE LA PARRA

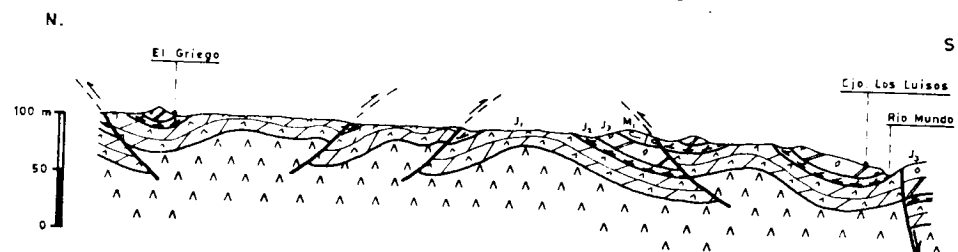


Figura 78

Por el Sur, este bloque está limitado por la falla del río Mundo.

En su parte septentrional cabalga dicho bloque liásico, en parte, hacia el N sobre terrenos del Dogger.

La estructura interna de este bloque es la siguiente:

La directriz de las estructuras es N 60 O y en algunos casos E-O.

Existe un área septentrional caracterizada por pliegues sencillos en materiales del Lías Inferior y escamas de vergencia Sur, que hacen aflorar las arcillas liásicas del tramo 2 que han desempeñado un papel de despegue.

En el área meridional ya no existen escamas (a excepción de una «pinzadura» de Mioceno, de vergencia Norte, en Royo Odrea) y los pliegues son el único tipo de estructuras existentes. En dos de estos pliegues está implicado también el Dogger, en sendos sinclinales.

A-5) Sector de pliegues volcados y escamas de vergencia Norte, al S. de Bogarra (fig. 79)

Este sector está comprendido por los siguientes límites:

Al N, por el Trías de Bogarra-Galapagar.

Al S, por el anticlinal y escamas de vergencia Sur de los Alejos.

Al E, por la gran falla transversal que parte del Cjo. de San Martín y llega hasta la Casa Forestal situada en el km. 7,5 de la Cra. de Ayna-Bogarra.

Al O, por otra gran falla transversal que va desde el Trías de la Alfera a Casa Rosa.

Próximo a Bogarra existe una escama de vergencia Norte que afecta a los materiales del Lías Inferior, cabalgando el tramo 1 dolomítico sobre el tramo 2 arcilloso, que ha desempeñado un papel de despegue.

PLIEGUES VOLCADOS Y ESCAMAS VERGENCIA NORTE AL SUR DE BOGARRA

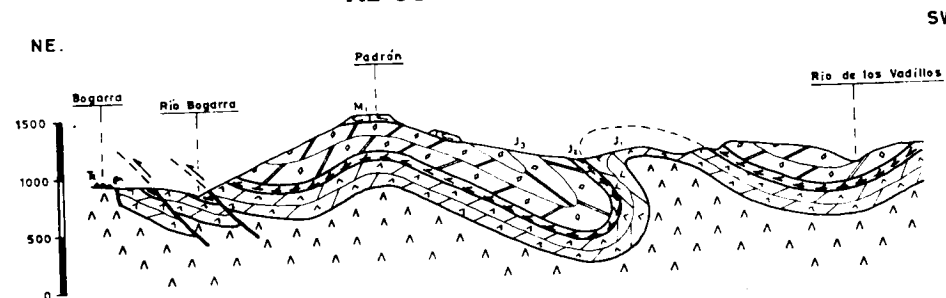


Figura 79

Poco más al Sur existe otra escama, también de vergencia Norte, de mayor longitud que la anterior y que está desplazada por varias fallas transversales de desgarre de direcciones NO-SE y NE-SO. Esta falla parte desde el N del Padrastro y llega hasta el Río de Bogarra, a la altura de los Vizcaínos, continuando incluso por la margen izquierda. Esta falla afecta fundamentalmente a materiales del Dogger y Lías Superior, habiendo desempeñado estos últimos la función de despegue.

A la altura del Picayo esta escama «pellizca» parte del Mioceno que corona esta sierra.

Al NO de estas escamas, y separadas por una falla transversal, existen unos pliegues sencillos, de dirección casi E-O, que afectan a materiales del Lías y Dogger. Así, de N a S aparecen las siguientes estructuras:

Sinclinal de la Losa de las Mohedas, constituido fundamentalmente por materiales del Dogger y en cuyo núcleo aparece un afloramiento de Mioceno discordante, de calcarenitas bioclásticas, a una cota de 1.400 m.

Más al Sur, existe el *anticlinal de la Fuente del Arenal*, en cuyo núcleo aparece el Lías Inferior y aparecen hacia el Sur dos pequeños pliegues más, sinclinal y anticlinal, con núcleos en Dogger y Lías, respectivamente.

Al S de las escamas de Bogarra se observa un extenso afloramiento de Dogger que constituye el *sinclinal del Padrastro*; este sinclinal está volcado y presenta una vergencia hacia el N. En el núcleo de este sinclinal aparece un afloramiento de Mioceno calizo que corona el vértice geodésico del Padrastro, a una altitud de 1.502 m.

Al S de este sinclinal volcado existe el *anticlinal volcado de las Yegüerizas*, con núcleo en Lías Inferior, cuyo núcleo ha sido afectado por fallas de desgarre transversales a la estructura. La terminación oriental de este anticlinal es muy complicada tectónicamente y aparecen varias escamas de vergencia Norte, que hacen aflorar materiales del Lías.

Al S de este anticlinal existe el *sinclinorio de Cabezallera*, constituido casi exclusivamente por materiales pertenecientes al Dogger. El vértice geodésico de Cabezallera (1.376 m.) está coronado por un afloramiento alargado de Mioceno calizo, que fosiliza parte de las arcillas del Lías que afloran en anticlinal y que se continúa hacia el E por dos ramales: el del Norte, que enlaza con el afloramiento de Mioceno del Halcón (1.241 m.), y que esta misma corrida se continúa más hacia el E, aunque de manera discontinua, por el Caballo y la Albarda (1.230 m.). El ramal del Sur llega hasta la Fuente del Roble y es afectado por una escama de vergencia Norte entre materiales del Dogger; incluso en algún punto ha «pellizcado» materiales de la facies «Weald-Utrillas», siendo este afloramiento cretácico el más septentrional de este sector (Hoja de Alcaraz).

Por el río Bogarra, donde éste toma una dirección Norte-Sur, cruzan varias escamas, de vergencia Norte, que hacen aparecer el Lías margoso.

Al E del trazado Norte-Sur del río Bogarra, en la Muela de San Martín, existe un anticlinal fallado con núcleo en Lías Inferior. Al E está interrumpido este anticlinal por la gran falla transversal de Cjo. de San Martín a carretera Ayna-Bogarra, Km. 7,5, y por el Sur también está cortado por la falla del río Mundo, que en este punto ha dado lugar a una pequeña salida de Trías.

Las directrices de todas las estructuras descritas son de E-O en su parte occidental, y se van haciendo NO-SE hacia áreas más orientales.

Observamos que en esta zona, y coronando las cotas más elevadas (hasta 1.500 m. s. n. m.), aparecen muy frecuentemente afloramientos del Mioceno marino en posición discordante; algunos de ellos han sido «cobijados», en parte, por escamas de vergencia Norte.

A-6) *Anticlinal y escamas de vergencia Sur en los Alejos* (fig. 80)

Al sur del sinclinorio de Cabezallera existe el anticlinal de los Alejos, de unos 6 Km. de longitud por 2 Km. de ancho, cuya dirección de plegamiento es aproximadamente Este-Oeste.

Está constituido, fundamentalmente, por materiales del Lías Inferior, que constituyen el núcleo de esta estructura. En su flanco norte afloran materiales del Lías Medio-Superior y Dogger (flanco meridional del sinclinorio de Cabezallera) y al S afloran, además de estos materiales, otros pertenecientes al Malm y Cretácico Inferior (facies «Weald-Utrillas»).

En el núcleo de este anticlinal aflora el Trías (en el extremo occidental, el Trías de Alfera, y otros de menos extensión hacia el este de la estructura) y cuyos contactos son mecánicos y de origen halocinético.

En el flanco Norte, y dentro de los materiales liásicos, existen fallas inversas de vergencia Sur que repiten los materiales arcillosos del Lías Medio-Superior; incluso en alguna de estas escamas se ha inyectado el Trías, como en los Alejos.

Este anticlinal tiene su cierre periclinal hacia el Este.

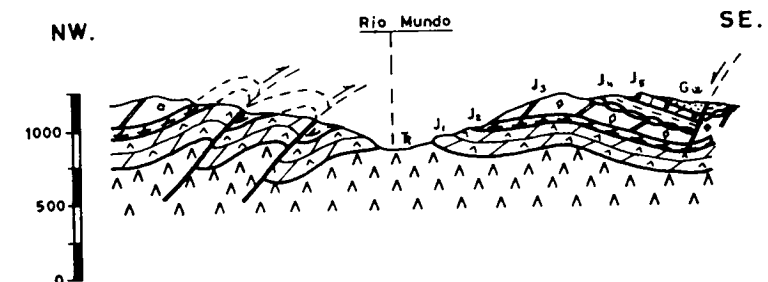


Figura 80.—*Anticlinal y escamas vergencia Sur, en «Los Alejos».*

Existen fallas transversales a la estructura y se aprecia muy bien cómo desplazan el tramo arcilloso del Lías Medio-Superior, sobre todo en el flanco N de este anticlinal.

Otro grupo de fallas transversales de desgarre parten del Trías de Alfera y presentan una disposición radial; una de estas fracturas es la gran falla transversal que llega hasta Casa Rosa.

A-7) *Sector de pliegues, escamas de vergencia Norte y fallas normales entre Fuente Higuera y Fuente del Taif (fig. 81)*

En este sector, además de existir pliegues y escamas, se observan fallas normales.

Otra característica que define a este sector es la presencia de materiales pertenecientes al Malm y Cretácico Inferior y Superior, además del Dogger.

Sus límites son: al N, los anticlinales de los Alejos y Cjo. de Rodríguez; en estos anticlinales aflora en sus núcleos el Trías. Al SO, la falla de la «Línea Eléctrica», que separa los dominios Prebético Externo con el Prebético Interno.

Las estructuras toman también una forma de arco convexo hacia el N,

PLIEGUES, ESCAMAS VERGENCIA NORTE Y FALLAS NORMALES ENTRE FUENTE HIGUERA Y FUENTE DEL TAIF

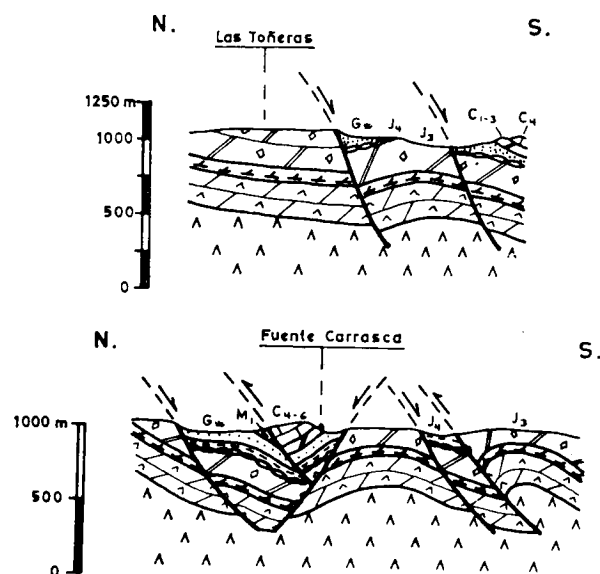


Figura 81

siendo en su extremo occidental de NE-SE en su extremo oriental, pasando por una zona intermedia que son prácticamente E-O.

Se observan pliegues sencillos, como el *anticlinal del Cerrojoncillo*, con núcleo en materiales del Dogger, de dirección E-O, y cuyo flanco norte está cabalgado; *sinclinal de Fuente Higuera*, también de dirección E-O, con núcleo en terrenos del Cenomaniense-Turoniense y «fossilizado» en parte por los materiales del Mioceno y *anticlinal del Cerrejón*, de dirección igualmente E-O, con núcleo en materiales del Dogger y fracturado por fallas normales en ambos flancos.

En Fuente Carrasca existe un gran número de fallas normales con direcciones diversas, que ponen en contacto los materiales del Dogger con los del Cretácico Inferior de facies «Weald-Utrillas», haciendo desaparecer los del Malm. Este mismo tipo de fallas normales se observan también en la Fuente del Taif.

El cerro que está situado al S del Cerrejón está constituido por materiales del Dogger y forma un anticlinal cabalgado hacia el Norte, cabalgando los terrenos del Dogger sobre los del Malm. Esta falla inversa es la más meridional y última del Prebético Externo; poco más al S aparece el Prebético Interno, en el que no se observan estructuras en cabalgamiento. Este pliegue, de dirección NE-SO, pasa a ser E-O por efecto del arrastre de la falla de desgarre de la «Línea Eléctrica».

A-8) *Sector de pliegues volcados entre Ayna-Casas del Jinete-Cjo. de Rodríguez (fig. 82)*

En una transversal de dirección NE-SE, que partiendo de Ayna pase por Casas del Jinete y Cjo. de Rodríguez, se observa una serie de pliegues volcados, con vergencia Norte generalmente, que afectan a materiales del Lías y Dogger; los núcleos de anticlinales están localizados en materiales liásicos y los núcleos de sinclinales en materiales dolomíticos del Dogger. No faltan los pliegues con vergencia Sur, o los pliegues sencillos, pero son los menos abundantes. Algunos de estos pliegues volcados están cabalgados hacia el Norte, tratándose de pliegues-fallas. La dirección de los pliegues es NO-SE.

Inmediatamente al S de Ayna existe el sinclinal del Molar-Villarones, de 10 Km. de longitud y 2 Km. de ancho, de dirección NO-SE, con tendencia a E-O, en su extremo oriental. Se trata de un sinclinal volcado, con vergencia Norte, en dolomías del Dogger. En su flanco Sur existen dos pequeños cabalgamientos entre dolomías, que han «pelliscado» al Mioceno marino, en un caso, y en otro a las arenas de la facies «Weald-Utrillas» y margas del Lías. Este sinclinal es normal en su extremo occidental y tiende a adoptar una dirección E-O.

Al S del sinclinal del Molar-Villarones existe un anticlinal volcado con vergencia Norte, y en cuyo núcleo aflora el tramo arcilloso del Lías; este anticlinal, hacia el O, pasa a una escama de vergencia Sur; este afloramiento arcilloso del Lías se ve trasladado en varias ocasiones por fallas transversales a la estructura. La dirección de este anticlinal es de E-O en su extremo occidental y de NO-SE hacia el SE.

PLIEGUES VOLCADOS ENTRE AYNA - CASAS DEL JINETE - CJO. DE RODRIGUEZ

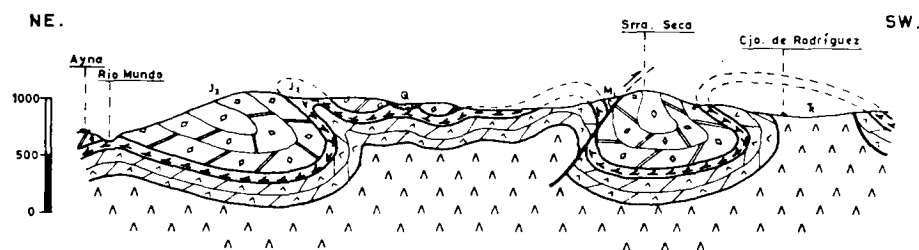


Figura 82

En Casas del Jinete aflora de nuevo el tramo arcilloso del Lías en una estructura de anticlinal volcado hacia el Sur. Este pliegue, junto con el anteriormente descrito al sur del Molar, constituye un anticlinal en «champignon», en cuyo núcleo existen dos sinclinales en Dogger y un anticlinal en Lías margoso.

Las sierras de Albarda y Seca constituyen un sinclinal de materiales del Dogger cuya dirección es E-O en su extremo occidental y NO-SE en su parte oriental. Este sinclinal es volcado hacia el Norte en la Albarda y normal en Sierra Seca. En la Albarda el núcleo de esta estructura está fosilizado por materiales del Mioceno marino a una cota de 1.230 m. Las dimensiones de este sinclinal son más de 9 Km. de largo (pues continúa en la Hoja de Elche de la Sierra) por un valor medio de 2 Km. de ancho.

Por último, en la zona del Cjo. de Rodríguez, al sur de Sierra Seca, existe un anticlinal, volcado hacia el Norte, con núcleo en el tramo 1 del Jurásico (Lías Inferior); incluso, aunque en contacto mecánico, aparece un afloramiento triásico. Este anticlinal, en su flanco Sur, está fracturado por una falla que pone en contacto los terrenos del Lías Inferior con los del Dogger, haciendo desaparecer el tramo arcilloso del Lías Medio-Superior. Hacia el NO esta estructura se ve afectada por una escama de vergencia Norte (pliegue-falla), y más al O vuelve otra vez a tratarse de anticlinal

volcado de vergencia Norte, en cuyo núcleo afloran materiales del Lías Inferior y con cierre periclinal hacia el NO. Existen, además, fallas transversales a la estructura que desplazan, sobre todo, el tramo arcilloso del Lías.

A-9) Sector de pliegues volcados y escamas de vergencia Norte en la zona de Liétor (fig. 83)

Es éste un sector de una tectónica muy complicada, aunque se puede simplificar diciendo que se trata de un pliegue-falla. En efecto, el río Mundo, que atraviesa por este sector, constituye el núcleo de un anticlinal en el que afloran materiales del Lías Inferior; incluso son frecuentes los asomos triásicos, en posición «paranormal», como son los del Cementerio de Liétor, Ermita de Santa Bárbara y Puente de Talave. Este anticlinal es volcado al NO de Liétor y presenta un cierre periclinal en esta dirección; en cambio, hacia el SE se hace normal, aunque se trata más bien de un anticlinorio. Hacia el SE, esta estructura es cortada por una falla inversa de vergencia SE que cabalga, en parte, sobre los materiales del Mioceno de la Casa de la Huerta. El flanco septentrional de este anticlinal está fallado hacia el Norte, cabalgando los materiales dolomíticos del Dogger sobre los terrígenos de la facies «Weald-Utrillas»; incluso en su extremo SE este cabalgamiento «cobija» a terrenos del Mioceno marino. Este cabalgamiento es desplazado numerosas veces por fallas transversales a la estructura. Además del cabalgamiento principal, existen otros de menor importancia, bien con la misma dirección que aquél o bien con dirección aproximada NE-SO, como se observa inmediatamente al E de Liétor; estos cabalgamientos afectan a materiales del Lías y Dogger; incluso han conservado materiales de la facies «Weald-Utrillas». En cualquier caso, todos los cabalgamientos tienen de común su vergencia hacia el Norte.

A este anticlinal, que se le ha denominado de Liétor, le sucede, hacia el Norte, un sinclinal volcado constituido por materiales del Dogger y en

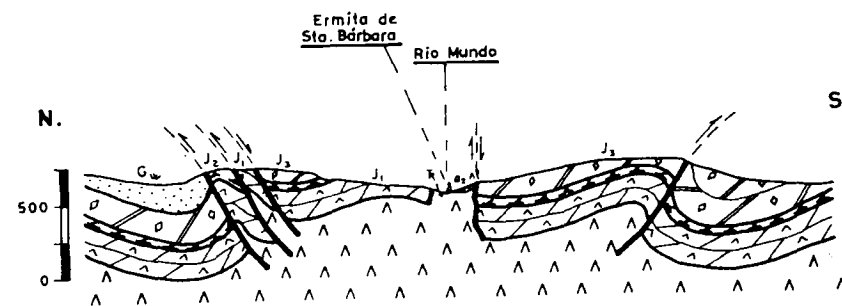


Figura 83.—Pliegues volcados y escamas vergencia Norte en la Zona de Liétor.

cuyo núcleo se encuentra el Cretácico Inferior de facies «Weald-Utrillas». Este sinclinal es «abierto» hacia el NO y con cierre perisinclinal en su extremo SE.

Al sur del anticlinal de Liétor existe un sinclinal, el de los Cerros de las Cruces, pero éste es normal y en su núcleo aparecen también los materiales terrígenos del Cretácico Inferior.

Las directrices de todas estas estructuras son claramente «beti-ibéricas», siendo la orientación general de N 50 O.

La facies «Weald-Utrillas» descansa discordante sobre los materiales dolomíticos del Dogger; de ahí que el cabalgamiento principal del pliegue-falla sea de poco salto.

A-10) *Anticlinorio y escamas de vergencia Sur en Rambla de Talave* (fig. 84)

El valle de la Rambla de Talave es, sin duda, un sector de tectónica muy complicada.

En general, se puede decir que se trata de un anticlinorio, en cuyo núcleo afloran materiales del Lías. Este anticlinorio suele estar volcado y cabalgando hacia el Sur.

Así, en el Ramadero existe un anticlinal volcado con vergencia Sur y cuyo flanco meridional está cabalgado hacia el Sur, poniéndose en contacto las dolomías del Lías Inferior con las del Dogger, existiendo entre ellas el Trías del Fontanar, que ha aprovechado esta falla para su salida. Este cabalgamiento, que al este del Fontanar se acaba pronto con unas cobijaduras de Mioceno, hacia el NO continúa mucho más, llegando a tener una extensión de 13 Km. (llega hasta la Herrería y afecta a materiales del Cretácico Superior).

El trazado de este cabalgamiento se ve afectado y desplazado por fallas transversales a la estructura.

El plano de cabalgamiento, que en superficie es casi vertical, en profundidad se suaviza y tiene 45° (datos de sondeos del acueducto Tajo-Se-gura). Este anticlinal es doblemente buzante.

