

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LA REGION DE SAHUCO

(ALBACETE)

por

E. PILES MATEO

I. — INTRODUCCION

Este trabajo ha sido realizado bajo la dirección de los Profs. Drs. de la Universidad de Madrid D. NOEL LLOPIS LLADO y D. LUIS SANCHEZ DE LA TORRE.

Agradecemos la ayuda prestada por los Sres. GARCIA PALOMERO, MORENO ZARCEÑO, BARBA MARTIN y ARCHE MIRALLES, los cuales, por estar realizando estudios similares a éste en zonas limítrofes nos han aportado valiosos datos, que han servido para esclarecer numerosos problemas.

Igualmente hemos de agradecer a todos aquellos, que de una manera directa o indirecta, han colaborado en la confección de este trabajo.

II. — CARACTERES GEOGRAFICOS

A. SITUACIÓN

La zona estudiada se encuentra entre los 38° 40' a los 38° 45' de longitud y los 30' a 1° 36' de latitud, ocupando el cuarto sexto de la hoja n.º 816, del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000 correspondiente a Peñas de San Pedro, provincia de Albacete, en las estribaciones de la Sierra de Alcaraz, abarcando una superficie aproximada de 100 km².

No se puede destacar ninguna localidad digna de mención, salvo Peñas de San Pedro y Alcaadozo, situadas al NE y SW, respectivamente, fuera de la zona.

Las vías de comunicación son únicamente tres caminos vecinales, uno el NE., desde el Sahúco a Peñas de San Pedro, al SE. que va desde Santa Ana a Alcaadozo y por último al W. que une a los pueblos de Burrueco, Navalunga y El Berro.

B. HIDROGRAFÍA

Debido a que el clima reinante en la región, es continental mediterráneo, con lluvias escasas y localizadas, la red hidrográfica, en lo que se refiere a cursos continuos de agua, es nula en toda su superficie.

Solamente se puede destacar la presencia de dos ramblas de cursos paralelos de dirección E-W aproximadamente, y que se encuentran separadas por la Sierra del Sahúco.

La situada en la zona septentrional, tiene su nacimiento en una elevación denominada Isabela. Esta rambla es tributaria del río Mundo, y éste a su vez forma parte de la cuenca del Segura. Por el contrario, la situada más al N., vierte sus aguas al río Júcar, estando localizada la divisoria de ambas cuencas en la Sierra del Sahúco.

C. RELIEVE

La situación geográfica de la región, entre las Sierra de Alcaraz y los Llanos de la Mancha, condicionan la topografía de la misma. La altitud media, oscilan entre 1.050 y 1.100 m. de SE. a NW., y no se presentan direcciones importantes, salvo una serie de lomas y pequeñas sierras, irregularmente repartidas y sin ninguna orientación preferente, si bien estas elevaciones rara vez sobrepasan los 1.300 m.; únicamente en la parte centro oriental, se destaca el vértice geodésico Isabela de 1.356 m.

Podemos destacar dos tipos de morfología dentro de la zona, uno formado por alineaciones montañosas, que dan lugar a sierras como la del Sahúco, al N. de la zona, Santa Ana al SE. y Peñascosa al SW.

Por otro lado, tenemos una serie de elevaciones aisladas y sin relación con las sierras anteriormente citadas, como Isabela, punto más alto, Cabeza de Mahoma, La Ventosa, etc.

Estas elevaciones, se encuentran separadas por valles de laderas suaves, excepto en la parte NW., en la que éstos son algo más encajados.

III. — SITUACION GEOLOGICA

Dentro del marco geológico regional, la zona estudiada se encuentra situada al NE. de las Béticas, dentro de lo que BERTRAND y KILIAND denominaron «zona Subbética», y constituida por materiales mesozoicos y eocénicos, jugando en el conjunto Bético, el mismo papel que el Prepirineo en los Pirineos.

Al N. se encuentra situada la Meseta, constituida por materiales cenozoicos, que formaron el antepaís del geosinclinal Bético.

En la parte occidental, nos hallamos con la cuenca del Guadalquivir, con materiales miocénicos marinos. Asociada a esta cuenca, tenemos la gran falla del mismo nombre, que desaparece en la Sierra de Alcaraz.

En el S. nos encontramos con la depresión Penibética en la cual se encuentran localizado el Trías que BLUMENTHAL denomina «Trías Citrabético».

IV. — OBJETO DEL TRABAJO

Este trabajo ha tenido por finalidad el estudio estratigráfico de los distintos materiales que se presentan en la zona, para lo cual, se ha realizado una cartografía a escala 1:25.000.

Dicho levantamiento cartográfico, se efectuó mediante salidas al campo, aunadas con trabajos de laboratorio, entre los que se encuentran aparte de la

recopilación de datos, un estudio fotogeológico, ampliación de los datos observados en el campo.