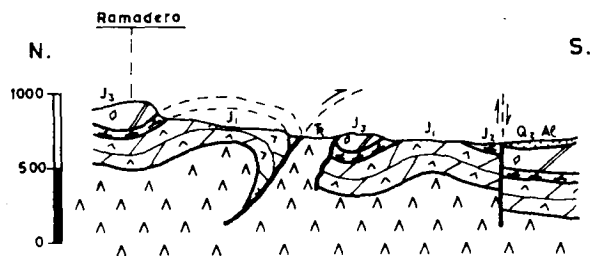


Figura 84.—Anticlinorio y escamas vergencia Sur en Rambla de Talave.

El anticlinal del Ramadero se recupera hacia el NO y forma un amplio sinclinatorio cuyo flanco SO se encuentra afectado por el gran cabalgamiento hacia el S que coincide con la Rambla de Talave.

Hacia el SE, allí donde la Rambla describe un amplio meandro, este anticlinal volcado del Ramadero pasa a ser un anticlinorio intensamente fallado en todas direcciones y cuyo núcleo está ocupado por el Lías Inferior, incluso por el Trías del Barranco del Sojar.

Todas estas estructuras presentan una dirección de plegamiento de NO-SE, propia de esta unidad de directriz «beti-ibérica». Sin embargo, existe un anticlinal al S del Cjo. de Trifillas, que presenta una dirección aberrante de N-S o incluso NE-SO. Este anticlinal está constituido por materiales liásicos y, en posición mecánica, aparece un afloramiento triásico en su núcleo. La directriz aberrante puede ser debida a los efectos diapíricos del Trías del Bco. del Sojar. Este anticlinal tiene su cierre periclinal hacia el Norte. Resulta curioso observar cómo este anticlinal tiene una «digitación» anticlinal siguiendo la Rambla de Talave, esto es, con la dirección general de esta unidad de directriz «beti-ibérica». Este pequeño anticlinal tiene su cierre perianticlinal hacia el NO, es volcado hacia el Norte y existen como mínimo dos cabalgamientos en su núcleo; también hacia el Norte, dentro de las dolomías del Lías Inferior, por uno de estos cabalgamientos se ha inyectado el Trías. Este pequeño anticlinal continúa más al NO por un pliegue normal después de pasar por una posición intermedia de ensilladura.

A-11) *Sinclinal del pantano de Talave* (fig. 85)

El pantano de Talave está ubicado en un sinclinal de Dogger de dirección NO-SE; sus dimensiones son de 3 Km. de largo por 3 de ancho.

El vaso está, en parte, impermeabilizado por materiales del Cretácico Inferior («Weald-Utrillas») o bien del Oligoceno-Mioceno Inferior, observándose algunos pequeños afloramientos en sus bordes.

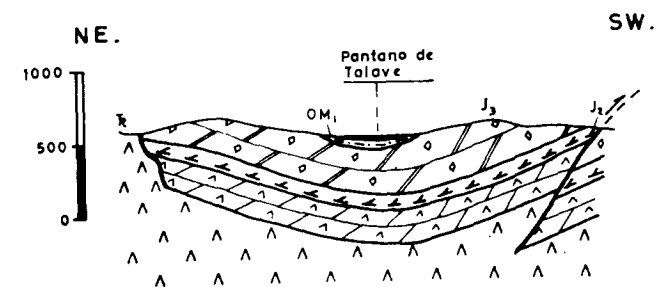


Figura 85.—Sinclinal del Pantano de Talave.

No obstante, el pantano ocupa un pequeño sistema hidrogeológico muy bien definido y existe, al parecer, en la actualidad, un equilibrio entre el nivel piezométrico del sistema y el nivel del pantano.

Este sistema hidrogeológico viene definido, al Norte, por el Trías del Barranco de Sojar; al Sur, por el Lías arcilloso que aflora en el Barranco de los Porrones; al O, por el Lías arcilloso, que en profundidad constituye barrera impermeable al subir de cota topográfica el eje de esta estructura; al E, por el Lías arcilloso de Talave, que aparece por una escama de vergencia SO.

Aunque sea éste un capítulo de tectónica creo interesante sugerir que en épocas de sequía o de gran demanda de agua se puede disponer de las reservas de este pequeño sistema hidrogeológico y en el mismo pantano captarlo mediante sondeos.

A-12) Anticlinorio de Rambla del Collado-Fuente Albilla (fig. 86)

Entre la alineación de directriz «beti-ibérica» del Corral de los Quinteros y la fosa tectónica de la Rambla de la Heruela (de la que más adelante hablaré) se extiende un amplio sector plegado de dirección bética NE-SO, con tendencia a hacerse E-O en su extremo oriental, que es la prolongación flexionada de las alineaciones de directriz «beti-ibérica» de la Atalaya de Liétor.

Este sector plegado constituye, a grandes rasgos, un anticlinorio de hasta seis pliegues de materiales del Dogger y sólo en uno de estos pliegues, en la Rambla del Colado, aflora el Lías arcilloso.

Se observan dos áreas: una de pequeña extensión, al O de la Rambla del Collado, y otra más extensa, que constituye la alineación montañosa de Fuente Albilla. Entre ambas, y coincidiendo con la Rambla, existe una estructura de ensilladura de dirección NO, acompañada de una falla de desgarre dextrógira que provoca una ligera flexura de las estructuras a uno y otro labios de la falla.

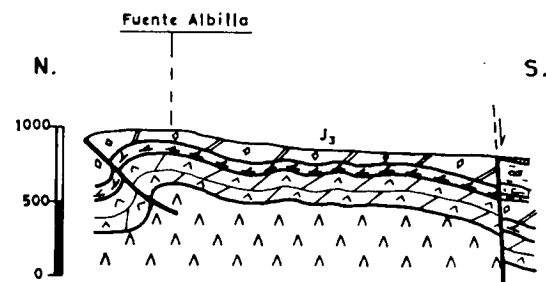


Figura 86.—Anticlinorio de Rambla del Collado-Fuente Albilla.

Esta estructura en anticlinorio se encuentra «desconectada» estructuralmente de las zonas colindantes por dos accidentes tectónicos muy importantes de igual dirección que sus estructuras:

Al Norte, la falla inversa del Estrecho del Mullidar produce un choque violento entre la alineación del Corral de los Quinteros, de dirección NO-SE, y la alineación montañosa de Fuente Albilla, casi de dirección E-O, formando un ángulo recto. En esta falla inversa oculta, en parte, bajo el recubrimiento terciario del Valle del Mullidar, se observan cobijaduras de Mioceno marino en su zona frontal. La longitud de esta falla es de 6 Km.

Al Sur existe otra falla, que junto con la de la Rambla de la Heruela dará lugar a la profunda fosa miocena del mismo nombre.

B) Región de pliegues de dirección casi Norte-Sur y escamas de vergencia Este y Oeste en el meridiano de La Herrería-Hijar

Dentro de la Unidad de directriz «beti-ibérica» del Prebético Externo contrasta esta región con directrices casi Norte-Sur y con cabalgamientos de vergencia E y O, en el meridiano de La Herrería-Hijar.

Bajo un punto de vista estratigráfico también se diferencia esta región de las otras de directriz «beti-ibérica» por la presencia de materiales cretácicos, especialmente los pertenecientes al Cretácico Superior.

Se interpreta a primera vista (si se observa la cartografía) de que se trata de una zona hundida en la que se han conservado materiales del Cretácico.

En efecto, parece corresponder a una estructura en ensilladura a gran escala, algo así como ocurría en la Rambla del Collado. Recuérdese que allí, coincidiendo con esta estructura en ensilladura, existía una falla de desgarre dextrógira. Aquí se puede afirmar que existen también estos hechos, aunque a mayor escala. En efecto, como consecuencia de una falla o un sistema de fallas de desgarre en el zócalo, levógiras, y de dirección casi N-S, se ha originado en la cobertera un giro de las estructuras hasta convertirlas en casi N-S, observándose en las dos zonas límite de la acción de esta falla de desgarre una inflexión brusca de las estructuras. Estudiando la forma de esta inflexión se deduce que el movimiento de la cizalla es precisamente levógira. Así, en el límite occidental la inflexión de las estructuras es de NO-SE hacia el N y en el límite oriental de NO-SE hacia el S. En el límite occidental se pueden observar las inflexiones siguientes de NO-SE hacia el Norte:

- Anticlinal, en cuyo núcleo afloran los materiales del Lías arcilloso, de Ayna.

- Sinclinal del Rubial-Cerro de los Guijarrales, en cuyo núcleo afloran el Dogger; incluso en este último punto aparece la facies «Weald-Utrillas».
- Sinclinal de la Navazuela, en cuyo núcleo afloran materiales del Dogger y también del Cretácico Inferior, así como la escama que «cobija» materiales del Mioceno de este Cerro.
- Sinclinales y anticlinales en Cretácico Superior, al O de La Herrería.

En el límite oriental se observan las inflexiones siguientes de NO-SE hacia el Sur:

- Cabalgamiento de Casa Oliva-Tejera-Collado.
- Anticlinal de Moriscote, en cuyo núcleo aflora el Lías Medio-Superior.
- Sinclinal, con núcleo en Dogger, situado al N del anticlinal de Moriscote.

En cuanto a las estructuras que presentan exclusivamente dirección casi Norte-Sur, se pueden mencionar, entre otras, a:

- Anticlinal de la Alcaldina, en cuyo núcleo aflora el Lías Inferior.
- Sinclinal, en materiales del Mioceno, de la Rambla del Mojón.
- Sinclinal, en terrenos del Cretácico Superior, de la Casa del Alto.
- Anticlinal, en cuyo núcleo aflora el Lías arcilloso y el cabalgamiento hacia el E del Castillarejo.
- Anticlinales de Dogger y sinclinales de Cretácico Superior, en la zona de Villarejo.
- Anticlinal de La Herrería, que comprende materiales desde el Lías Medio-Superior al Cretácico Superior.
- Anticlinal con núcleo en Lías arcilloso, de Casa Sola.

Esta región, de direcciones casi N-S, continúa hacia el Norte en la Hoja de Peñas de San Pedro y más al Sur en el meridiano de Elche de la Sierra, después de ser interrumpida por la falla de río Mundo. La interpretación que ha dado L. JEREZ (1973) para esta última región es la de una falla de desgarre dextrógira a nivel del zócalo. Yo estoy completamente de acuerdo con él en la existencia y acción de la falla a nivel de zócalo, pero no en el tipo que le atribuye, pues en esta región de La Herrería-Híjar no hay duda de que es levógira, por los argumentos que ya he mencionado.

Otras fallas de desgarre, de igual dirección y sentido de desplazamiento que ésta, han sido observadas por el autor en las provincias de Alicante y Murcia, tales como la del río Vinalopó, Vega Alta del Segura o muro de Alcoy, por citar algunas (RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977).

C) «Virgación» de Alcaozo-Heruela-Mullidar

Es en esta región de Alcaozo-Heruela-Mullidar donde se observa la terminación meridional (el pico de la V) de la «virgación», que presenta su mayor desarrollo hacia el Norte, en Pozuelo, Peñas de San Pedro, Pozohondo, Pozo Cañada, etc. (LINARES GIRELA, 1976).

Hay que hacer notar que el lado occidental de esta V no presenta la directriz clásica de la unidad de directriz «bético-ibérica», N 60 O, sino que se acerca más a las directrices características de la Cordillera Ibérica, de N 20-30° O.

El lado oriental de la V sí presenta la directriz típica de las Cordilleras Béticas y en este sector suele ser N 30-35° E.

En general se puede decir que esta «virgación» consiste en un gran número de pliegues muy apretados, en forma de haz divergente y cuyas directrices están comprendidas entre N 20-30 O y N 30-35 E. Estos pliegues suelen ser sencillos, excepto en el área convergente o vértice de la «virgación», que la tectónica es lógicamente más complicada, existiendo pliegues volcados y escamas de vergencia E y O; esta es la zona que se sitúa en el área de este estudio.

La razón de esta «virgación» no está clara. Se podría pensar, por su relativa proximidad a la Cordillera Ibérica, que existe una confluencia de esfuerzos, béticos e ibéricos, observándose estructuras propias de cada una de las orogenias, incluso un paso gradual de unas a otras, pero creo que no es así, como se verá más adelante.

La línea que separa la unidad de directriz «bético-ibérica» de dirección N 50 O con el lado occidental de esta V, que constituye la «virgación» Alcaozo-Heruela-Mullidar, parece corresponder a una falla que es a su vez paralela a una franja situada al Norte de esta región (Llanos de Albacete), en la que se observa aumentos bruscos de potencia en las series jurásicas y cretácicas, hechos que pueden estar relacionados con la existencia de una fractura (o grupo de ellas) a nivel del zócalo (comunicación oral de LUIS LINARES GIRELA).

Voy a dividir, para su estudio, esta región en varios sectores:

C-1) Sector de Alcaozo (fig. 87)

Al N de Alcaozo, en el Cerro del Soldado, existe un anticlinal con núcleo en las dolomías del Lías Inferior y en cuyos flancos aparece el tramo arcilloso del Lías y del Dogger; en el flanco oriental aparece también, y discordante sobre el Dogger, la facies «Weald-Utrillas». Este anticlinal es normal en su parte meridional y volcado, con vergencia O, en su parte septentrional.

A este anticlinal le sigue hacia el O un sinclinal, con núcleo en Dogger,

SECTOR DE ALCADOZO

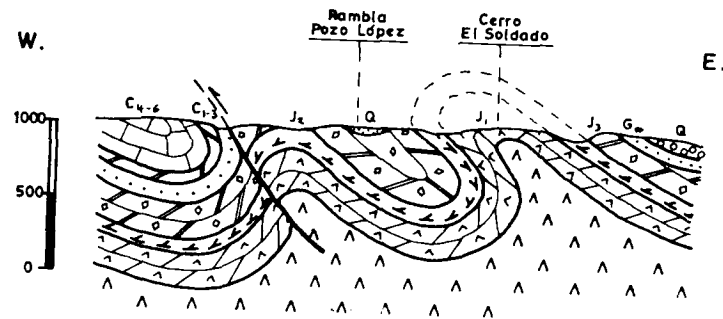


Figura 87

coincidiendo con la Rambla de Pozo López. Al igual que el anticlinal del Cerro del Soldado, este sinclinal es volcado hacia el O en su parte meridional.

Más al O, existe otro pliegue volcado; se trata de un anticlinal con vergencia hacia el O y con núcleo en materiales del Lías Medio-Superior. Hacia el Norte se hace normal, así como en Cerro Camino también es normal y es la continuación de este mismo anticlinal aunque algo desplazado por una falla transversal. El flanco occidental de este anticlinal está fallado hacia el O cabalgando las dolomías del Dogger indistintamente sobre los materiales de la facies «Weald-Utrillas», Cenomaniense-Turoniense y Senoniense Inferior.

Estos pliegues presentan una dirección de N 20 O y se ven afectados, muy frecuentemente, por fallas transversales a las estructuras que desplazan los ejes de las mismas. Algunas de ellas presentan una importante componente normal, como es la falla que corta, por el N, al anticlinal del Cerro del Soldado y que pone en contacto los materiales del Lías con los del Cretácico Superior.

C-2) Sector de la Heruela

Comprende una serie de pliegues muy apretados (hasta 7) que afectan a materiales del Lías y Dogger, en un corto espacio de 1 km. Los materiales arcillosos del Lías forman los núcleos de anticlinales, y los dolomíticos del Dogger los de los sinclinales.

Se observa muy claramente una inflexión de las estructuras, en el sentido de que giran en forma de ángulo recto de NO-SE a NE-SO.

Estos pliegues se ven cortados hacia el Sur por una falla que los separa del anticlinorio de Rambla del Collado, que ya se ha descrito anteriormente.

C-3) Sector de Las Mozas-Corral de los Quinteros (fig. 88)

Se trata de una serie de pliegues apretados y volcados con una fracturación longitudinal y transversal importante.

En Las Mozas existen dos anticlinales y un sinclinal, en materiales dolomíticos del Dogger, y el flanco Este del anticlinal oriental está cabalgado hacia el E, cobijando a materiales del Mioceno marino.

En el Corral de los Quinteros, el sinclinal más destacado sigue la línea de cumbres del cerro de este mismo nombre; en ninguno de sus extremos son visibles los cierres y en el Sur se encuentra en contacto mecánico con el Mioceno marino.

CORRAL DE LOS QUINTEROS - SUR DE NAVA DE ABAJO

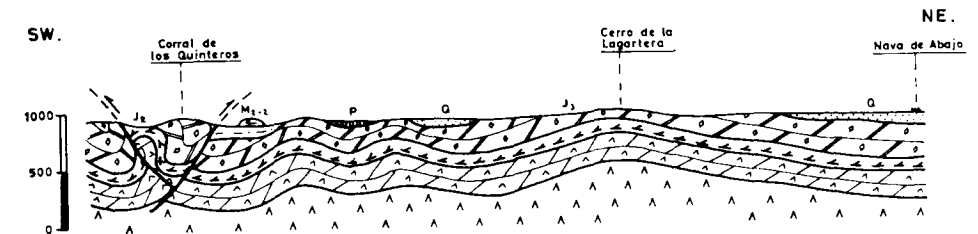


Figura 88

Las dolomías del flanco occidental presentan buzamientos subverticales en el Sur, e invertidos hacia el Norte, alcanzando la inversión su máximo valor hacia la parte central del pliegue. Esta inversión se manifiesta con igual grado de importancia en los pliegues adyacentes.

En el anticlinal occidental afloran todos los tramos del Lías arcilloso, estando muy bien representado el Lías Medio en un continuo afloramiento de calizas oolíticas, que experimentan a lo largo de toda la estructura fuertes cambios de buzamiento y llegan a presentarse invertidas en la parte central con pendiente del orden de los 30°. La serie en el Corral de los Quinteros, por tanto, se encuentra invertida y con ausencia de algunos niveles, como consecuencia de una falla, al parecer inversa, que va próxima al eje del anticlinal y que trastorna el núcleo.

Al este de este anticlinal volcado y con vergencia O, aparece un sinclinal en dolomías, también volcado. Este sinclinal y parte del anticlinal ya normal que le sigue hacia el E, están cabalgados en su parte norte por una falla inversa, con vergencia E, que «cobija» a materiales del Mioceno marino.

Más al Este sigue una serie de pliegues apretados de Dogger (hasta

cinco, en un espacio de 1 km.), en cuyos sinclinales se ha conservado a veces el Mioceno marino.

Todos estos pliegues, en el Corral de los Quinteros, presentan en su parte sur una gran inflexión hacia el E que pasa a ser de casi N-S a E-O, algo así como ocurría en el sector de la Heruela. Este hecho pone de manifiesto de que aún se está en la zona de «virgación». Estos pliegues chocan con el cabalgamiento hacia el Norte de Fuente Albilla.

C-4) *Las sierras al sur de Nava de Abajo* (fig. 88)

Al sur de Nava de Abajo existen unas sierras dolomíticas, correspondientes fundamentalmente al Dogger, en las que se observa, una vez más, la inflexión en las estructuras de las que se viene hablando.

En efecto, la Sierra del Molino de Nava de Arriba se trata de un sinclinal de dirección NE-SO, con núcleo en dolomías del Dogger. Al sur de este pliegue existe un anticlinal de igual dirección que el sinclinal, en cuyo núcleo ha llegado a aflorar las dolomías del Lías Inferior y las margas del Lías Medio-Superior. El eje de este anticlinal gira bruscamente hacia el SE para pasar por otro afloramiento de Lías margoso y de nuevo se produce otro giro para cobrar la dirección primitiva de NE-SO, y próximo a Nava de Abajo existe un cierre perianticlinal con una falla transversal que desplaza este cierre. Se trata, por tanto, de un pliegue en Z.

Aparte de la falla de desgarre ya mencionada, que desplaza el cierre perianticlinal de esta estructura, existen otras fallas transversales cuya componente de desgarre no es tan evidente como la mencionada.

D) **Fosas tectónicas**

Dentro de la unidad de directriz «beti-ibérica» del Prebético Externo se observan grandes zonas hundidas, a manera de fosas tectónicas, rellenas de materiales terciarios, algunos de los cuales pueden haber conseguido grandes potencias.

De ellas las más importantes son:

- Fosa del Mullidar.
- Fosa de la Heruela.

Ambas fosas presentan una dirección aproximada de E-O.

D-1) *Fosa del Mullidar*

Coincidiendo aproximadamente con la Rambla de este mismo nombre se extiende una zona deprimida, aflorando, a uno y otro lado de la de-

presión, materiales pertenecientes al Dogger. Al Norte se encuentra la Sierra de la Lagartera (ruinas) y al Sur la Sierra de Fuente Albilla.

La primera de estas sierras se interna en la depresión con buzamiento hacia el Sur, no pudiendo asegurarse que existan fallas de borde que hundan aún más la zona de relleno, aunque muy probablemente sea esto lo que ocurra.

Al sur de la depresión, la Sierra de Fuente Albilla constituye un anticlinal, cuyo flanco Norte se interna también en la depresión. Sin embargo, el contacto de esta sierra con el relleno no es tan tranquilo como el del Norte. En efecto, se observa cómo los materiales dolomíticos del Dogger de esta sierra cabalgan hacia el Norte, cobijando materiales del Mioceno marino.

Por tanto, se puede decir que la fosa del Mullidar presenta, a grandes rasgos, una estructura de sinclinal cuyo flanco Norte es normal o ligeramente retocado por fallas normales y el flanco Sur está cabalgado hacia el Norte por una falla inversa; esta falla se amortigua hacia el E y pasa a ser un sinclinal normal que se extiende hacia el E, en la Hoja de Hellín, y es cortado por la fosa del Rincón del Moro, para después continuar con la misma dirección, al otro lado de la fosa.

D-2) *Fosa de la Heruela*

Entre las estribaciones montañosas de Fuente Albilla, al Norte, y Ramadero-Cjo. de Trifillas, al Sur, se extiende una gran depresión de más de 7 km. de longitud por una media de 2 km. de ancha, coincidiendo con el valle de la Rambla de la Heruela.

Esta depresión está rellena por materiales terciarios, fundamentalmente del Mioceno, en sus dos facies marina y fluvial, existiendo, como se ha podido comprobar por sondeos del Tránsito Tajo-Segura, potencias de más de 200 m. de este relleno.

En su extremo occidental, esta depresión se cierra por dos fallas que forman entre sí un ángulo de 50°.

La falla meridional tiene una traza muy rectilínea, lo que indica que se acerca a la verticalidad. Sin embargo, en uno de los sondeos del Tránsito Tajo-Segura, situado en el Ramadero, después de atravesar 225 m. de Jurásico, aparecieron materiales del Mioceno marino; por tanto, esta falla se hace inversa, en profundidad.

La falla que delimita la depresión al Norte ha sido interpretada por Geología, y comprobada por Geofísica, por el equipo del Tránsito Tajo-Segura y ha resultado ser una falla cuyo plano es muy vertical, pero nunca invertido.

Más al E, en este mismo valle, existen otras fallas paralelas a las ya

descritas y que forman también un ángulo de 50°. Las del Sur son siempre inversas, observándose, incluso en su superficie, cobijaduras de Mioceno, como al N del Cjo. de Trifillas.

Esta depresión, por tanto, está constituida por una serie de fallas «en tijera» que se van cruzando y relevando a lo largo de todo el valle de la Rambla de la Heruela, originándose una serie de fosas en forma de V, alineadas, presentando una bisectriz común y con el vértice dirigido hacia el O (fig. 89).

Esta depresión tiene su continuación hacia el E, en la depresión del Rincón del Moro.

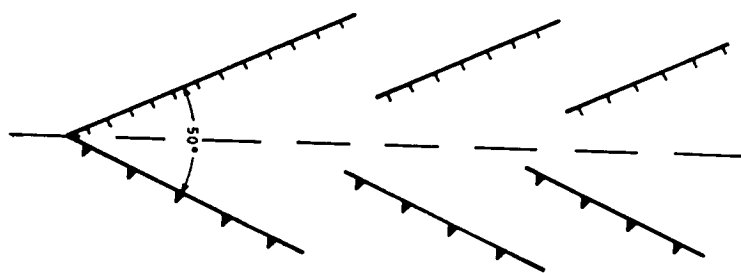


Figura 89

Como se ve, las dos fosas tienen en común que vienen definidas por fallas normales por el Norte, y fallas inversas por el Sur.

Estos hechos se apartan un poco del concepto clásico de las fosas tectónicas, formadas exclusivamente por fallas marginales normales. Esto puede ser debido a que estas fallas fueran normales antes del plegamiento y cuando éste tuvo lugar las fallas meridionales pasaron a ser inversas. También pudo ocurrir que en un principio se trataran de fallas inversas con vergencia S y N, respectivamente, y al sobrevenir la etapa de distensión las fallas septentrionales pasaran a ser normales, ya que sus buzamientos se acercan a la vertical; esta última hipótesis parece en principio ser la más lógica, ya que las etapas de compresión son anteriores a las de distensión, en este sector de las Cordilleras Béticas.

Sin embargo, no es tan descabellado admitir que estas fosas tectónicas vengan originadas por fallas inversas, ya que algunos autores las han puesto de manifiesto. Así, BILLING (1965) admite esta posibilidad en contados casos, aunque desconfía un poco. Sin embargo, WAYLAND (1921) interpreta la fosa del lago Alberto, al este de África, como producto de una compresión en profundidad mediante fallas inversas, así como BAILE y WILLIS (1928) para la fosa del valle de Dead Sea, en América.

Como se ve, la cuestión no es fácil de resolver y volveré a ella cuando se hable de la Tectónica del Trías.

2.4.2.2.2. Prebético Interno

Ya se vio, en el apartado de Estratigrafía, que en el Prebético Interno están representados, casi exclusivamente, los materiales cretácicos y que sólo existe un afloramiento de Jurásico Superior, en Baños de Tus, y por supuesto, que no afloran materiales pertenecientes al Lías ni al Dogger, al contrario de lo que ocurría en el Prebético Externo.

Por otro lado, los materiales cretácicos presentan un gran desarrollo, observándose un fuerte aumento de potencia de los mismos con relación al Prebético Externo. Este hecho estratigráfico ha condicionado también al estilo tectónico de este dominio de la Zona Prebética, que se diferencia claramente del Prebético Externo en el sentido de que los materiales han respondido a los esfuerzos orogénicos mediante pliegues sencillos de gran radio. Otra característica es la presencia de numerosas fallas normales: no existe ni una sola falla inversa.

Un hecho que llama la atención es la aparente discordancia entre los materiales del Barremiense-Aptiense y los del Cretácico Superior. Los primeros suelen constituir anticlinales muy apretados y buzantes, mientras que los del Cretácico Superior suelen ser sinclinales muy suaves y amplios. Esto no es consecuencia de un plegamiento en el Cretácico, sino más bien de una disarmonía entre unos y otros materiales, habiendo jugado un papel de despegue la facies «Utrillas» que se encuentra entre ellos.

Se puede decir que los materiales del Prebético Interno han sufrido una deformación muchísimo menor que los del Prebético Externo.

El límite con el Prebético Externo es neto y ya se ha hablado de él en apartados anteriores.

Las directrices estructurales son, en general, las características de las Cordilleras Béticas, esto es, NE-SO, aunque en el extremo suroccidental del área de estudio se observa ya una ligera inflexión, con tendencia a hacerse casi N-S, que concuerda con las directrices de las estructuras que siguen hacia el SO, hasta Cazorla, LOPEZ-GARRIDO (1970), FOUCAULT (1971), DABRIO (1972) y MARTINEZ Y NUÑEZ (1974).

Por tanto, en el Prebético Interno sólo se va a distinguir, para su estudio, una sola «unidad de directriz bética de grandes pliegues y fallas normales».

2.4.2.2.2.1. Unidad de directriz bética de grandes pliegues y fallas normales

Sus características fundamentales ya las he descrito, esto es, pliegues sencillos de gran radio y fallas normales, y en general presentan direc-

trices béticas. Sin embargo, haciendo un análisis por sectores, observamos características que definen a cada uno de ellos, incluso en algunos casos pequeñas diferencias que se apartan un poco de esta generalización.

Voy, pues, a hacer un estudio analítico estructural, por sectores, dentro de esta Unidad de directriz bética de grandes pliegues y fallas normales.

A) Sinclinales del Calar del Mundo y Puntal de Moropeche

El Calar del Mundo constituye el pliegue de mayor extensión y envergadura de toda la región estudiada.

Sus dimensiones son 23 km. de largo y una media de 5-6 km. de ancho (lo he considerado en su totalidad, pues como se puede observar en la cartografía, continúa hacia el O, en la Hoja de Siles).

Constituye, a grandes rasgos, un sinclinorio cuya dirección del eje principal es de N 49 E y existen numerosos pliegues dentro de él, como el anticlinal de la Cueva de los Chorros y el sinclinal de la Pedorrilla.

Este macropliegue tiene un cierre perisinclinal, hacia el NE, y hacia el SO se amortigua por dos digitaciones (LOPEZ-GARRIDO, inédito).

Los materiales aflorantes representados en esta estructura corresponden al Cretácico exclusivamente, y fundamentalmente al Cretácico Superior; el núcleo de esta estructura está ocupado por materiales del Senoniense, que en general se trata del Inferior, aunque en el Cuquillo existe un afloramiento de Senoniense Superior. Es en esta estructura donde se ha medido la mayor potencia, dentro de los límites de este estudio, del Cretácico Superior (más de 700 m.; ver serie estratigráfica de Raspilla, figura 54).

Como ya se vio con anterioridad, el Senoniense Inferior presenta un claro carácter discordante. En el Calar del Mundo puede observarse muy bien esta discordancia, cuya intensidad varía de unos puntos a otros (ver cartografía y descripción de series tipo), pero en general se observa que se hace más intensa a medida que nos acercamos hacia el O y SO, precisamente próximo a los afloramientos diapíricos triásicos.

Sobre el terreno, y más espectacular en foto aérea, se observa en el Calar un gran número de dolinas que nos hablan de una erosión de tipo kárstico, hecho que viene confirmado por la existencia de la Cueva de los Chorros, que constituye el nacimiento del río Mundo. Estas dolinas no se encuentran al azar, sino que se observa que están alineadas según fracturas.

Se ha construido, mediante un estudio fotogeológico muy detallado, un mapa con las diaclasas más importantes existentes en las calizas del Senoniense Inferior del Calar. Posteriormente, en un diagrama estadístico,

se ha representado, en tantos por ciento, la frecuencia de estas fracturas en lotes de 15°. Se ha podido observar que de todas las fracturas existentes, sólo tres direcciones son las predominantes: En efecto, de las 500 fracturas representadas, el 10,5 por 100 están comprendidas entre N 75 O y N 90 O; el 19 por 100 entre N 15 O y N 30 O, y el 21 por 100 entre N 45 E y N 60 E. Afinando un poco más y refiriéndome ya solamente a estos tres lotes predominantes, se observa que más del 80 por 100 del lote N 75-90 O están comprendidas entre N 79 O y N 75 O. Lo mismo ocurre para el lote N 15-30 O, que más del 80 por 100 están comprendidas entre N 15 O y N 19 O. Por último, para el lote N 45-60 E, más del 80 por 100 están comprendidas entre N 45 E y N 49 E. Por tanto, y simplificando el problema, se puede decir que las fracturas predominantes presentan las direcciones N 79 O, N 19 O y N 49 E (fig. 126).

Se observa que las fracturas de dirección N 79 O forman un ángulo de 60° con los de N 19 O y su bisectriz, N 49 O, coincide con el esfuerzo máximo; por tanto, estos dos lotes corresponden a un mismo sistema de fracturas, son simultáneas, de cizalla y coetáneas con el plegamiento, existiendo una mayor frecuencia de las fracturas de dirección N 19 O sobre las de dirección N 79 O.

Por otro lado, las fracturas de dirección N 49 E forman un ángulo de 98° con la bisectriz de las otras dos direcciones (N 49 O), que se aproxima bastante a los 90° teóricos que deben de formar el esfuerzo máximo con el mínimo o dirección de plegamiento. Por tanto, estas fracturas de dirección N 49 E son de relajación y son posteriores a las de cizalla, corresponden a una etapa de distensión posterior a la de compresión y son paralelas a la dirección principal de plegamiento en este sector de las Cordilleras Béticas.

Esta estructura se vuelve a estudiar ampliamente en el capítulo 3 de Hidrogeología, por lo que para más detalle me remito a dicho capítulo.

El Puntal de Moropeche es otro sinclinal, en materiales del Cretácico Superior, pero de pequeña envergadura (4,5 km. de largo por 3,5 km. de ancho); en él el Senoniense Inferior es concordante o paraconforme, no faltando ningún tramo del Cretácico Superior.

Es un sinclinal doblemente buzante con cierres perisinclinales hacia el NE y SO, y su directriz de plegamiento coincide con la del Calar del Mundo, esto es, N 49 E. Hacia el Norte este sinclinal está separado de la estructura del Calar por un anticlinal con núcleo en las dolomías del Turoniense, de igual dirección que los sinclinales.

Son frecuentes las fallas normales radiales a la estructura. Por el Sur, una falla normal de dirección NE-SO, pone en contacto este sinclinal cretácico con el anticlinal jurásico de Baños de Tus y más al Este con las

calizas y margas del Barremiense-Aptiense del río Tus. Por el NE existe otra falla normal de dirección NO-SE, que pone en contacto las dolomías del Cenomaniense Inferior-Medio del Puntal de Moropoche con las calizas y margas de Barremiense-Aptiense del anticlinal de Cerro Lobo.

B) Las digitaciones sinclinales de las Sierras del Cujón y Ardal

Aunque ambas sierras estén situadas geográficamente en puntos diferentes, dentro de la Hoja de Yeste, se han estudiado conjuntamente por presentar características estructurales parecidas.

En efecto, en ambas sierras se observa una estructura sinclinal cuyo eje principal se bifurca o trifurca en alguno de sus cierres perisinclinales, a modo de digitaciones, dando lugar a otros pequeños sinclinales.

La *sierra del Cujón* está situada al NE del Calar del Mundo y está constituida, como ésta, por materiales del Cretácico Superior; aquí también se observa el carácter discordante del Senoniense Inferior sobre los distintos tramos del Cenomaniense-Turoniense (ver la serie de los Collados, fig. 58, y corte estructural, fig. 90).

Esta sierra, de 7 km. de largo por 2 km. de ancho, es un sinclinal cuya dirección es de N 49 E. En su extremo SO presenta un cierre perisinclinal fallado por una falla normal y que pone en contacto las dolomías del Cenomaniense Inferior-Medio de esta sierra con los materiales del Turoniense y Senoniense del Calar. En su extremo NE el eje principal se trifurca formando tres digitaciones de direcciones N 49 E, N 68 E y otra de aproximadamente E-O; esta última dirección es motivada por el arrastre de la falla de desgarre de la «Línea Eléctrica». La primera y última presentan mayor desarrollo que la segunda, pues ésta se ve interrumpida por una virgación anticlinal en la facies «Utrillas» de Cañada de Morote.

Este sinclinal está separado, por el NO, del Calar del Mundo por el anticlinal con núcleo en «Utrillas», del Ayo. de la Celada.

Al Sur del sinclinal está el anticlinal de Torre Pedro, en cuyo núcleo aflora el Barremiense-Aptiense; en su mitad SO, por el contrario, choca con el sinclinal de Peñas Coloradas, con núcleo en Senoniense Inferior, mediante una falla normal.

Por el N esta estructura se ve truncada por una falla normal, que es la que separa los materiales jurásicos del Prebético Externo con los cretácicos del Prebético Interno; esta falla está jalonada por Trías.

El Senoniense presenta, en este cerro, una clara discordancia que se acentúa hacia el Sur.

La *Sierra de Ardal* está situada inmediatamente al N y E de Yeste y constituye otro sinclinal de pequeña envergadura, de 4,5 km. de largo por 2 km. de ancho, de Cretácico Superior, aflorando en su núcleo el Se-

noniense Inferior y sobre éste, y en posición discordante, reposa un afloramiento de Mioceno marino. En esta sierra se puede decir que el Senoniense Inferior descansa, concordante o paraconforme, sobre los materiales dolomíticos del Turoniense.

La dirección principal de la estructura es igual que en las anteriormente descritas, esto es, de N 49 E.

Es un sinclinal doblemente buzante, con cierres perisinclinales en sus extremos NE y SO, aunque a veces estos cierres estén retocados por fallas normales; así, por ejemplo, en su extremo NE, los materiales dolomíticos del Cenomaniense de este sinclinal se ponen en contacto, por fallas normales, con las calizas y margas del Barremiense-Aptiense del anticlinal del Barranco de la Celada. Esta estructura viene también limitada por fallas, aunque de pequeño salto, por el Norte y por el Sur.

Este pliegue con directriz principal, de N 49 E, se bifurca en otros dos pequeños sinclinales con direcciones aproximadas E-O y N-S. Estas dos digitaciones son de pequeña envergadura, ya que ambos presentan cierres perisinclinales hacia el SO, y se amortiguan en contacto con los materiales de la facies «Utrillas».

Son frecuentes las fallas transversales a la estructura, presentando todas ellas, además de una componente de desgarre, otra importante componente normal.

C) Sinclinal de Peñas Coloradas (fig. 90)

Es un braquisinclinal de Cretácico Superior, en cuyo núcleo aflora, en posición concordante o paraconforme, el Senoniense Inferior, y sobre éste y en posición discordante, el Mioceno marino.

Este sinclinal doblemente buzante, de 4,5 km. de largo por 3,5 km. de ancho, presenta una dirección principal de plegamiento de casi E-O.

Por el O se pone en contacto con el anticlinal de Barremiense-Aptiense de Cerro Lobo por una falla normal; lo mismo ocurre por el NE, con el anticlinal, también de Cretácico Inferior, de Torre Pedro.

Al S y E de este sinclinal existe el anticlinal, con núcleo en «Utrillas», de río Tus-Llanos de la Torre.

El flanco meridional es afectado por una falla normal, paralela a la dirección de plegamiento, que hace que se repitan los dos tramos del Cenomaniense. Esta repetición tectónica viene acotada en sus «costados» por otras dos fallas normales y que constituyen una fosa tectónica. Una de estas fallas, la occidental, ha dado origen a un «klippe» gravitacional localizado entre los km. 10 y 11 de la Cra. que va a la Raspilla y cuyas dimensiones son de 900 m. de largo por 500 m. de ancho. Este «klippe» reposa sobre la facies «Utrillas».

SINCLINALES DE SIERRA DEL CUJÓN Y PEÑAS COLORADAS

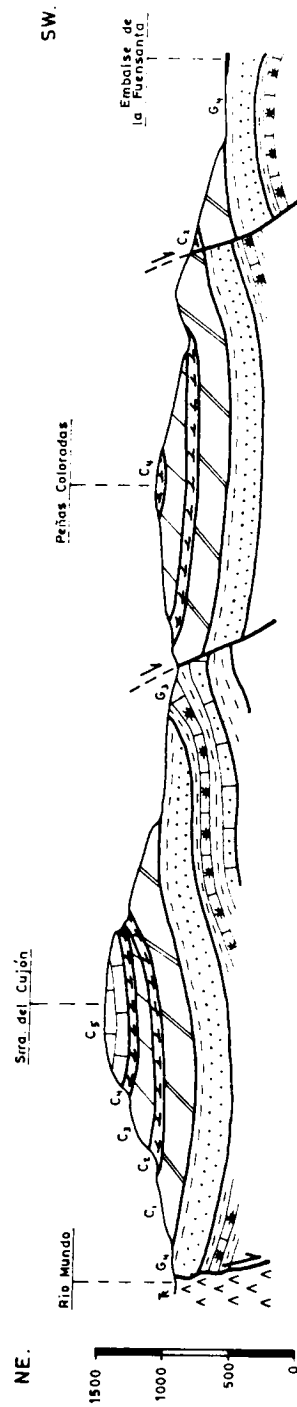


Figura 90

D) Anticlinales de Cerro Lobo, Torre Pedro y Barranco de la Celada

Estos tres anticlinales presentan directrices claramente béticas de N 49 E y los tres están constituidos por materiales calizo-margosos del Barremiense-Aptiense. Es frecuente que sus flancos se vean afectados por fallas normales, por lo que dificulta el levantamiento de series completas. Todas estas características comunes me han inducido a estudiarlos en un mismo apartado, si bien están situados, geográficamente, en puntos diferentes.

El anticlinal de Torre Pedro es el más septentrional de los tres y está situado al sur de Torre Pedro.

Este pliegue, de 4 km. de largo por 1 km. de ancho, viene delimitado:

Por el Norte, con el sinclinal de la Sierra del Cujón, y por el Sur, con el sinclinal de Peñas Coloradas, contacto que viene definido por fallas normales.

En el flanco Norte, por tanto, es uno de los pocos sitios donde el contacto del Barremiense-Aptiense con la facies «Utrillas», del Albiense, es normal.

El anticlinal de Cerro Lobo está situado a 1 km. al S de la Raspilla. Es el anticlinal, con núcleo en Barremiense-Aptiense, con mayor envergadura (5 km. de largo por 1,5 km. de ancho).

Se puede decir que casi todos sus contactos están afectados por fallas normales, a excepción del flanco norte, precisamente por donde atraviesa la carretera que va a Raspilla, que es contacto normal, de ahí que se haya tomado este itinerario para levantar la serie de Arroyo Bravo, ya descrita en el apartado de Estratigrafía.

Por el NE, una falla normal de dirección NO-SE pone en contacto este Cretácico Inferior con el Cretácico Superior del sinclinal de Peñas Coloradas.

Por el SO, otra falla pone en contacto este anticlinal con el sinclinal de Moropeche.

Por el Sur, el contacto con la facies «Utrillas» es también por falla normal.

El anticlinal del Bco. de la Celada es el más meridional de los tres. Está situado a 1 km. al NE de Yeste.

Presenta fallados todos sus contactos.

Su dirección de plegamiento es casi E-O, en oposición a los otros dos, que presentaban directrices claramente béticas.

Por el O, se pone en contacto con las dolomías del sinclinal de Ardal, mediante varias fallas normales.

Por el N y S y E el contacto con la facies «Utrillas» es también por fallas normales.

Se trata, por tanto, de un braquianticlinal de 2 km. de largo por 1,3 km. de ancho, con un cierre perianticlinal hacia el E.

E) Anticlinal del río Tus

El río Tus coincide con una zona anticlinal, desde su aparición, en el SO de la Hoja de Yeste, hasta el pantano de la Fuensanta.

A lo largo de su recorrido, el río ha erosionado materiales de diferente edad, que iré describiendo a continuación.

En el extremo SO de la Hoja de Yeste el río atraviesa longitudinalmente a un anticlinal con núcleo en Barremiense-Aptiense y con cierre periclinal hacia el NE; este anticlinal presenta en su parte norte la directriz bética de N 49 E, pero en su parte sur sufre una inflexión tendiendo a tomar una orientación de N-S.

Posteriormente, hacia el E, el río discurre por dolomías del Cenomaniense Inferior-Medio (en un recorrido de 4 km.) que constituyen el núcleo de este anticlinal de dirección NE-SO, pero con el eje hundido hacia el NE. A la altura de los Cortijos de Collado Tornero, vuelve a aparecer la facies «Utrillas», por levantamiento del eje anticlinal. Por tanto, en el área que se ha descrito, hasta ahora el anticlinal del río Tus toma una forma de ensilladura.