Este estudio fotogeológico, no ha arrojado nuevos datos a los ya observados, salvo confirmarnos las observaciones realizadas.

V. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos sobre esta zona, fueron realizados por MALLADA en 1883, en los que hace un estudio estratigráfico, pero no aborda ningún problema de tipo tectónico.

En 1889, mediante los trabajos realizados por la *Mission d'Andalousie*, los geólogos franceses dividen las Béticas en dos zonas, una la que llaman Bética, formada por materiales antiguos y la Subbética, por plegamientos secundarios situada más al N.

BERTRAND y KILIAND, en un estudio realizado, dan un esquema de los plegamientos Subbéticos, con direcciones de NE. a SW.

Por otro lado, BARROIS y OFFRET, sitúan una serie de fallas transversales NW-SE, junto con otras longitudinales.

NICKLES, habla de una serie de cobijaduras, debido a una serie de anomalías estratigráficas que se extienden desde Jaén hacia el E.

En la tesis de DOUVILLE, trabajo necesario en el conocimiento de la zona de Jaén, considera la zona Subbética, como restos de dos mantos de corrimiento, que vienen desde el S. El mayor de éstos, situado en la parte inferior, está constituido por materiales jurásicos, el otro, el superior, de menor volumen, está formado por materiales cretácicos, ambos cabalgan al Terciario, situado al N., mediante contactos anormales.

En los estudios realizados por los autores españoles caben destacar los de GAVALA, ORUETA, NOVO, estudios en los cuales no admiten la presencia de corrimientos y cobijaduras, sino que es una serie de fracturas y plegamientos in situ, los cuales son los responsables de la tectónica de la zona.

CARBONELL es del mismo criterio, y supone que los esfuerzos orogénicos que actuaron en la Subbética, se extinguieron en el Oligoceno, teoría ésta confirmada más tarde por trabajos realizados por ALASTRUE en la zona de Jaén.

CARANDELL, disiente un poco de lo que pudiéramos llamar escuela española y sostiene la presencia de un cabalgamiento del Jurásico sobre el Cretácico, puesto de manifiesto por la ventana tectónica de Viñuela.

En 1922 comienzan las campañas del profesor BRANVER y sus discípulos, con una serie de trabajos que despiertan la atención del XIV Congreso Geológico Internacional de Madrid en 1926, y las Béticas son visitadas por numerosos tectonicistas.

En 1926 aparece las síntesis de STAUB, a ésta, le siguen las publicaciones de BAUTRING, BRINKMANN y GALLWITZ y sobre todo las de FALLOT y BLUMENTHAL.

Esta síntesis, son de carácter estructural y distinguen dos unidades fundamentales: Zona Bética y zona Penibética-Subbética.

La zona Penibética-Subbética, es una serie de pliegues Jurásico-Cretácico aplastados y dislocados. En esta unidad distingue tres zonas; Interna, Intermedia y Externa. La llaman también Penibético, Trías Citrabético y Subbético; en el Subbético, encuentran unas unidades alóctonas de calizas del sector de

Jaén a las que llaman Prebético. En resumen, las unidades son:

Penibético o franja sedimentaria frontal del Bético de Málaga, formada por pliegues o escamas Jurásico-Cretácicas.

Trías Citrabético o complejo estravasado de facies Keuper que separa, rellenando una hendidura tectónica, al Penibético del Subbético.

El Subbético, constituido por pliegues o klippes mesozoicos y terciarios, situado al N. de los elementos anteriores y de origen citrabéticos, según últimas hipótesis.

El Prebético, formado por las unidades alóctonas de calizas oscuras del sector de Jaén.

El Terciario del Guadalquivir, completa el cuadro del territorio Bético.

ALASTRUE, en un «Bosquejo Geológico de las unidades Béticas entre Iznalloz y Jaén» en 1944, hace un estudio mediante un itinerario entre Iznalloz y Jaén, del que deduce la historia geológica de este sector Bético.

El substrato Bético lo forma el Trías de facies lagunares, pero con un Muschelkalk marino. A la deposición del Trías sucede los movimientos posttriásicos que también afectan al Subbético, y nos producen los mantos alóctonos que quedan ya expuestos a la erosión. No obstante, no hay un acuerdo sobre la existencia de dichos movimientos.

Durante el Jurásico y Cretácico la sedimentación es continua, opinión compartida por DAVALA. BRINKMANN y GALLWITZ por el contrario opinan que han tenido lugar movimientos neokiméricos.

Los siguientes movimientos que afectaron algunas regiones son los de la fase Larámica, a los que siguió una fase erosiva muy intensa. Los movimientos continúan durante el Eoceno y Oligoceno y van acompañados de grandes dislocaciones.