En el sector de Baños de Tus, el anticlinal ha sido fuertemente fallado, dejando al descubierto materiales del Jurásico Superior a modo de horst. Del mecanismo de esta estructura hablaré ampliamente en el apartado de Tectónica del Trías.

Siguiendo con la descripción del que he denominado anticlinal del río Tus, hacia el Este, continúa, con cierto carácter de horst, hasta 1 km. más al NE del Molino del Chico Reyes, pero ya con dirección NE-SO y aflorando en su núcleo los materiales calizo-margosos del Barremiense-Aptiense. En este afloramiento de Cretácico Inferior se ha levantado la llamada serie de Yeste (ver capítulo de Estratigrafía).

Desde la terminación de este afloramiento de Cretácico Inferior, que es por falla normal de dirección casi N-S, hasta el pantano de la Fuensanta, el anticlinal tiene su núcleo en la facies «Utrillas», hundiendo finalmente su eje hacia el E, aflorando de nuevo los materiales dolomíticos del Cenomaniense-Turonense del sinclinal de Molejón de Rala-La Herrada.

A partir de este punto se puede decir que el río Tus pierde su carácter de anticlinal.

Por tanto, el río Tus se puede considerar, en un recorrido de 24 km., como una estructura en anticlinal, pero con ciertas peculiaridades, como son ensilladura en su extremo occidental, horst en su parte media y anticlinal normal en su parte oriental.

F) Los pliegues, de dirección próxima a N-S, de Puente de Morciguillos, Molino de Jaray y Molata del Imperio

En el extremo SO de la Hoja de Yeste se observa una inflexión de las estructuras de directriz bética, pasando de N 49 E a casi N-S, hecho que ya comenté con anterioridad y que concuerdan con las directrices de las estructuras que han sido puestas de manifiesto más al SO, en las Sierras del Segura y de Cazorla, fuera de nuestro área de estudio, por LOPEZ-GARRIDO (1970), FOUCAULT (1971) y DABRIO (1972).

Estas estructuras afectan a materiales del Cretácico Inferior y Superior, incluso Mioceno.

En Puente de Morciguillos se observa un anticlinal con núcleo en Barremiense-Aptiense.

Este pliegue presenta una dirección próxima a N-S y posteriormente sufre una inflexión y se hace NE-SO.

Ambas ramas del anticlinal presentan cierres perianticlinales hacia el N y NE, respectivamente.

Por el S y O este anticlinal está fallado por sendas fallas normales, que ponen en contacto el Barremiense-Aptiense con la facies «Utrillas».

Dentro de este anticlinal se observa fallas normales de dirección N-S que hacen aflorar la facies «Utrillas», por lo que resulta muy difícil establecer una serie completa del Cretácico Inferior; recuérdese que para establecer la serie de Arguellite hubo que continuar el corte más al Sur.

A este anticlinal, que presenta una estructura en ensilladura, le sigue hacia el Sur, y sólo en su rama NE-SO, un pequeño sinclinal con núcleo en «Utrillas».

Al N del Molino de Jaray, al NO de Baños de Tus, existe un anticlinal con núcleo de Barremiense-Aptiense y cuya directriz es casi N-S o incluso NO-SE.

Dicho anticlinal está fallado en su flanco occidental por una falla normal, no observándose cierres perianticlinales, pues al N y S esta estructura está cortada por fallas normales que ponen en contacto este Barremiense-Aptiense con los materiales de la facies «Utrillas».

Transversal a la estructura existen fallas que desplazan el eje del anticlinal, tratándose por tanto de pequeñas fallas de desgarre, aunque también poseen una fuerte componente normal.

Este pliegue, de dirección aberrante, corta el anticlinal del río Tus. Este hecho, ya he dicho que tal vez sea debido a efectos halocinéticos del Trías, que son los que, a su vez, han originado también ciertas discordancias en este área.

La Molata del Imperio constituye, a grandes rasgos, un sinclinal de Cretácico Superior con dirección casi N-S.

Viene delimitado:

Al N por el anticlinal del río Tus.

Al O por el anticlinal del Cjo. de Bullarico, con núcleo en materiales del Barremiense-Aptiense y con dirección también N-S.

Al E por el anticlinal de Puente de Morciguillos, que ya se ha descrito anteriormente.

El núcleo de esta estructura está fosilizado por un afloramiento Mioceno marino, observándose en algunos puntos, debajo de éste, y por erosión, el Senoniense Inferior.

La Molata del Imperio, propiamente entendido, constituye un sinclinal cuyo núcleo está ocupado por materiales del Mioceno y cobra las cotas más elevadas de la zona (próximos a 1.900 m.); continúa hacia el Sur en la Hoja de Yetas.

Al este de este sinclinal aparecen dos pliegues más, aunque de menor envergadura, que son el anticlinal del Ayo. de la Cañada del Avellano, con núcleo en materiales del Turoniense, y el sinclinal de la Sierra del Cuquillo, cuyo núcleo está ocupado por materiales del Mioceno marino.

Todos estos pliegues presentan una dirección próxima a N-S.

Este sinclinal se ve afectado por algunas fallas normales de dirección NE-SO.

G) Sinclinal de Molejón de Rala-La Herrada

Es este un sinclinal que parte desde Molinicos, al Norte, hasta 2 km. más al SO de Rala, en una extensión de 11,5 km. de longitud.

Está constituido por los cerros de Molejón de Rala y La Herrada, presentando una directriz de NE-SO, en el primero, y sufriendo una pequeña inflexión con tendencia a hacerse N-S, en el segundo.

A la altura del pantano de La Fuensanta, este sinclinal está fallado en su flanco oriental por una falla normal, observándose sólo el flanco occidental de esta estructura.

En ambos cerros aparece el Mioceno discordante coronando las cotas más elevadas, no habiéndose observado el Senoniense Inferior.

En Molejón de Rala se observa un sinclinal de Cretácico Superior casi aislado y rodeado de la facies «Utrillas» por todas partes, excepto por la zona de unión con La Herrada, que es por el pantano de La Fuensanta. Presenta, por tanto, un cierre perisinclinal en su extremo SO. En su extremo NE existe una falla normal, cuyo bloque hundido es el occidental y cuya extensión es superior a 5 km., pues debe continuar por el Mioceno de La Herrada, pero ya no se puede seguir.

Existe una falla transversal a la estructura con una gran componente de desgarre.

En La Herrada, el sinclinal presenta su otro cierre perisinclinal próximo a Molinicos, aunque no se observa muy bien por estar fosilizado por materiales del Mioceno.

Esta estructura está separada de los pliegues al sur de Molinicos por una gran falla normal, cuyo bloque hundido es el occidental, de 7 km. de largo. Esta falla, junto con la anterior que describí en el Molejón de Rala, presentan una directriz NE-SO, casi N-S, paralelos a la dirección del pliegue en La Herrada.

Del anticlinal de Torre Pedro está separado por otra falla, de dirección análoga a la ya descrita para las otras dos fallas.

Al O esta estructura está separada del sinclinal de Peñas Coloradas por el anticlinal con núcleo en la facies «Utrillas» del Llano de la Torre. Este anticlinal presenta una dirección muy próxima a N-S.

No se ha encontrado el Senoniense en este sinclinal, pero es muy posible que exista debajo del Mioceno en La Herrada, ya que por cota y por estratigrafía debe darse.

H) Los pliegues al sur de Molinicos (fig. 91)

Al sur de Molinicos existe una serie de pequeños pliegues de Cretácico, cuyas directrices de plegamiento son NE-SO. Estos pliegues están limitados:

Al N y E, por la falla de la «Línea Eléctrica» que separa el Prebético Externo del Interno y que estaría fosilizado por los materiales continentales del Mioceno.

Al O, por la falla normal de Molinicos, que separa estos pliegues con el sinclinal de La Herrada.

Al S, otra falla normal que pone en contacto el Barremiense-Aptiense

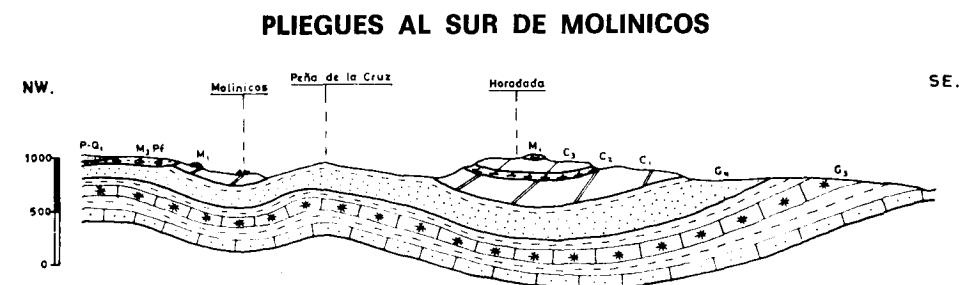


Figura 91

de Peñarrubia con el Cretácico Superior del sinclinal fallado de la Lentiscosa.

De todos estos pliegues el de más envergadura es el sinclinal de La Horadada, con núcleo en las dolomías del Turoniense y sobre ellas, y discordantemente, reposa el Mioceno marino. Este pliegue es doblemente buzante y presenta cierres perisinclinales en sus extremos SO y NE. En el flanco Sur de este pliegue llega a aflorar el Barremiense-Aptiense, en el que se ha tomado la serie de Peñarrubia (ver capítulo de Estratigrafía).

Al norte de este sinclinal de La Horadada existen dos pequeños anticlinales, en cuyo núcleo afloran los materiales de la facies «Utrillas», y dos sinclinales con núcleo en Cenomaniense Inferior-Medio. Los dos anticlinales presentan cierres perianticlinales hacia el NE. El sinclinal de la Peña de la Cruz tiene también, hacia el SO, un cierre perisinclinal.

I) Sinclinal de Cerro Hermoso-Morro de Jartos-Lentiscosa

A pesar de estar muy fracturado se trata, a grandes rasgos, de un sinclinal de Cenomaniense-Turoniense de dirección típicamente bética, N 49 E.

Presenta unas dimensiones mínimas de 12 km. de largo por 2,5 km. de ancho, puesto que este pliegue continúa en la Hoja de Elche de la Sierra.

Por el NO está limitado por la facies «Utrillas» en posición normal, que constituye el anticlinal de Jartos.

Por el S, otro anticlinal con núcleo en «Utrillas», el del Embalse de la Fuensanta, limita la estructura.

Por el NE existe una falla normal que pone en contacto los materiales del Cretácico Superior de este sinclinal con los del Barremiense-Aptiense del flanco S del sinclinal de La Horadada.

Está muy compartimentado este sinclinal, observándose dos sistemas predominantes de fallas normales: Unas, transversales a la estructura, de dirección N 49 O, y otras, paralelas al eje principal, de dirección N 49 E.

Esta compartimentación se acentúa en La Lentiscosa, desapareciendo por completo el carácter sinclinal en el Cortijo de este mismo nombre, al no existir más que un flanco (el meridional) de este pliegue.

En Cerro Hermoso existe un cierre perisinclinal, hacia el NE, fallado.

J) Anticlinal del Embalse de la Fuensanta (fig. 92)

El Embalse de la Fuensanta está ubicado en un anticlinal, de dirección N 49 E, de 11 km. de largo. Este anticlinal tiene su núcleo en las arenas

ANTICLINAL DEL EMBALSE DE LA FUENSANTA Y PLEGUES AL SUR DE LAS CASAS DE JUAN QUIÉZ

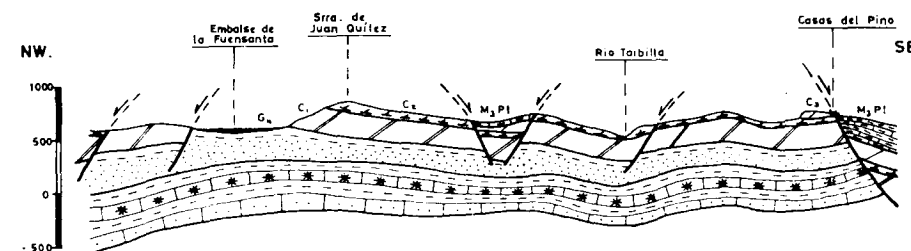


Figura 92

y margas de la facies «Utrillas», por tanto el vaso puede considerarse como impermeable.

El anticlinal tiene un cierre perianticlinal hacia el NE, y la cerrada del Embalse está enclavada en las dolomías del Cenomaniense Inferior-Medio.

En su extremo SO, esta estructura es afectada por una falla normal casi paralela a la dirección del eje del pliegue y que pone en contacto las dolomías de La Lentiscosa con las de la Sierra de los Molares.

Este anticlinal está casi totalmente dismantelado, a nivel de los materiales de la facies «Utrillas»; sin embargo, se pueden observar algunos retazos dolomíticos de la bóveda, en su núcleo, asimilándose a pequeñas islas que emergen sobre el nivel de agua del pantano.

Bajo un punto de vista hidrogeológico, se puede considerar adecuado el emplazamiento de este embalse.

K) Sinclinal de Los Molares-Casa de Juan Quiéz (fig. 92)

Al sur del anticlinal del Embalse de la Fuensanta existe un sinclinal, muy retocado por fallas normales, y en algunos puntos se hace volcado.

La directriz de este pliegue es N 55 E y su longitud es superior a 11 km.

En la Sierra de los Molares el sinclinal es normal y con cierre perisinclinal visible hacia el NE. Al sur de este sinclinal, con núcleo en las dolomías del Turoniense, le sigue un pequeño anticlinal con núcleo en materiales del Cenomaniense Superior y el sinclinal de Fuente Higuera, con núcleo en materiales del Mioceno. En el flanco sur de este sinclinal, y sobre la facies «Utrillas», el Estudio Hidrogeológico «Alto Júcar-Alto Segura» ha realizado un sondeo de 557 m. que ha llegado a captar hasta el Berriasiense-Neocomiense?

Son frecuentes las fallas transversales a la estructura de dirección NE-SO, con cierta componente de desgarre. La falla más oriental es claramente normal y pone en contacto este sinclinal con un pequeño anticlinal con núcleo en materiales del Cenomaniense Inferior Medio que es cortado de nuevo por una falla, que queda oculta bajo el relleno Mioceno del Taibilla y es continuación de otra que parte del Morro de Jartos.

En la Sierra de Juan Quílez, en el Puntal de la Alameda, el sinclinal es volcado con vergencia Norte y con núcleo en las dolomías del Turoniense.

Este fenómeno no es extraño, aunque sea el primero y único que aparece en el sector estudiado, dentro del dominio Prebético Interno. Un poco más al Sur, en la Hoja de Yetas, van a ser frecuentes estos pliegues volcados con vergencia Norte, como por ejemplo el sinclinal volcado de Sege, de Cretácico Superior, al que le sigue hacia el Sur un anticlinal volcado de la misma vergencia y con núcleo en Barremiense-Aptiense.

Estas inversiones pueden ser debidas a los empujes hacia el Noroeste del cabalgamiento del Embalse de la Bolera-Depresión del Taibilla, existente ya en la Hoja de Yetas.

En la parte oriental de la *Sierra de Juan Quílez*, y separada por una falla transversal del sinclinal volcado de Puntal de la Alameda, los estratos se suavizan enormemente, no existiendo nada más que el flanco septentrional, pues es pronto interrumpido por la falla del río Taibilla. Existe por ello un gran afloramiento de Cenomaniense Superior, sobre el cual aparecen pequeños afloramientos de dolomías del Turoniense.

Al Sur de esta sierra, y en contacto con el Mioceno de la depresión del Taibilla, existe una falla normal que pasa precisamente por Casas de Juan Quílez.

L) Anticlinal del río Taibilla

El río Taibilla discurre solamente por la esquina SE de la Hoja de Yeste. A lo largo del río existe un anticlinal en el cual el río ha erosionado hasta las dolomías del Cenomaniense Inferior-Medio.

Este pliegue, de dirección NE-SO, se aparta pronto del río y se interna en la Hoja de Elche de la Sierra. Hacia el Norte, por el río, pasa una falla que separa este anticlinal del sinclinal de la Sierra de Juan Quílez.

2.4.3. TECTONICA DEL TRIAS

El Trias ha jugado un papel importante en la sedimentación. Algunos autores han resaltado esta importancia hasta considerarlo

como el que ha impuesto las directrices de plegamiento y los cambios en las estructuras. Yo no llego a atribuirle este papel en este sector estudiado, pero sí le doy cierta importancia.

Voy a describir primeramente los hechos, cómo encuentro los afloramientos triásicos en cada caso, y trataré después de analizarlos intentando darles una explicación lógica.

En cuanto al Trias de «borde de cuenca» de Alcaraz, puesto que presenta una posición sub-horizontal, no ha jugado un papel importante en la sedimentación del Mesozoico ni en la alineación de las estructuras.

En cuanto a los afloramientos triásicos de facies «de interior de cuenca» de Paterna-Bogarra, Royo Odrea, Fábricas-Vegallera, Mesones-Alfera y afloramientos del río Mundo, se observan unas alineaciones de los afloramientos bien definidas y con las mismas direcciones que los terrenos plegados de su alrededor; de aquí deduzco que estos afloramientos triásicos han sido implicados en el plegamiento, lo contrario de lo que ocurría con el Trias de Alcaraz. Pero ¿hasta qué punto este Trias de facies de «interior de cuenca» no creó pequeños umbrales, en épocas tempranas anteriores al plegamiento, adoptó unas directrices determinadas y condicionó a la sedimentación posterior?

El hecho de que los afloramientos triásicos mencionados en el sector estudiado estén perfectamente alineados, presenten tan escasa intensidad diapírica (como consecuencia de la delgada cobertera de Prebético Externo que reposa sobre ellos) y que los materiales que les rodean tengan sus mismas directrices induce a pensar que estén relacionados con fallas profundas y que aprovechando éstas han realizado la ascensión. Adelantaré que estos afloramientos triásicos coinciden con las áreas de grandes fallas.

Otro tema aparte constituyen los afloramientos de La Dehesa, Cortijo de Rodríguez, Fontanar y Pantano de Talave. En éstos, la acción halocinética ha sido más intensa (aunque menor que en la provincia de Alicante y Norte de la de Murcia) y son frecuentes los afloramientos en formas de domo, como en La Dehesa. Se puede observar que estos afloramientos, así como otras estructuras en las que no ha llegado a aflorar el Trias pero que se deja sentir su influencia, se encuentran situados generalmente en la unidad de directriz «beti-ibérica» del Prebético Externo. En la región de estudio, el Trias ha jugado un importante papel en la estructuración, y ha originado una serie de fenómenos, que a continuación estudiaré, y que se pueden agrupar en los siguientes:

- Pliegues en champiñón embrionarios.
- Direcciones aberrantes locales, en los pliegues.
- Discordancias locales.

- «Extrusiones» de materiales competentes.
- Deslizamientos gravitacionales.

2.4.3.1. PLEGUES EN CHAMPIÑÓN EMBRIONARIOS

Aunque este estilo estructural es más bien típico del Prebético Interno y Meridional quiero hacer notar que también en el Prebético Externo, y dentro de la unidad de directriz «beti-ibérica» del área de este estudio, existen pliegues en champiñón, aunque poco desarrollados debido, fundamentalmente, a que el espesor de la cobertera que ha tenido que soportar el Trías en este área del Prebético es pequeño y como consecuencia no se van a presentar las mismas características que se dan en los pliegues de este tipo en el Prebético de las provincias de Alicante y Murcia (por ejemplo, Sierra del Buey, Oliva, Mariola, etc.). Estas características son:

- Pliegues amplios con bóvedas planas.
- Flancos invertidos.
- Flanco Norte cabalgado y a veces también el Sur.
- Bóveda hundida.

Sin embargo, como se verá a continuación, al ir describiendo algunos de estos pliegues, la mayoría de estas características también se van a dar aquí en el sector estudiado.

2.4.3.1.1. Pliegue de Fuente Albilla-Ramadero (fig. 93)

En conjunto constituye un gran pliegue en champiñón, de unos 6 km. de ancho, y que viene definido por la Sierra de Fuente Albilla, al Norte; por el Ramadero, al Sur, y entre ambas sierras se sitúa la Rambla de La Heruela. No voy a entrar en el detalle de las estructuras de estas Sierras, por haberlo hecho ya con anterioridad y por separado de cada una de ellas. Ahora analizaré esta «macroestructura» con una visión más amplia e intentaré dar la explicación más lógica de su génesis.

Se trata, pues, de un pliegue de champiñón con sus dos flancos invertidos y cabalgados y con su bóveda hundida, a modo de fosa tectónica. Recuérdese que esta fosa tectónica viene definida por fallas normales, de planos muy verticalizados, al Norte, y por fallas inversas al Sur. Si se invoca una acción diapírica del Trías importante, es posible explicar estos hechos curiosos de la siguiente manera:

1.º En un principio, y antes de la orogenia principal, tuvieron lugar

PLIEGUE DE FUENTE ALBILLA - RAMADERO

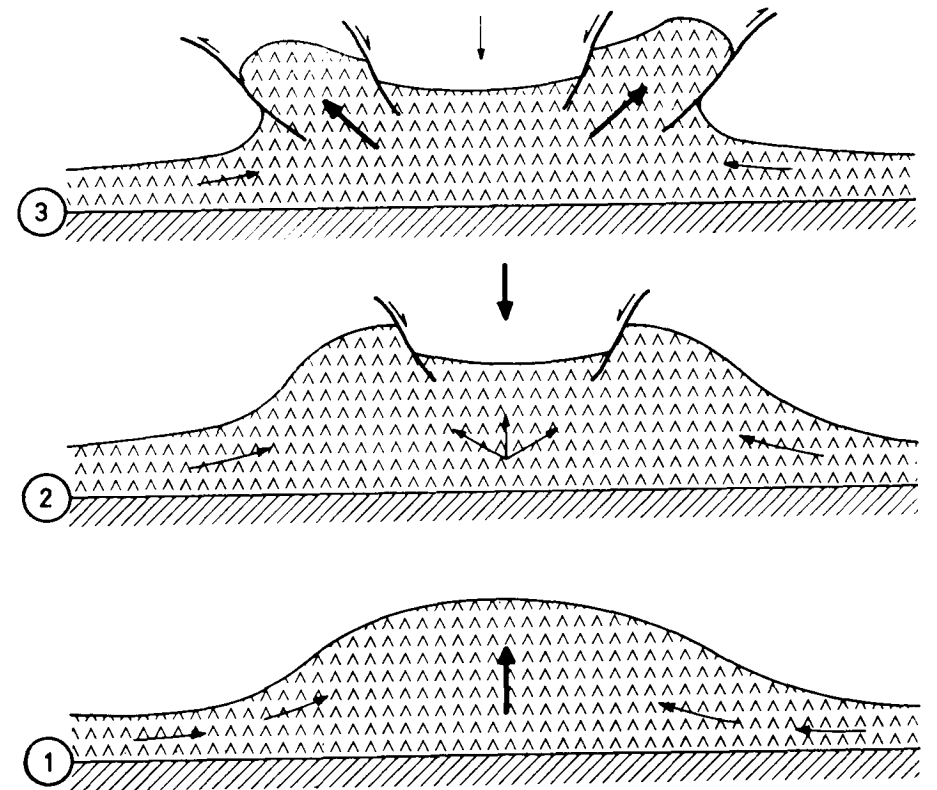
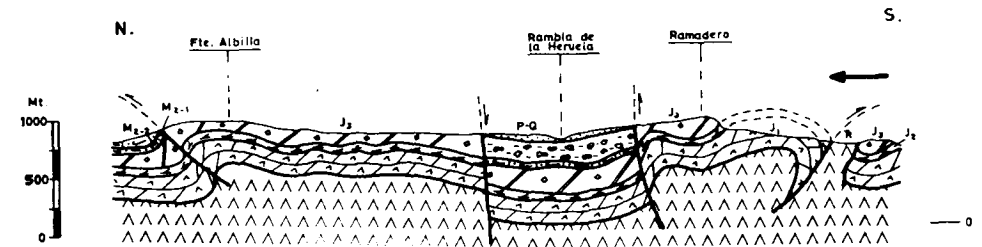


Figura 93

unos esfuerzos verticales por acción del Trías que pudieron formar un pliegue de gran radio.

2.º Como consecuencia del amplio arco de este pliegue, el Trías no

pudo soportar más el peso de los materiales y sucedió un hundimiento de la bóveda, favorecido en este caso por fallas normales.

3.º Lógicamente, el Trías, a partir de este momento y tal vez acentuado por los primeros movimientos orogénicos del sector, «fluyó» hacia los flancos del pliegue originando inversiones en ellos, e incluso (ya desde este momento) pudieron crearse cabalgamientos con vergencia Norte y Sur. Se observa que el Trías ha llegado a aflorar en el flanco Sur, en el Fontanar.

4.º Por último, en la fase orogénica principal, al existir unos esfuerzos tangenciales procedentes del Sur, las fallas normales meridionales de esta fosa pudieron «doblar» su plano hasta convertirse en inversas.

De esta manera, la estructura final resulta ser un gran pliegue en champiñón con la bóveda hundida, con sus flancos cabalgados e invertidos y en donde el flanco meridional es otro pequeño pliegue en champiñón con sus flancos cabalgados.

De todo lo expuesto se deduce que algunas de las fallas inversas existentes en nuestra zona, pudieran ya existir un poco antes de la orogenia principal y desde luego parece bastante probable que las de vergencia Sur estén ligadas más íntimamente a esfuerzos verticales del Trías que a tangenciales de la orogenia principal. Y más aún, en la estructura de Fuente Albilla-Ramadero, parece ser que las fallas inversas de vergencia Sur tuvieron lugar un poco antes que las de vergencia Norte, al afectar en aquéllas a materiales del Aquitaniense y en éstas a materiales del Helveciense.

El pliegue de Fuente Albilla-Ramadero se trata, por tanto, de un diapiro en un estado poco evolucionado.

2.4.3.1.2. Pliegue de Ermita de Santa Bárbara (fig. 94)

Este pliegue es más pequeño que el anterior y el arco es de sólo 3 km. Presenta sus dos flancos invertidos y cabalgados, existiendo más de un cabalgamiento en su flanco septentrional.

También existen algunas fallas normales que han favorecido el hundimiento de la bóveda, habiéndose ésta de nuevo levantado, en parte por la inyección del Trías a través de la falla del río Mundo, situada aproximadamente en el núcleo del pliegue. Se trata, por tanto, de un pliegue en champiñón, de características similares al de Fuente Albilla-Ramadero, pero con la bóveda posteriormente levantada y perforada, en parte, por el Trías a través de una falla profunda. Como consecuencia de este posterior levantamiento central de la bóveda, ésta ha quedado casi desmantelada, en este área, por efectos de la erosión.

PLIEGUE DE ERMITA DE SANTA BARBARA

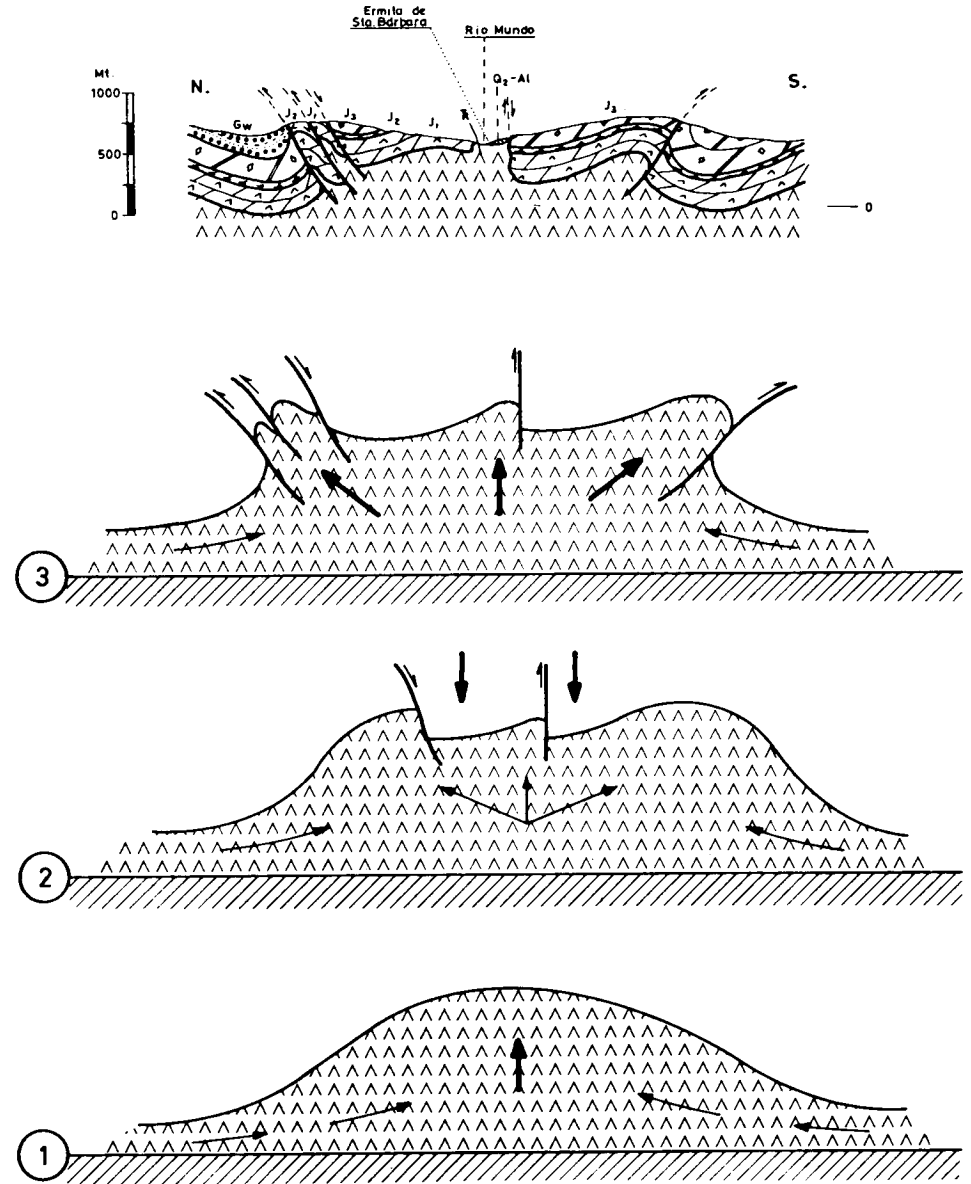


Figura 94

Se trata, por tanto, de un diapiro en estado más avanzado que el de Fuente Albilla-Ramadero, puesto que ha llegado a aflorar el Trías en su núcleo.

A este pliegue le siguen, al Norte y al Sur, sendos pliegues volcados.

PLIEGUE DE LA DEHESA

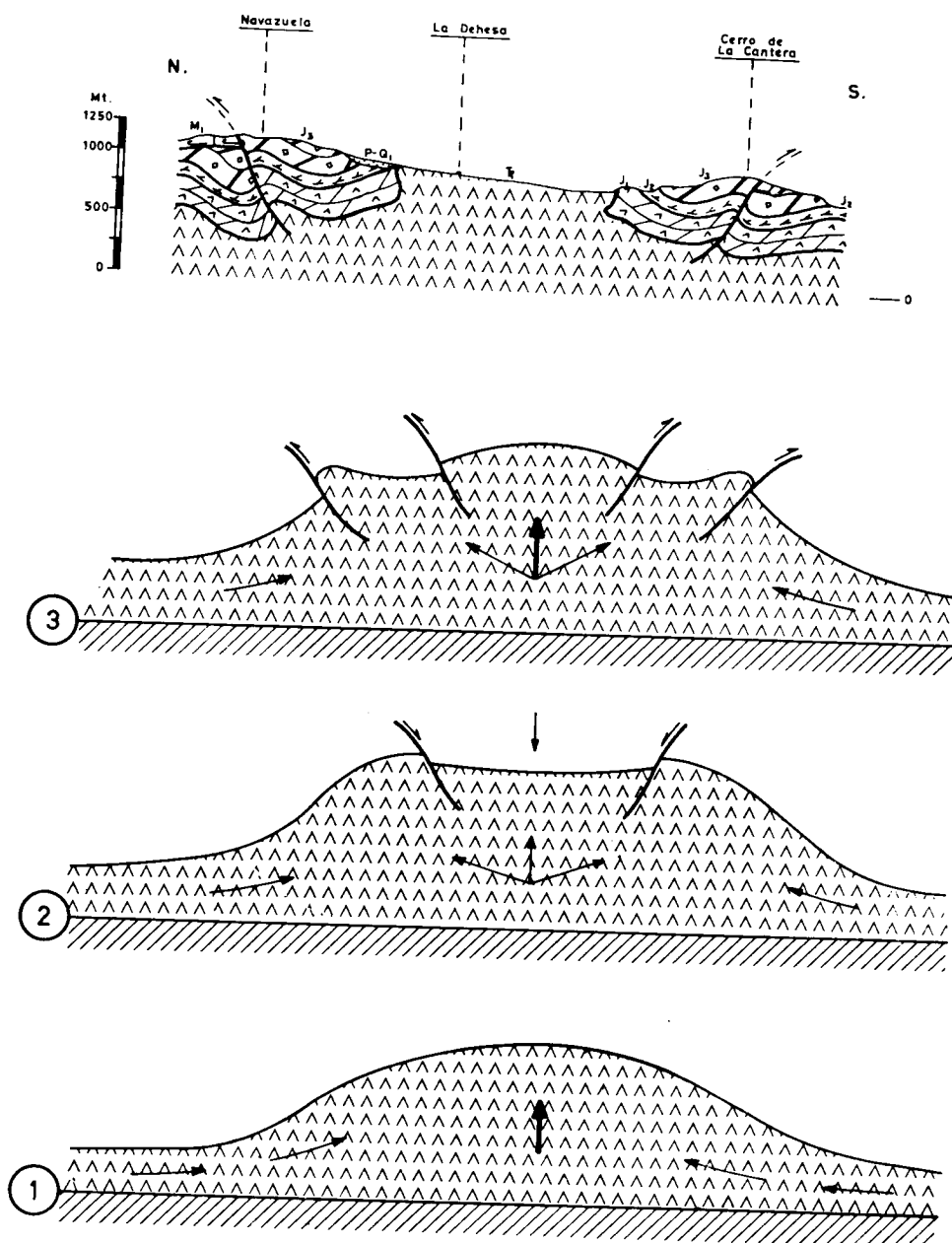


Figura 95

2.4.3.1.3. Pliegue de la Dehesa (fig. 95)

Constituye éste un pliegue de unos 4 Km. de ancho y presenta sus dos flancos cabalgados, algo invertidos, y sobre todo que la bóveda está en gran parte perforada por el Trías.

La génesis lógica que se atribuye, en este caso, es la siguiente:

1.º Antes de la orogenia principal tuvieron lugar unos esfuerzos verticales, originados por el Trías, que dieron lugar a un gran pliegue.

2.º Como consecuencia de la relativa amplitud del pliegue tuvo lugar un pequeño hundimiento de la bóveda, originándose, como consecuencia, fallas normales.

3.º Sin embargo, pienso que en este caso el hundimiento no debió de ser tan importante como en el caso del pliegue de Fuente Albilla-Ramadero, que llegó a formar una gran fosa, sino que fue lo suficientemente leve como para que no obligara el peso de los materiales a que el Trías fluyera preferentemente hacia los flancos, aunque sí lo suficiente como para originar cabalgamientos en ellos.

4.º Como consecuencia de la hipótesis anterior, el Trías «decidió» proseguir su acción vertical halocinética por la parte central del pliegue, ascensión que se vio favorecida por la existencia ya de fallas normales.

5.º En un último estadio del proceso el Trías perforó toda la zona ocupada por la fosa tectónica (en este caso, de forma redondeada, debido a que las fallas eran concéntricas, tan típicas en los diapiros), desmantelándose por completo la bóveda por la acción erosiva posterior.

Pienso, por tanto, que se trata de un diapiro en estado mucho más avanzado que los hasta ahora descritos.

2.4.3.1.4. Pliegue de Cabezallera (fig. 96)

Es éste un pliegue de gran amplitud también, 5 Km., comparable en este aspecto al de Fuente Albilla-Ramadero.

Viene caracterizado por poseer su flanco septentrional invertido y su meridional cabalgado. Además, conviene resaltar que su bóveda no está fracturada por fallas normales, sino que existen una serie de pliegues que constituyen, en general, un sinclinorio. De este hecho parece deducirse que antes de formarse las fallas normales, en el proceso de hundimiento de la bóveda, ésta pudo pasar por un estadio intermedio de sinclinal o sinclinorio.

Parece claro que se trata de un diapiro poco evolucionado.

PLIEGUE DE CABEZALLERA

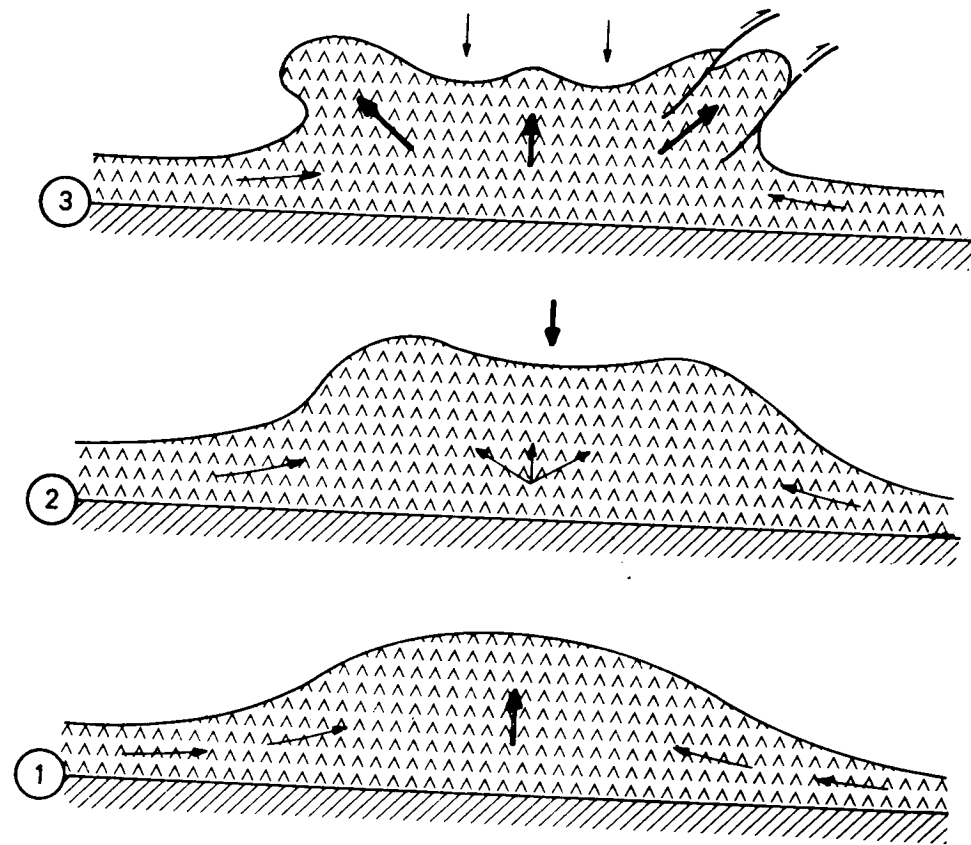
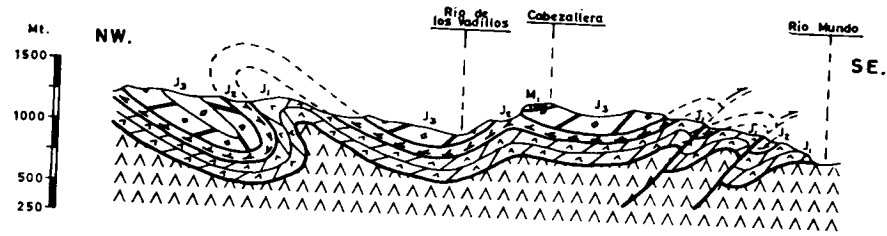


Figura 96

Conviene observar aquí que los cabalgamientos están situados en el flanco Sur (y más de uno), mientras que el flanco Norte está sólo invertido. Podría ser una prueba más de que los cabalgamientos de vergencia Sur, ligados a estos fenómenos, se han originado un poco antes que los de ver-

gencia Norte, de manera similar a lo que ocurrió en el pliegue de Fuente Albilla-Ramadero, y que en el caso de Cabezallera, al tratarse de un diapiro poco evolucionado, no hubo lugar para la formación de estos cabal-

PLIEGUE DE LAS CAÑADAS

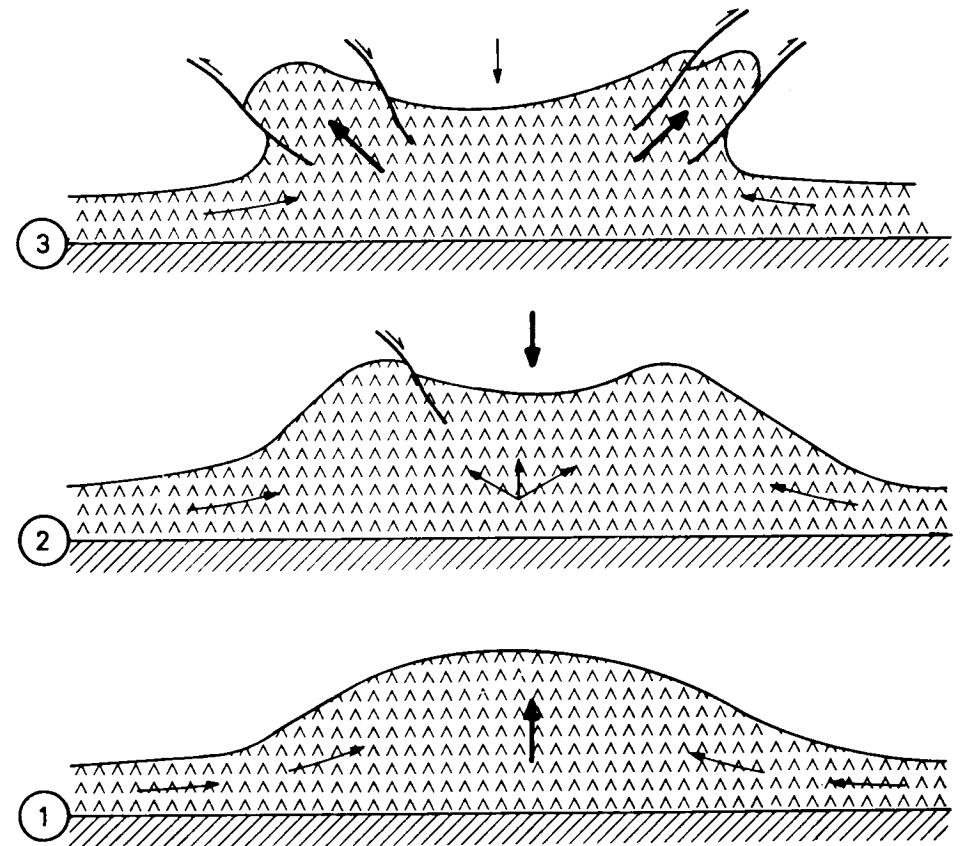
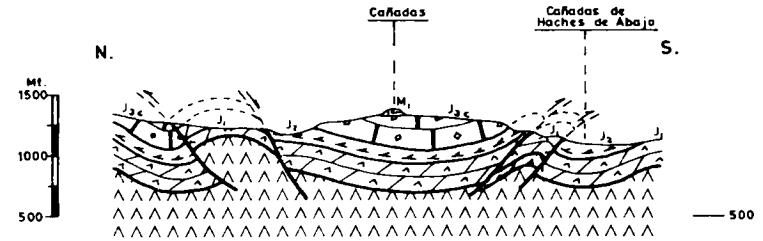


Figura 97

gamientos de vergencia Norte, sin que quiera decir que puedan formarse todavía, pues pienso que los diapiros de esta región de estudio ya han cobrado su estado de equilibrio, esto es, se trata de diapiros «muertos»; la razón es, sencillamente, que en esta región del Prebético Externo los espesores de las formaciones son relativamente pequeños y, además, la erosión ha hecho que no existan áreas inestables, al aliviar al Trías de gran parte del peso de los materiales suprayacentes.

Otra prueba más de que la acción diapírica ha sido más intensa en el flanco Sur que en el Norte es que en aquél ha llegado a aflorar el Trías en Los Alejos.

2.4.3.1.5. Pliegue de las Cañadas (fig. 97)

Este pliegue es muy parecido al anteriormente descrito de Cabezallera, y tiene una anchura de unos 3 Km.

A diferencia del anterior (Cabezallera), presenta su flanco Norte también cabalgado, si bien el flanco Sur ha sufrido (como parece ser característica común de muchos de estos pliegues) una mayor acción diapírica y como consecuencia una mayor tectonización, pues aparece más de un cabalgamiento de vergencia Sur.

También aquí la bóveda, en su proceso de hundimiento, ha pasado por un estadio de sinclinal, si bien en este caso existe además alguna falla normal.

Se trata, por tanto, de un diapiro poco evolucionado, aunque se encuentra en un estadio más avanzado que el de Cabezallera.

2.4.3.1.6. Pliegue de La Herrería (fig. 98)

Es muy similar al de Fuente Albilla-Ramadero, incluso en su amplitud, pues supera los 6 Km. de arco.

Presenta las características comunes que vengo definiendo, esto es, flancos algo invertidos y cabalgados (el flanco Norte también está cabalgado, aunque se sale ya de la región estudiada) y su bóveda hundida por fallas normales; el hundimiento, en este caso concreto, fue importante, debido al gran peso de los materiales (recordemos que en este sector existen ya materiales cretácicos y el espesor de toda la serie excede los 1.000 metros).

Como consecuencia de este importante hundimiento de la bóveda, el Trías se vio obligado a fluir hacia los flancos, y el flanco meridional se vio más afectado que el del Norte. Una consecuencia de esta mayor tec-

PLIEGUE DE LA HERRERIA

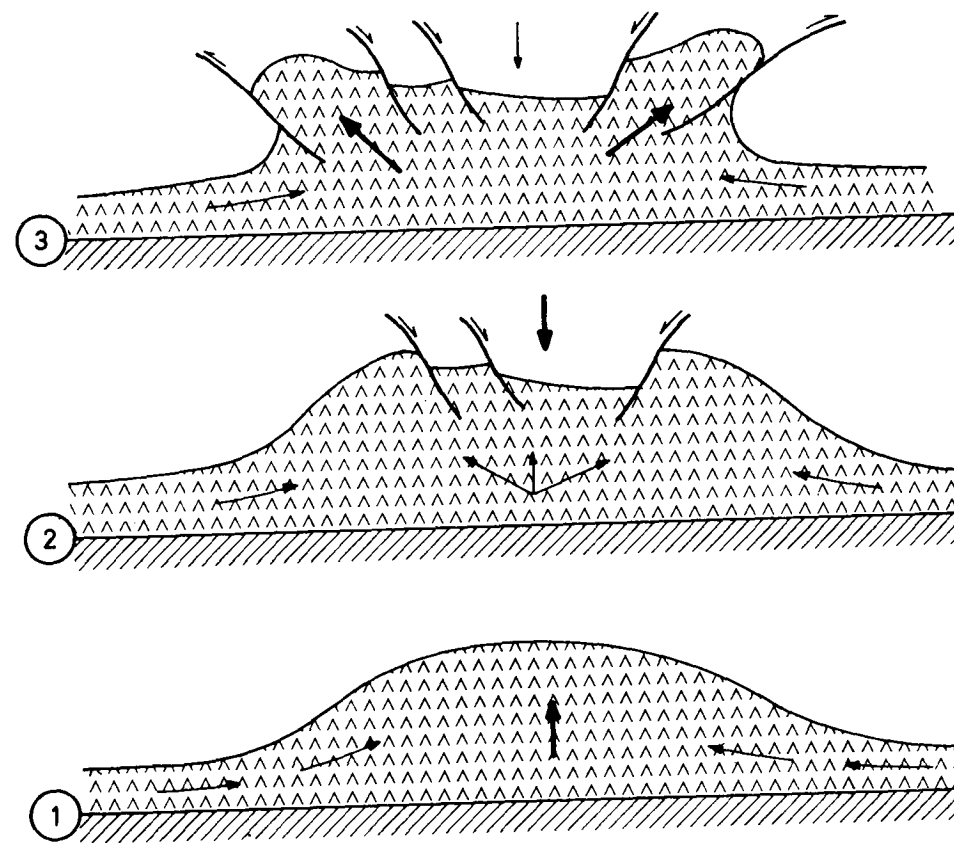
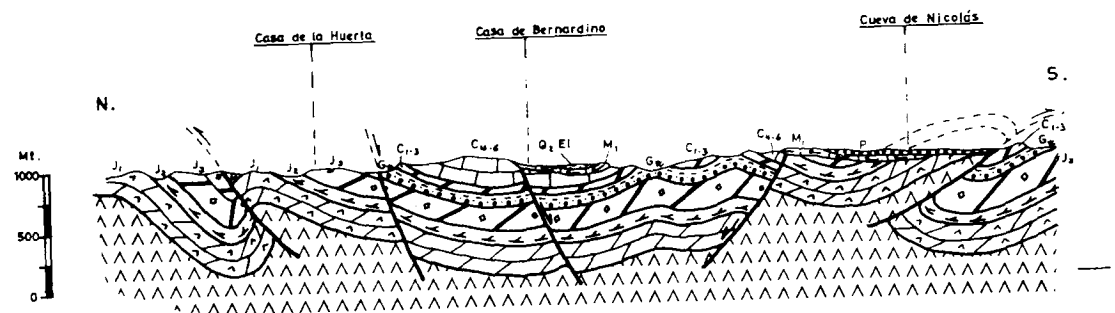


Figura 98

tonización es el deslizamiento gravitacional de un bloque Jurásico que está situado al oeste de los Castillarejos.

Una prueba evidente de que las fallas normales, que han favorecido el hundimiento, son anteriores a la etapa orogénica, y por tanto han de estar ligadas a fenómenos diapíricos del Trías, es el hecho de encontrarse éstas fosilizadas por el Mioceno Inferior.

2.4.3.1.7. Pliegue de las Casas del Jinete (fig. 99)

Se trata de un pliegue de pequeña envergadura, de sólo 3 Km. de ancho; viene definido por sus dos flancos invertidos y en su bóveda existen dos pequeños sinclinales, separados por un anticlinal central.

De todos los casos de «macropliegues» en champiñón estudiados, es éste quizá el menos evolucionado, ya que no se observan cabalgamientos en sus flancos ni hundimientos importantes en la bóveda.

Un pliegue (de los descritos) muy parecido a éste es el de Cabezallera, pero en él ya se advierten cabalgamientos en el flanco Sur, por lo que pienso que se encontraría en un estadio algo más avanzado que el de Casas del Jinete.

2.4.3.1.8. Características generales y génesis de los pliegues en champiñón

Voy a intentar, por último, sintetizar las características que definen a todos los pliegues hasta aquí descritos en este apartado, y tratar de reconstruir los hechos a lo largo del tiempo.

Las características comunes de todos ellos se pueden resumir en las siguientes:

1.º Se trata de pliegues de cierta envergadura, comparables en su anchura a los existentes en las provincias de Alicante y norte de Murcia (3 a 6 Km.), pero en cambio no presentan gran continuidad lateral, debido, entre otras razones, a la fuerte tectonización que ha sufrido esta región en la etapa orogénica.

2.º Presentan, generalmente, sus dos flancos invertidos.

3.º También (es lo frecuente) sus flancos están cabalgados, o al menos uno de ellos (a excepción del de Casas del Jinete).

4.º Presentan su bóveda deprimida, bien en estructura de sinclinal, bien en fosa tectónica.

5.º Por lo general, en estos pliegues no ha llegado a perforar el Trías,

PLIEGUE DE CASAS DEL JINETE

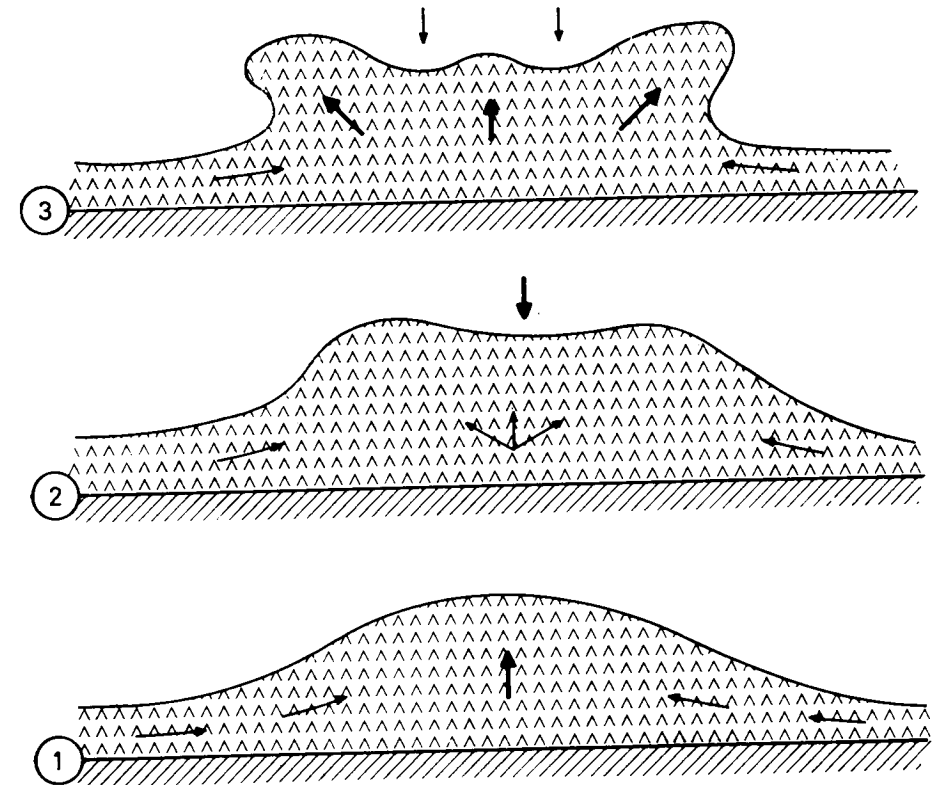
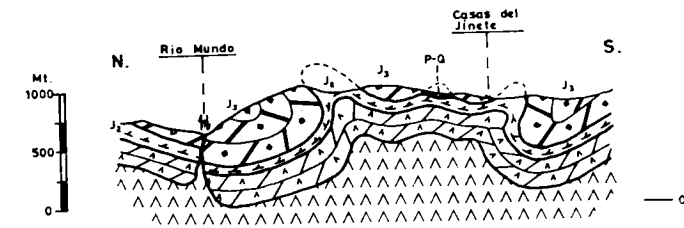


Figura 99

aunque también se dan casos en los que sí, por lo que parece ser que se trata de diapiros poco evolucionados.

6.º En los casos en que ha habido salida del Trías a la superficie, lo normal es que lo haya hecho por los flancos y no por la bóveda, y más frecuentemente por los flancos meridionales; de aquí que estos últimos se

encuentren más tectonizados. Sólo cuando el hundimiento de la bóveda ha sido pequeño el Trías ha decidido perforar por el eje de la estructura y no por los flancos.

La génesis general de todos estos pliegues parece haber sido la siguiente:

- a) En un principio, y antes de suceder la orogenia principal, tuvieron lugar unos esfuerzos verticales, motivados por el Trías, que formaron pliegues de gran radio.
- b) Como consecuencia del amplio arco de estos pliegues, el Trías no pudo sostener el peso de los materiales suprayacentes, y sucedió normalmente un hundimiento de la bóveda.
- c) La bóveda deprimida presentó, en un principio, la estructura de un sinclinal y posteriormente, y sólo en los casos más evolucionados o de cobertera más «pesada», esta bóveda se fracturó en fallas normales, siendo frecuentes las de tipo concéntrico.
- d) Lógicamente, al hundirse la bóveda, el Trías se vio obligado a fluir hacia los flancos. Llegado a este punto, conviene exponer las dos hipótesis que expresan los autores MARTINEZ y BENZAQUEN (1975), para su interpretación de la Sierra Mariola: «El hundimiento de la bóveda se produce bien por una migración del Keuper hacia los flancos, bien porque el enorme arco es incapaz de sostenerse y fallas normales tienden a estabilizarlo, produciéndose entonces la migración del Trías hacia los flancos, es decir, la migración del Trías hacia los flancos hunde la bóveda o el hundimiento provoca la migración hacia los flancos.» Personalmente creo que, en el sector estudiado, el Trías fluyó hacia los flancos, a consecuencia de hundirse la bóveda, que por supuesto pudo hundirse sin necesidad de fracturarse, pero que si estas fallas normales se produjeron el hundimiento se incrementó y, como consecuencia, la migración del Trías hacia los flancos fue mayor.
- e) Sea cualquiera la causa de esta migración de Trías, el hecho es que éste provoca una inversión en sus flancos y unos cabalgamientos de vergencias Norte y Sur, respectivamente. En algunos casos los cabalgamientos de vergencia Sur se han podido producir con anterioridad a los de vergencia Norte.
- f) En cuanto a la edad de la formación de estos pliegues, podemos asegurar que se iniciaron con anterioridad a la etapa orogénica principal de plegamiento, si bien pudieron acentuarse al sobrevenir ésta. También conviene aclarar que muchas de las fallas normales, situadas en las bóvedas de estos pliegues, incluso algunas inversas localizadas en los flancos, fueron originadas anteriormente

a la etapa de plegamiento, incluso afinando aún más, anteriores al depósito del Mioceno Inferior, como lo demuestra el hecho de encontrarse algunos de estos afloramientos fosilizando a fallas normales.

- g) Muchas de estas fallas normales de bóveda pudieron volver a activarse en la etapa de plegamiento, pudiendo cambiar su sentido de desplazamiento (jugar como inversas) o incluso verse «dobladados» sus planos de falla en profundidad. En este sentido, las fallas de desgarre pudieron ser las causantes de algunos de estos fenómenos.
- h) Por último, pienso que estos diapiros, la mayoría poco evolucionados, han cobrado ya su estado de equilibrio, tratándose de diapiros «muertos». Las razones en que me apoyo para dar esta afirmación es que en la región estudiada del Prebético Exterior los espesores de las formaciones son relativamente pequeños y además la erosión ha hecho desaparecer las zonas inestables, aliviando así al Trías de gran parte del peso de los materiales suprayacentes.

2.4.3.2. DIRECCIONES ABERRANTES, LOCALES, EN LOS PLIEGUES

Próximo a los afloramientos de Trías que presentan carácter diapírico, o incluso en zonas donde éste no ha llegado a aflorar, pero que, sin embargo, se intuye su acción, es frecuente encontrar direcciones aberrantes locales en los pliegues, que no concuerdan con las directrices generales que definen a la región.

En casos, como al sur del Cortijo de Trifillas, en donde el Trías ha llegado a aflorar, no presentan duda alguna a la hora de interpretar estas anomalías (en este caso concreto, un anticlinal de dirección N-S).

Sin embargo, se presta más a la elucubración en los casos en donde el Trías no ha llegado a aflorar; esto es el caso, por ejemplo, del anticlinal de dirección N-S de Molino de Jaray. Dicho anticlinal parece continuar con la misma dirección, y aunque interrumpido por fallas normales, en Puente de Morciguillos, y este último pliegue describe (próximo a este pueblo) un giro de más de 90°, presentando, por último, una dirección de NE-SO. La causa de esta anomalía en la dirección del pliegue parece ser, sin lugar a dudas, la acción halocinética del Trías, pues precisamente en este arco se da también la «extrusión» jurásica de Baños de Tus, que más adelante hablaré de ello. Otro hecho que confirma la acción del Trías en esta zona es la existencia de discordancias locales.

2.4.3.3. DISCORDANCIAS LOCALES

La característica común de todas ellas es precisamente su situación localizada, no pudiéndose generalizar para un sector relativamente extenso.

Se citan, como ejemplos más notables, la discordancia del Barremiense-Aptiense Inferior sobre el Kimmeridgiense Superior o Kimmeridgiense Medio (faltando el Portlandiense, Neocomiense y parte del Barremiense) en Baños de Tus, y la del Senoniense Inferior, que reposa indistintamente sobre el Cenomaniense Superior, Cenomaniense Inferior-Medio o incluso sobre el Cretácico Inferior.

En cuanto a la discordancia del Barremiense-Aptiense Inferior sobre el Kimmeridgiense Medio-Superior en Baños de Tus, parece evidente que está localizada exclusivamente en este punto y que tiene su causa en la acción diapírica del Trías. Esto viene confirmado por el hecho de existir en Baños de Tus una «extrusión» jurásica (que hablaré a continuación de ella), y, por otro lado, porque inmediatamente al Sur, en el anticlinal de Arguellite, o inmediatamente al Norte, en el anticlinal de Arroyo Bravo, está representado ampliamente el Barremiense; en cuanto a los demás términos estratigráficos que faltan en Baños de Tus, no puedo demostrar que existan en sus inmediaciones, porque no llegan a aflorar, pero en el sondeo de Fuente Higuera, por ejemplo, se ha cortado el Berriasiense-Neocomiense?

En cuanto a las discordancias del Senoniense Inferior sobre otros materiales cretácicos, incluso a las posibles discordancias intrasenonienses, parece ser que tienen también su origen en la acción halocinética del Trías. Un hecho bastante significativo es que el Senoniense Inferior repose, en este sector, indistintamente sobre materiales más inferiores del Cretácico Superior (en el Calar del Mundo y Sierra del Cujón) o incluso sobre la facies «Weald-Utrillas» (en la Sierra del Padroncillo).

De todos estos hechos parece deducirse que después del depósito del Turoniense y antes del plegamiento principal tuvieron lugar en este sector unos esfuerzos verticales motivados por el Trías, dando como resultado la elevación, incluso la emersión, de algunas áreas y la posterior erosión de parte de los materiales existentes en las mismas. Estos movimientos verticales pudieron ser más intensos en unas áreas que en otras; de ahí que el Senoniense Inferior se depositara, posteriormente, de manera indistinta, sobre materiales diferentes. Esta inestabilidad pudo comenzar en este sector ya desde el Kimmeridgiense Inferior, atenuarse en el Barremiense-Aptiense Inferior y reanudarse al final del Senoniense. Que estos hechos se den en este área no debe de extrañar, puesto que está situada

dentro del Prebético Interno, y en donde el Trías tuvo que soportar gran carga de materiales, debido a los espesores potentes de sus formaciones.

2.4.3.4. EXTRUSIONES DE MATERIALES COMPETENTES (fig. 100)

Sólo se ha observado un caso en el sector de estudio, y está situado en Baños de Tus.

Ya se ha dicho que en este punto existe un afloramiento jurásico, cuya estructura es un anticlinal de pequeñas dimensiones, fallado en sus flancos y que constituye un horst.

En una región como ésta del Prebético Interno, en la que existe predominio de afloramientos cretácicos, cuyas potencias son enormes, contrasta encontrar un afloramiento jurásico aislado, de extensión muy reducida (1,5 Km. de largo por 0,5 Km. de ancho), cuyos contactos suelen ser anormales y cuyas directrices (Oeste-Este) se apartan de las generales que definen al Prebético Interno.

Dado que los materiales adyacentes, en algunos puntos, corresponden al Cretácico Superior, hay que invocar, para que puedan aflorar estos materiales del Jurásico, la existencia de grandes fallas, cuyo salto superen los 1.500 m. en algunos puntos. Sin embargo, resulta muy extraño que estas fallas de tal envergadura no ejerzan su influencia en zonas más amplias y por el contrario estén localizadas sólo en los alrededores del afloramiento jurásico, en una disposición casi circular. Por otro lado, las directrices de estas fallas son aberrantes y distintas a las generales de la región.

De todas las consideraciones expuestas se derivan las siguientes conclusiones:

1.º El mecanismo que ha hecho aflorar estos materiales competentes del Jurásico no se debe, al parecer, a efectos tangenciales, propios de la orogenia principal, pues la estructura presenta directrices aberrantes.

2.º Es más lógico pensar que sea debido este mecanismo a efectos verticales, que impulsaron hacia arriba y localmente a estos materiales competentes del Jurásico, a modo de «extrusión».

3.º La causa que motivó este fenómeno debió corresponder a efectos halocinéticos del Trías.

En efecto, si un área se ve sometida a efectos halocinéticos, se crea en primer lugar un abombamiento en la cobertera, a manera de domo, si los materiales no están aún totalmente consolidados. Pero si estos esfuerzos verticales persisten, se originarán una serie de fracturas radiales y concéntricas que, sobre todo estas últimas, podrán individualizar un blo-

S.

N.

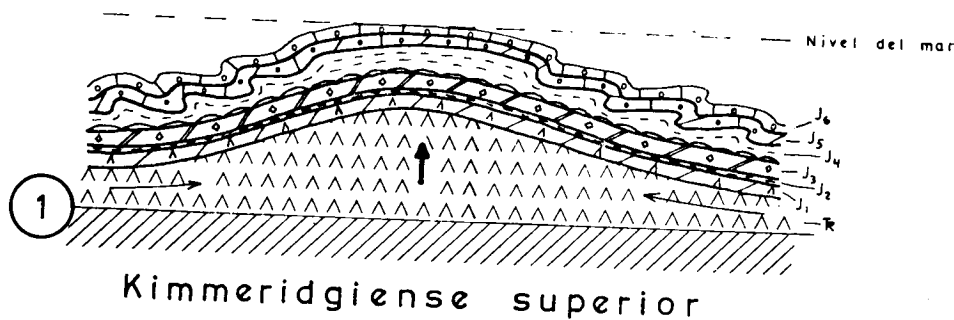
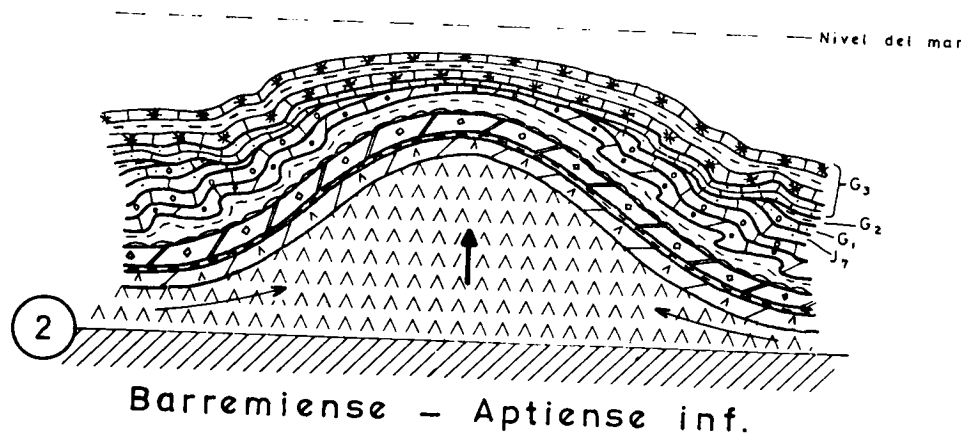
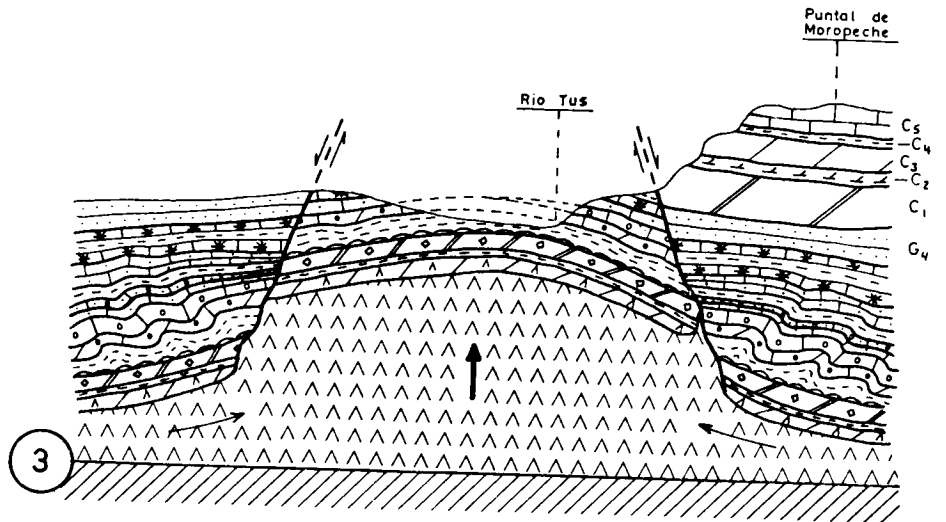


Figura 100

que de los materiales más consolidados (en este caso, el Jurásico calizo) e impulsarlo hacia arriba. Esta ascensión se puede ver favorecida por la no consolidación, todavía, de los materiales suprayacentes.

4.º En definitiva, creo que se trata en realidad de un diapiro triásico, en etapa inicial, aunque ya «muerto», esto es, un diapiro «abortado», en el que no han llegado a aflorar en superficie los materiales triásicos.

Esta hipótesis viene apoyada por los siguientes hechos:

a) Existencia de directrices aberrantes, tanto en el mismo anticlinal de Baños de Tus como en las estructuras adyacentes, como Punte de Morciguillos y Molino del Jaray.

b) Presencia de discordancias importantes en este área, como la del Barremiense - Aptiense Inferior indistintamente sobre el Kimmeridgiense Medio o sobre el Kimmeridgiense Superior, en el mismo anticlinal de Baños de Tus, o las del Senoniense Inferior sobre el Cenomaniense, en las áreas cercanas.

c) En Baños de Tus existe una fuente termal, cuya temperatura es de 26º, que nace en plenas margas y margocalizas del Kimmeridgiense Inferior y que un análisis hidroquímico de la misma ha puesto de manifiesto un fuerte contenido de cloruros, sulfatos, sodio y potasio. La alta temperatura nos habla de que el agua ha estado en contacto con zonas profundas a causa de las importantes fallas antes aludidas, y la calidad química del agua nos pone de manifiesto la posible influencia del Trías.

d) Por último, dos de los argumentos más fuertes que apoyan el hecho de que este área fue localmente levantada en una etapa preorogénica son los siguientes:

- Presencia de slumping.
- Existencia de acuñamientos en los estratos.

Los slumping se localizan en los materiales pertenecientes al Kimmeridgiense Inferior, Kimmeridgiense Medio, Kimmeridgiense Superior y Barremiense-Aptiense Inferior.

Los acuñamientos se observan, y de manera espectacular, en los materiales del Barremiense-Aptiense Inferior, especialmente próximo a la extrusión jurásica.

5.º En cuanto a la edad de esta extrusión y posibles pasos intermedios que tuvieron que existir, se puede decir lo siguiente:

El hecho de encontrar, ya en el Kimmeridgiense Inferior, deslizamientos intraformacionales (slumping) hace pensar que ya en esta época existía en este área localizada un umbral motivado por los efectos diapíricos del Trías; este umbral siguió acentuándose, al menos durante el Kimme-

ridgiense Medio y Superior. Al final del Kimmeridgiense Superior, en los Baños de Tus existía una isla que no fue cubierta por las aguas hasta el Barremiense; la existencia de una costra laterítica en la base de la discordancia apoya esta hipótesis.

Lógicamente, durante el Portlandés, Berriasiense y Neocomiense, este área tuvo que continuar levantándose y desde luego también durante el Barremiense y Aptiense, como lo prueba la presencia, en estos últimos materiales, de slumping y acuñamientos importantes en los estratos. Llegado aquí, conviene decir que aunque en este punto no se ha depositado el Portlandés, Berriasiense y Neocomiense, pienso que próximo a esta estructura estos materiales se den, aunque sólo se haya podido demostrar la existencia del Neocomiense a 13 Km. al este de dicho punto, mediante la ejecución de un sondeo. Esto pone en evidencia el carácter localizado de este fenómeno estructural.

Durante este proceso de ascensión local tuvo que haber un momento en el que se dieran una serie de fallas que acentuaran aún más este proceso; estas fallas ya existían, al menos, en el Barremiense y fueron activadas, como mínimo, hasta el Cenomaniense.

Resumiendo el problema, creo que primeramente debió existir un umbral en Baños de Tus, y que posteriormente se dieron unas fallas que acentuaron la ascensión y motivaron la extrusión propiamente dicha; el motor de estos fenómenos fue el Triás.

6.º Hechos análogos al descrito han sido señalados en el Prebético de Alicante, en el Cabezón del Oro, Puig Campana y Sierra del Cid. POL-VECHE (1962) y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977); se trata también de materiales «extruidos» pertenecientes al Jurásico Superior, que se encuentran rodeados de materiales cretácicos (incluso terciarios) y vienen acompañados de directrices aberrantes, discordancias, fuentes termales, etc.

2.4.3.5. DESLIZAMIENTOS GRAVITACIONALES (fig. 101)

En este sector del Prebético, y más concretamente en el Prebético Externo, no existen mantos de corrimiento propiamente dichos, puesto que todos los materiales representados presentan un carácter autóctono o para-autóctono; las escamas o los cabalgamientos han originado acortamientos o desplazamientos, pero en ningún caso alcanzan ni siquiera los 3 Km. de recorrido.

Creo conveniente hacer estas consideraciones, antes de entrar en el tema de este apartado, puesto que de esta manera será más fácil comprender la hipótesis que a continuación voy a exponer.

Interpreto como afloramiento «deslizado» al situado inmediatamente al

DESPLAZAMIENTO GRAVITACIONAL AL OESTE DEL CASTILLAREJO

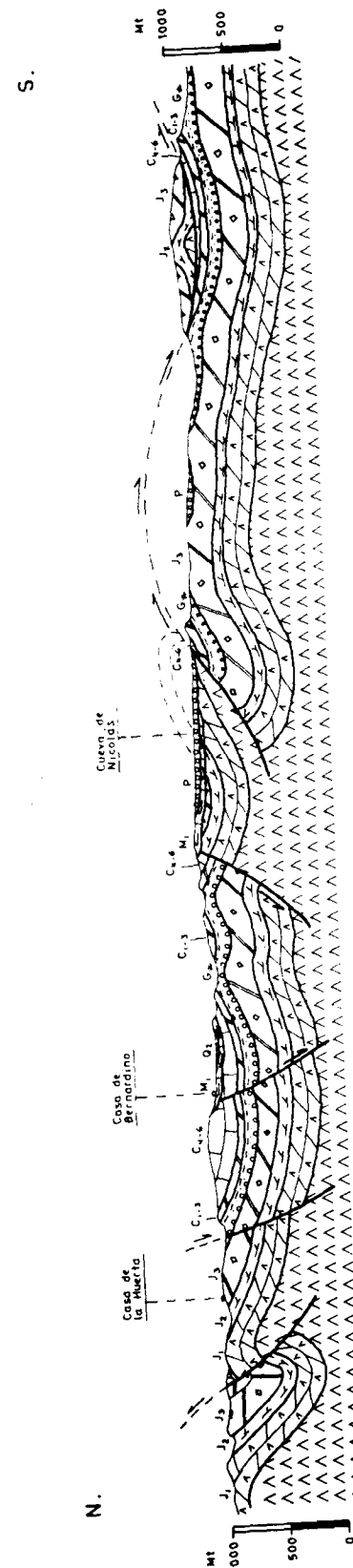


Figura 101

oeste del Castillarejo y constituido por dolomías del Dogger y arcillas del Lías. Observándolo, se ve que sus contactos son muy horizontales y que este pequeño cerro jurásico «flota» sobre materiales del Cretácico Inferior y Superior.

No se trata de un «islo tectónico» ligado a un manto de corrimiento, puesto que, como se ha dicho, el estilo de la zona no es éste, y además se puede comprobar que las facies que definen a este afloramiento son las mismas que presentan los materiales circundantes, de su misma edad.

Es muy probable de que se trate (por exclusión) de un bloque deslizado por la acción de la gravedad y que el motor haya sido la acción halocinética del Trías. En efecto, si se observa la cartografía, se ve que poco más al Norte, a sólo 3 Km. de distancia, se encuentra el pliegue en champiñón de La Herrería, que ya he descrito. Como se recordará, este pliegue, en su flanco meridional, presentaba un cabalgamiento de vergencia Sur de bastante importancia, pues ponía en contacto materiales del Lías con otros del Cretácico Superior. Esto indica que los esfuerzos verticales del Trías en este flanco meridional del pliegue fueron muy intensos y tal vez violentos; por tanto, es muy posible que un «trozo» de cobertera jurásica del flanco meridional de este pliegue fuese desprendido y deslizado gravitacionalmente hacia el Sur. Estos hechos pudieron verse favorecidos por el hecho de tratarse de un cabalgamiento de plano bastante tendido.

La «suela» que sirvió de lubricante para su deslizamiento pudo ser las margas del Lías, las margas del Trías o ambas a la vez. Las margas del Lías sí han sido detectadas en el afloramiento, en dos pequeños anticlinales; en cuanto al Trías se refiere, no ha sido observado ni en la raíz de este deslizamiento (por estar tapado por una «raña» pliocena) ni en el afloramiento deslizado, aunque no se descarta la posibilidad de que exista debajo del Lías.

Para que sólo se tenga en cuenta diré que la «raña» pliocena, anteriormente mencionada, presenta una «sospechosa» coloración rojiza en el lugar en que debe situarse la raíz del deslizamiento.

En cuanto a la época en que sucedieron estos hechos, sólo se puede decir que fue después del Senoniense, puesto que el afloramiento deslizado reposa sobre él, y anterior al Plioceno, pues éste fosiliza el plano de cabalgamiento de vergencia Sur, que motivó el deslizamiento. Pienso que tal vez coincidiera con la etapa de plegamiento que hizo que se acentuaran los fenómenos diapíricos, y más en este punto, que posee la tectónica más complicada del sector estudiado, y por tanto los esfuerzos tuvieron que ser más intensos. Fenómenos de deslizamientos gravitacionales de materiales competentes, de características muy similares al caso descrito aquí, y motivados por la acción holocinética del Trías, han sido observados al sur de la Sierra de Salinas, Sierra de Onil, Aixorta-Bernia,

etcétera, por MOSLEY (1973), RIOS y alt. (1961) y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977).

2.4.4. ¿POR QUE SE PRODUCEN CAMBIOS DE DIRECCION EN LAS ESTRUCTURAS DE DIRECTRIZ TÍPICAMENTE BETICA?

Aparte de las direcciones aberrantes de ciertas estructuras de carácter muy localizado, que ya he mencionado, y que están ligadas a la acción halocinética del Trías, en la región de estudio se pueden distinguir dos áreas en donde se observan claramente directrices diferentes a las típicas de las Cordilleras Béticas de NE-SO; éstas son:

1.º Por un lado, las estructuras de directrices béticas (N 49 E) de casi la totalidad de la Hoja de Alcaraz, se ven progresivamente flexionadas hacia el SE, presentando una dirección de N 65 O en la parte oriental de esta Hoja de Alcaraz y en la meridional y noroccidental de la Hoja de Liétor, de tal manera que ambas direcciones forman, en conjunto, un arco convexo hacia el Norte.

2.º Por otro lado, en la parte septentrional de la Hoja de Liétor, en los sectores central y oriental de la misma, se observan directrices que coinciden con las de la Cordillera Ibérica, de N 20-30 O; me refiero a las estructuras del meridiano «La Herrería-Híjar» y a la rama occidental de la «virgación» Alcadozo-Heruela-Mullidar.

Pienso que las causas que han motivado ambas directrices anómalas en cada caso son diferentes. Trataré de explicarlas a continuación:

2.4.4.1. ESTRUCTURAS DE DIRECCION N 65 O

Estas estructuras, de dirección NO-SE, junto con las típicas de las Cordilleras Béticas, de NE-SO, forman un arco convexo hacia el Norte. Antes de adentrarme en el análisis de este hecho conviene recordar que éste no es exclusivo del sector estudiado, sino que el arco entra a formar parte de otro más amplio, a escala del Prebético, que se ha venido denominando como el «arco estructural de Cazorla-Alcaraz-Hellín» BRINKMANN y GALLWITZ (1933), cuyos límites vienen reflejados en su denominación; a este arco, convexo hacia el Norte, le sigue otro arco, pero ya convexo hacia el Sur, que se podría denominar de «Alcaraz-Hellín-Yecla». Este último constituiría algo así como la «recuperación» de las estructuras de directriz «beti-ibérica» de N 65 O, a las típicamente béticas, hacia el Este.

De todo lo expuesto se deduce que el problema del arco, convexo ha-

cia el Norte, no puede ser tratado tan sólo con los datos del área de estudio, sino que hay que abordarlo en su conjunto, y para ello desde un principio me vi en la necesidad de ampliar, para este fin, mis investigaciones hacia el SO y E.

Ante la posibilidad de que este arco ya estuviera impuesto en una etapa preorogénica y condicionara la sedimentación, adaptándola a un relieve preexistente, me llevó a la construcción de mapas paleogeográficos de isocapas y facies de las distintas formaciones (figs. 150, 153, 156, 158, 160, 165, 167, 169 y 171). Del análisis de los mismos se deduce que:

1.º Las líneas paleogeográficas (isocapas y separación de facies) describen un arco convexo hacia el Norte, primero, y convexo hacia el Sur, después, que coincide sensiblemente con las directrices tectónicas que presentan actualmente las estructuras.

2.º Estas líneas paleogeográficas guardan íntimamente relación con los grandes accidentes tectónicos que se estudian en el apartado 4.2. Así pues, próximo a estas líneas maestras se sitúan los límites de depósito, las separaciones entre facies, los cambios bruscos de potencia, etc. Los surcos y los umbrales, asimismo, vienen delimitados por estas grandes fallas.

3.º Estos arcos pudieron comenzar a diferenciarse tempranamente; en el mapa paleogeográfico del Lías Medio-Superior ya se insinúan (figura 150).

4.º Los materiales, en su depósito, adoptarían la forma de estos arcos, al parecer hasta por lo menos el Senoniense Inferior (fig. 171). El Numulítico, por ejemplo, al estar situado su línea de costas más al Sur, la influencia del arco no se dejó notar y se adoptó sólo a fracturas de dirección NE-SO.

De todos estos hechos la conclusión que se saca es la siguiente: *La formación de los arcos estructurales mencionados, y concretamente las directrices anómalas de N 65 O, ya fueron impuestas, en una etapa preorogénica, motivadas por fallas de zócalo, que condicionaron la sedimentación, adaptándose a un relieve preexistente.* Entre estas fallas de dirección NO-SE figura la del río Mundo.

Se podría pensar que las líneas paleogeográficas presentan una dirección N 65 O, en la unidad de directriz «beti-ibérica», porque las estructurales presentan esta misma dirección en este sector. Es decir, pudo ocurrir que las líneas paleogeográficas fueran en todos los puntos de la Zona Prebética de dirección típicamente bética (NE-SO) y en la región de arco (posteriormente en la etapa de plegamiento y por la acción de fallas de desgarre, por ejemplo), se «doblaron» los materiales y con ellos sus líneas

paleogeográficas, quedando de igual manera la disposición actual de arco, esto es, se trataría de un arrastre de falla de desgarre a gran escala.

A esta última interpretación le salen al paso los siguientes argumentos:

a) No necesariamente las líneas paleogeográficas tienen que coincidir con las estructurales. En la misma Zona Prebética existen ejemplos claros de esta no coincidencia. Por ejemplo, si se mira el mapa de isopecos y facies del Dogger (fig. 153) se observa que mientras que las líneas estructurales, al este de Hellín, son ya de dirección NE-SO, las líneas paleogeográficas son de N-S. Hechos análogos se observan en los mapas paleogeográficos del Kimmeridgiense Inferior (fig. 156), Kimmeridgiense Medio (fig. 158), etc., para el mismo sector señalado.

b) Resulta difícil «doblar» un área tan extensa de cobertera con tan sólo ejercer la influencia de un desgarre. Claro que esta dificultad se soluciona con la incidencia de varias fallas de desgarre a nivel del zócalo, de dirección NO-SE, que por supuesto existen, y que a modo de relevo van doblando progresivamente la cobertera. Esto tiene una dificultad, y es que estas fallas, a nivel de zócalo, traerían consigo la creación de otras a nivel de cobertera, en esta rama de directriz «beti-ibérica»; éstas existen, pero la presencia de fallas de desgarre levóginas, como las de «La Herrería-Híjar», o la del río Tobarejo, entre otras, entorpece esta posibilidad.

c) Desde luego, el argumento que echa por tierra a todas estas posibles argumentaciones, exclusivamente tectónicas, es el siguiente:

Si estos arcos ya existieron en una etapa preorogénica, en el convexo hacia el Norte de «Cazorla-Alcaraz-Hellín» existiría un golfo (golfo de Yeste, que ha denominado FOURCADE, 1970), en el cual los depósitos, a lo largo del tiempo, serían diferentes de los del resto de la Zona Prebética, en el sentido de que las condiciones de confinamiento se verían reflejadas en la litología y en la fauna de los materiales representados. Esto es cierto y se ha podido comprobar, al menos en el Barremiense, Aptiense Inferior (fig. 165) y Senoniense Inferior (fig. 171). Durante el depósito de los materiales pertenecientes a estas edades en el golfo de Yeste se depositaron calizas micríticas con «cailloux noirs» y pisolitos en un medio de calma de baja energía, y en donde las Charáceas, Discórbidos y Algas fueron los organismos predominantemente representados.

En contraste con este sector «abrigado» aparecen más al Este, a partir del «cabo de Hellín», depósitos típicos de mar abierto (de mayor energía), en donde las aguas agitadas y limpias han ocasionado el depósito de calizas intrasparitas, oolíticas, etc., y donde viven predominantemente organismos como Rudistas, Lamelibranquios, etc.

Por tanto, parece evidente que las directrices de N 65 O vinieron ya impuestas en la etapa preorogénica; de ahí que le dé una explicación fun-

damentalmente paleogeográfica. En esta interpretación estoy de acuerdo con la que sostiene FOURCADE (1970) en el sector de Hellín; este autor afirma textualmente: «La paleogeografía mesozoica ha orientado las estructuras terciarias», siguiendo el mismo criterio de BRINKMANN y GALLWITZ (1933). Esto no impide que, en la etapa orogénica, estas fallas profundas, condicionantes de la sedimentación, volvieran a actuar como de desgarre (ej.: falla del río Mundo) y acentuaran estas direcciones anómalas.

2.4.4.2. ESTRUCTURAS DE DIRECCION N 20-30 D

Algo diferente parece ser que fue la causa que motivó las estructuras de dirección N 20-30 O.

Ya se ha dicho que estas estructuras se observan en dos sectores: en el meridiano de «La Herrería-Híjar» y en la rama occidental de la «virgación» de «Alcadozo-Heruela-Mullidar».

En el primer sector (meridiano «La Herrería-Híjar») se observan los siguientes hechos:

1.º La existencia de materiales cretácicos representados en una franja bien definida de dirección N 20-30 O, mientras que al E y O de esta franja no afloran materiales cretácicos.

2.º Existe un cambio brusco de potencia de estos materiales en un corto espacio.

3.º La existencia de inflexiones estructurales, a modo de arrastres, al E y O de esta franja.

El hecho de estar tan localizada esta franja de materiales cretácicos me induce a pensar en razones paleogeográficas. Estas razones paleogeográficas parece ser que fueron motivadas por fallas de zócalo a juzgar por el brusco cambio de potencia. Por otro lado, las inflexiones estructurales, próximo a esta franja, ponen de manifiesto la existencia de desgarres en una etapa posterior de plegamiento.

Una hipótesis lógica para interpretar la historia de este sector es la siguiente:

a) En una etapa preorogénica debió existir una falla de zócalo o grupo de ellas, de dirección N 20-30 O, cuya dirección coincide con las directrices de plegamiento de la Cordillera Ibérica.

b) Estas fallas originaron una zona hundida a modo de fosa tectónica, por lo que al tratarse de una zona deprimida, el mar cretácico pudo penetrar en ella. En esta creación de surco, y sobre todo en el levantamiento relativo de los márgenes E y O del mismo, debió de jugar un papel decisivo el Triás.

c) Posteriormente, en una etapa orogénica tardía de las Cordilleras Béticas, estas fallas fueron reactivadas y jugaron un papel de desgarre, levógiro.

Este surco de «La Herrería-Híjar» continúa más al Norte en la Hoja de Peñas de San Pedro y hacia el Sur en el meridiano de Elche de la Sierra, aunque algo desplazado por la falla del río Mundo.

En el sector de la rama occidental de la «virgación» de «Alcadozo-La Heruela-Mullidar», por el contrario, no se observan razones paleogeográficas. Parece que se trató sencillamente de una falla de zócalo que condicionó la sedimentación en la Cordillera Ibérica y que en la etapa orogénica de las Cordilleras Béticas fue reactivada y jugó un papel de desgarre dextrógiro. Esta teoría viene apoyada en el sector estudiado por la existencia de desgarres de este tipo en la cobertera, como en la Rambla del Collado, así como la existencia de un gran número de pliegues muy apretados entre sí. Esta teoría es la que sostiene FONTBOTE (1967) y que está expuesta en un informe previo a la realización del túnel La Mancha-Talave (M. O. P.).

Conviene aclarar, por último, que no se ha visto afectado este sector por el plegamiento ibérico, ni siquiera existe la confluencia de dos orogénias (la Bética y la Ibérica), sino que los materiales fueron afectados por el plegamiento bético y poco antes de terminar éste (en una época tardía, aunque no muy posterior) tuvo lugar una etapa de desgarres en el zócalo, desgarres que aprovecharon fracturas ya existentes. Se trata, por tanto, dado su carácter localizado, de un simple arrastre de falla de desgarre que motivó la llamada «virgación» de «Alcadozo-Heruela-Mullidar».

No pudo existir ni siquiera una confluencia de esfuerzos, ya que en general la orogenia ibérica fue anterior a la de la Zona Prebética, como ha puesto de manifiesto CHAMPETIER (1972) en la parte norte de la provincia de Alicante y sur de la provincia de Valencia, y RIOS y RIBA (1960-62) en el extremo sudoeste de la Cordillera Ibérica. El primer autor observa que en las estructuras ibéricas, en su área de estudio, el Mioceno no se ve implicado en las escamas; en cambio, en el Corral de los Quinteros (Hoja de Liétor), por ejemplo, existen escamas que cobijan al Mioceno. Según los segundos autores, el plegamiento en aquella cordillera tuvo lugar entre el Eoceno y Mioceno.

NOTA: La bibliografía correspondiente a esta primera parte se incluye en la segunda parte de esta obra.

INDICE DE FIGURAS

		Páginas
Figura	1.—Localización geográfica del sector estudiado	24
»	2.—Mapa geográfico del sector estudiado	25
»	3.—Localización geológica del sector estudiado	26
»	4.—Grandes dominios estratigráficos	30
»	5.—Mapa de afloramientos y situación de columnas estratigráficas del Paleozoico y Triásico	31
»	6.—Serie de Alcaraz	33
»	7.—Serie de Bogarra	38
»	8.—Serie de Riopar	40
»	9.—Mapa de correlaciones del Triásico	42
»	10.—Mapa de afloramientos y situación de columnas estratigráficas del Jurásico	44
»	11.—Subdivisión en sectores	46
»	12.—Serie de Vianos	48
»	13.—Serie de Cerro de los Cortijos	51
»	14.—Serie de Carboneras	53
»	15.—Serie de Cortijo de Tortas	55
»	16.—Serie de La Dehesa	56
»	17.—Serie de Fuente Labrada	57
»	18.—Serie de Batán del Puerto	58
»	19.—Serie del Padrón	60
»	20.—Serie del Picayo	62

	Páginas
Figura 21.—Serie de Mortericos	64
» 22.—Serie del Gallinero	66
» 23.—Serie de Casa Sola	68
» 24.—Serie de Alcadozo	70
» 25.—Serie de Híjar	72
» 26.—Serie de Rambla de Talave	74
» 27.—Sondeo «El Caballo»	76
» 28.—Sondeo «Nava de Abajo»	78
» 29.—Serie de Atalaya de Liétor	79
» 30.—Serie de La Noguera	81
» 31.—Serie de Los Tribaldos	83
» 32.—Serie de Los Alejos	85
» 33.—Serie de El Pardo	87
» 34.—Serie de Fuente del Taif	88
» 35.—Serie de Baños de Tus	90
» 36.—Mapa de correlaciones del Jurásico	96
» 37.—Mapa de afloramientos y situación de columnas estratigráficas del Cretácico Inferior	98
» 38.—Serie de La Herrería	100
» 39.—Serie de Fuente de la Higuera	101
» 40.—Serie de Los Tribaldos	103
» 41.—Situación de la Serie de Peñarrubia	105
» 42.—Serie de Peñarrubia	106
» 43.—Serie de Arroyo Bravo	112
» 44.—Serie de Yeste	114
» 45.—Serie de Baños de Tus	117
» 46.—Serie de Arguellite	119
» 47.—Sondeo de «Fuente Higuera»	121
» 48.—Sondeo de «Yeste»	123
» 49.—Mapa de correlaciones del Cretácico Inferior	127
» 50.—Mapa de afloramientos y situación de columnas estratigráficas del Cretácico Superior	129
» 51.—Serie de La Herrería	131
» 52.—Serie de Fuente Carrasca	133
» 53.—Serie de El Padroncillo	134
» 54.—Serie de Raspilla	136
» 55.—Serie del Cuquillo	138
» 56.—Serie de Ardal	140
» 57.—Sondeo de «Casas del Pino»	141

	Páginas
Figura 58.—Serie de Los Collados	143
» 59.—Mapa de correlaciones del Cretácico Superior	146
» 60.—Mapa de afloramientos y situación de columnas estratigráficas del Mioceno	150
» 61.—Serie del Embalse de Talave	152
» 62.—Serie del Barranco del Mullidar	154
» 63.—Serie de La Losa	155
» 64.—Serie de «Mesa» de Vianos	158
» 65.—Serie de Los Batanes	159
» 66.—Serie de Los Prados	161
» 67.—Serie de Molinicos	163
» 68.—Sondeo de «Las Perdices»	165
» 69.—Mapa de correlaciones del Mioceno	168
» 70.—Esquema de unidades y regiones tectónicas	177
» 71.—Mapa tectónico del sector estudiado	179
» 72.—Región de escamas de vergencia Norte	187
» 73.—Estructuras en escamas. Hipótesis de su formación.	190
» 74.—Sector noroccidental de pliegues y escamas	192
» 75.—Sector suroccidental de pliegues	197
» 76.—Escamas vergencia Norte y pliegues en los cerros de La Peñuela	201
» 77.—Escamas vergencia Norte y Sur y pliegues entre Santa Ana, Cañadas de Haches y Galapagar	201
» 78.—Pliegues y escamas vergencia Sur en el bloque liásico de la Fuente de la Parra	204
» 79.—Pliegues volcados y escamas de vergencia Norte al sur de Bogarra	205
» 80.—Anticlinal y escamas de vergencia Sur, en Los Alejos	207
» 81.—Pliegues, escamas de vergencia Norte y fallas normales entre Fuente Higuera y Fuente del Taif	208
» 82.—Pliegues volcados entre Ayna-Casas del Jinete-Cortijo de Rodríguez	210
» 83.—Pliegues volcados y escamas de vergencia Norte en la zona de Liétor	211
» 84.—Anticlinorio y escamas de vergencia Sur en Rambla de Talave	212
» 85.—Sinclinal del Pantano de Talave	213
» 86.—Anticlinorio de Rambla del Collado-Fuente Albilla.	214

	Páginas
Figura 87.—Sector de Alcazozo	218
» 88.—Corral de los Quinteros-Sur de Nava de Abajo ...	219
» 89.—Esquema sobre las fallas «en tijera» de la fosa de La Heruela	222
» 90.—Sinclinales de Sierra del Cujón y Peñas Coloradas.	228
» 91.—Pliegues al sur de Molinicos	233
» 92.—Anticlinal del Embalse de la Fuensanta y pliegues al sur de las Casas de Juan Quílez	235
» 93.—Pliegue de Fuente Albilla-Ramadero	239
» 94.—Pliegue de Ermita de Santa Bárbara	241
» 95.—Pliegues de La Dehesa	242
» 96.—Pliegue de Cabezallera	244
» 97.—Pliegue de Las Cañadas	245
» 98.—Pliegue de La Herrería	247
» 99.—Pliegue de Casas del Jinete	249
» 100.—Extrusión jurásica en Baños de Tus	254
» 101.—Deslizamiento gravitacional al oeste del Castilla- rejo	257

INDICE GENERAL

	Páginas
Exposición de la obra	11
1. Introducción general	13
1.1. Objetivos	13
1.1.1. Objetivos geológicos	14
1.1.2. Objetivos hidrogeológicos	15
1.2. Métodos	16
1.2.1. Métodos geológicos	16
1.2.1.1. Métodos de campo	16
1.2.1.2. Métodos de laboratorio	17
1.2.2. Métodos hidrogeológicos	17
1.2.2.1. Métodos de campo	17
1.2.2.2. Métodos de laboratorio	18
1.3. Agradecimientos	19
2. Geología	23
2.1. Localización geográfica y geológica	23
2.1.1. Localización geográfica	23
2.1.2. Localización geológica	23
2.2. Antecedentes sobre el sector estudiado	27
2.3. Estratigrafía	29
2.3.1. Generalidades	29
2.3.2. Paleozoico	29

	Páginas
2.3.3.	Mesozoico 32
2.3.3.1.	Triásico 32
2.3.3.1.1.	Facies de «borde de cuenca» 32
2.3.3.1.1.1.	Descripción de series tipo 32
	Serie de Alcaraz 32
2.3.3.1.1.2.	Edad 35
2.3.3.1.1.3.	Conclusiones y medio de depósito de la fa- cias de «borde de cuenca» 35
2.3.3.1.2.	Facies de «interior de cuenca» 37
2.3.3.1.2.1.	Descripción de series tipo 39
	Serie de Bogarra 39
	Serie de Riopar 39
	Serie de Talave 41
2.3.3.1.2.2.	Edad 43
2.3.3.1.2.3.	Conclusiones y medio de depósito de la facies de «interior de cuenca» 45
2.3.3.2.	Jurásico 45
2.3.3.2.1.	Descripción de series tipo 49
2.3.3.2.1.1.	Prebético Externo 49
	1) Sector occidental 49
	Serie de Vianos 49
	Serie del Cerro de los Cortijos 50
	Serie de Carboneras 52
	2) Sector central 52
	Serie del Cortijo de Tortas 52
	Serie de la Dehesa 54
	Serie de Fuente Labrada 54
	Serie del Batán del Puerto 59
	Serie del Padrón 59
	Serie del Picayo 61
	Serie de Los Mortericos 63
	Serie del Gallinero 65
	3) Sector central-oriental 67
	Serie de Casa Sola 67
	Serie de Alcadozo 69
	Serie de Híjar 73
	Serie de Rambla de Talave 73
	4) Sector oriental 75
	Sondeo de la Alberca 75

	Páginas
	Sondeo del Caballo 77
	Sondeo de Nava de Abajo 77
	Serie de la Atalaya de Liétor 77
5)	Sector meridional-occidental 80
	Serie de la Noguera 80
	Serie de los Tribaldos 82
6)	Sector meridional-oriental 84
	Serie de Los Alejos 84
	Serie de El Pardo 86
	Serie de Fuente del Taif 86
2.3.3.2.1.2.	Prebético Interno 89
	1) Sector meridional 89
	Serie de Baños de Tus 89
2.3.3.2.2.	Edad 91
2.3.3.2.3.	Conclusiones generales del Jurásico en el sec- tor estudiado 92
2.3.3.3.	Cretácico 97
2.3.3.3.1.	Cretácico Inferior 97
2.3.3.3.1.1.	Descripción de series tipo 99
	A) Facies exclusivamente detrítica (Prebético Externo) 99
	1) Sector central-oriental 99
	Serie de La Herrería 99
	2) Sector meridional-oriental 99
	Serie de Fuente de la Higuera 99
	3) Sector meridional-occidental 102
	Serie de los Tribaldos 102
	B) Facies caliza y detrítica (Prebético Interno). 104
	1) Sector meridional 104
	Serie de Peñarrubia 104
	Serie de Arroyo Bravo 104
	Serie de Yeste 113
	Serie de Baños de Tus 116
	Serie de Arguellite 118
	Sondeo de «Fuente Higuera» 120
	Sondeo de Yeste 122
2.3.3.3.1.2.	Edad 124

	Páginas
2.3.3.3.1.3.	Conclusiones generales del Cretácico Inferior en el sector estudiado 125
2.3.3.3.2.	Cretácico Superior 128
2.3.3.3.2.1.	Descripción de series tipo 128
A)	Prebético Externo 128
1)	Sector central-oriental 130
	Serie de La Herrería-Villarejo 130
2)	Sector meridional-oriental 132
	Serie de Fuente Carrasca 132
3)	Sector meridional-occidental 132
	Serie del Padroncillo 132
B)	Prebético Interno 135
1)	Sector meridional 135
	Serie de Raspilla 135
	Serie del Cuquillo 137
	Serie de Ardal 139
	Sondeo de Casas del Pino 139
	Serie de los Collados 142
2.3.3.3.2.2.	Edad 144
2.3.3.3.2.3.	Conclusiones generales del Cretácico Superior en el sector estudiado 145
2.3.4.	Terciario 149
2.3.4.1.	Mioceno 149
2.3.4.1.1.	Descripción de series tipo 151
A)	Mioceno Pretectónico 151
	Serie del Embalse de Talave 151
	Serie del Barranco del Mullidar 153
	Serie de La Losa 153
	El Mioceno del Picayo y el Ardal 156
	Serie del Padrastró 157
	Serie de la «mesa» de Vianos 157
	Serie de los Batanes 157
	El Mioceno implicado en las escamas al sur de Vianos 160
B)	Mioceno Postectónico 160
	Serie de los Prados 160
	Serie de Molinicos 162
	Sondeo de las Perdices 162
	El Mioceno de la depresión del Taibilla ... 164

	Páginas
2.3.4.1.2.	Edad 164
2.3.4.1.3.	Conclusiones y medio de depósito del Mioceno. 167
2.3.4.1.3.1.	Conclusiones 167
2.3.4.1.3.2.	Medio de depósito 171
2.3.4.2.	Plioceno? 172
2.3.5.	Cuaternario 173
2.3.5.1.	Coluviones 174
2.3.5.2.	Aluviones 174
2.3.5.3.	Eluviones 175
2.3.5.4.	Travertinos 175
2.4.	Tectónica 176
2.4.1.	Generalidades 176
2.4.2.	Tectónica descriptiva 180
2.4.2.1.	Zócalo 180
2.4.2.2.	Cobertera 180
2.4.2.2.1.	Cobertera tabular 180
2.4.2.2.2.	Zona Prebética 182
2.4.2.2.2.1.	Prebético Externo 182
2.4.2.2.2.1.1.	Unidad de directriz bética del Prebético Externo. 183
A)	Región de escamas de vergencia Norte ... 183
B)	Región de pliegues y escamas de vergencia Norte 189
B-1)	Sector noroccidental de pliegues y escamas 191
	Area septentrional de escamas 193
	Sinclinal de la Sierra del Agua 193
	Sinclinal de Picos del Oso-Cabeza Ma-dera 194
	Anticlinal de Vegallera 194
	Braquisinclinal del Bañadero 195
B-2)	Sector suroccidental de pliegues ... 195
	Sinclinorio del Padroncillo 196
	Anticlinal de Villaverde de Guadalimar 198
2.4.2.2.2.1.2.	Unidad de directriz «beti-ibérica» del Prebético Externo 198
A)	Región de escamas de vergencia Norte y Sur y pliegues volcados de dirección NO.-SE. 199

	Páginas
A-1) Sector de escamas de vergencia Norte y pliegues en los Cerros de la Peñuela	200
A-2) Sector de escamas de vergencia Norte y Sur y pliegues entre Santa Ana y Cañadas de Haches	202
A-3) Sector de pliegues volcados entre Cañadas de Haches y el Galapagar ...	203
A-4) Sector de pliegues y escamas de vergencia Sur en el bloque liásico de la Fuente de la Parra	204
A-5) Sector de pliegues volcados y escamas de vergencia Norte al sur de Boggarra	205
A-6) Anticlinal y escamas de vergencia Sur en Los Alejos	207
A-7) Sector de pliegues, escamas de vergencia Norte y fallas normales entre Fuente Higuera y Fuente del Taif ...	208
A-8) Sector de pliegues volcados entre Ayna-Casas del Jinete-Cjo. de Rodríguez	209
A-9) Sector de pliegues volcados y escamas de vergencia Norte en la zona de Liétor	211
A-10) Anticlinorio y escamas de vergencia sur en Rambla de Talave	212
A-11) Sinclinal del Pantano de Talave	213
A-12) Anticlinorio de Rambla del Collado-Fuente Albilla	214
B) Región de pliegues de dirección casi Norte-Sur y escamas de vergencia Este y Oeste en el meridiano de La Herrería-Híjar	215
C) «Virgación» de Alcaozo-Heruela-Mullidar ...	217
C-1) Sector de Alcaozo	217
C-2) Sector de la Heruela	218
C-3) Sector de Las Mozas-Corral de los Quinteros	219
C-4) Las sierras al sur de Nava de Abajo.	220

	Páginas
D) Fosas tectónicas	220
D-1) Fosa del Mullidar	220
D-2) Fosa de La Heruela	221
2.4.2.2.2. Prebético Interno	223
2.4.2.2.2.1. Unidad de directriz bética de grandes pliegues y fallas normales	223
A) Sinclinales del Calar del Mundo y Puntal de Moropeche	224
B) Las digitaciones sinclinales de las Sierras del Cujón y Ardal	226
C) Sinclinal de Peñas Coloradas	227
D) Anticlinales de Cerro Lobo, Torre Pedro y Barranco de la Celada	229
E) Anticlinal del río Tus	230
F) Los pliegues, de dirección próxima a N-S, de Puente de Morciguillos, Molino de Jarais y Molata del Imperio	231
G) Sinclinal de Molejón de Rala-La Herrada.	232
H) Los pliegues al sur de Molinicos	233
I) Sinclinal de Cerro Hermoso-Morro de Jartos-Lentiscosa	234
J) Anticlinal del Embalse de la Fuensanta ...	234
K) Sinclinal de Los Molares-Casas de Juan Quílez	235
L) Anticlinal del río Taibilla	236
2.4.3. Tectónica del Trías	236
2.4.3.1. Pliegues en champiñón embrionarios	238
2.4.3.1.1. Pliegue de Fuente Albilla-Ramadero	238
2.4.3.1.2. Pliegue de Ermita de Santa Bárbara	240
2.4.3.1.3. Pliegue de la Dehesa	243
2.4.3.1.4. Pliegue de Cabezallera	243
2.4.3.1.5. Pliegue de las Cañadas	246
2.4.3.1.6. Pliegue de La Herrería	246
2.4.3.1.7. Pliegue de las Casas del Jinete	248
2.4.3.1.8. Características generales y génesis de los pliegues en champiñón	248
2.4.3.2. Direcciones aberrantes, locales, en los pliegues.	251
2.4.3.3. Discordancias locales	252

	Páginas
2.4.3.4. Extrusiones de materiales competentes	253
2.4.3.5. Deslizamientos gravitacionales	256
2.4.4. ¿Por qué se producen cambios de dirección en las estructuras de directriz típicamente bética?	259
2.4.4.1. Estructuras de dirección N 65 O	259
2.4.4.2. Estructuras de dirección N 20-30 O	262
Indice de figuras	265