Las últimas fases que citan son la Pirenáica y la Sávica.

FALLOT, en su «Estudios Geológicos en la zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor» hace un resumen estratigráfico de esta región, y sus caracteres más importantes son: Carácter continental y nerítico del Cretácico y falta del Nummulítico, bien por no haberse depositado o porque fue arrasado.

Como no pasa de Yeste hacia el N., no habla más que del Cretácico y de la existencia del Burdigaliense.

En la tectónica, niega alguno de los mantos de corrimiento de STAUB, pero admite que el Subbético está cabalgado por el Bético.

Las fases orogénicas que admite son: al final del Oligoceno, entre el Aquitaniense-Burdigaliense y entre el Burdigaliense y Vindoboniense, y no cree que se diera la fase posttriásica-jurásica ni la fase cimbriaca.

En cuanto a la edad de los corrimientos, no la conoce con exactitud, únicamente piensa que se originaron antes del Burdigaliense.

La última fase orogénica se produjo después del Pontiense.

BRINKMANN y GALLWITZ, en un trabajo sobre «El borde externo de las cadenas Béticas en el Sureste de España», hace un estudio estratigráfico regional.

La sedimentación comienza en el Trías con conglomerado de base y acaba con depósitos salinos del Keuper. Sobre este triásico, se encuentran carníolas y dolomías del Jurásico. Encima el Cretácico, transgresivo en los bordes.

El Terciario cubre los terrenos descritos, empezando a depositarse desde el Burdigaliense.

Los últimos depósitos que aparecen son unos canturrales con matriz arcillosa y desigualmente coloreados.

Tectónicamente hacen un buen estudio de esta región. Admiten los movimientos cimbrios que plegaron al Jurásico, marcando las primeras directrices.

Los siguientes plegamientos son de la primera fase estírica y de la segunda. Los últimos movimientos son de la fase rodámica.

Finalmente y después del Plioceno se nos produjo el levantamiento epirogénico de la actual cordillera.

VI. TRIÁSICO

ANTECEDENTES

Pocos son los trabajos realizados en esta zona, ya que la mayoría de los autores, hacen un estudio regional de las Béticas, estando reducidos los estudios de tipo local a las hojas Geológicas de Peñas de San Pedro, Alcaraz y Robledo.

Los primeros en abordar el Triás Subbético fueron los autores VERNEUIL y COLLOMB en un estudio sobre el Triás de Jaén, en el que no se logró datar con seguridad los materiales triásicos.

Es MALLADA en 1884, quien por primera vez data el Triás andaluz con una base paleontológica, pues encuentra abundante fauna del Muschelkalk, en una serie caliza, que descansa en margas irisadas con yesos e intercalaciones de areniscas. La fauna encontrada fue la siguiente:

Myophoria laevigata, Goldl.

M. Goldfussi, Alb.

M. Curvirostris, Schloth.

Gervilleia socialis, Schloth = (*Hoernesia socialis*, Schloth).

G polyodonta, Cred. = (*Gervilleia mytiloides*, Var. *polyodonta*, Lepsius).

G. modiolaeformis, Gieben. = (*Velopecten alberti*, Gold).

Este Triás, se caracteriza por la gran semejanza existente entre él y el del N. de Europa, circunstancia que fue anotada por vez primera por BERTRAND y KILIAND.

En 1888, CALDERÓN expone la teoría de que el origen de las margas irisadas con yesos, sal y dolomías, se han originado por un proceso de epigénesis, hipótesis que fue destruida con el hallazgo de *Equisetum columnare* en unas areniscas por DOUVILLE y GAVALA.

Hasta este momento, las investigaciones realizadas, estaban en este punto; unas calizas tableadas con algunas dolomías, tableadas, más o menos arenosas, que eran del Muschelkalk, que desencadenan sobre las margas a las que se le atribuyen edad Keuper. Este estado de cosas planteaba el problema de explicar esta posición anómala del Muschelkalk sobre el Keuper, hasta que un estudio de SCHMID, M., data dentro del Werfeniense medio no sólo las areniscas con *Equisetum*, sino también la serie margosa, con lo que la situación queda más clara, ya que explica la posición de las calizas del Muschelkalk.

El Triás está ausente en lo que se refiere a su piso superior, es decir el Keuper, ya que desaparece en las cercanías de Alcaraz.

Visto todo esto, podemos decir que no hay dudas en lo que se refiere a este

sistema, ya que son numerosos los autores, que coinciden en los mismos puntos, es decir:

Las margas irisadas con yesos, carniolas y areniscas, con grandes analogías con el Keuper europeo, pertenece al Buntsandstein.

El Muschelkalk está formado por una serie caliza con algunas intercalaciones dolomíticas, datado con criterios paleontológicos.

Una ausencia del Keuper desde Alcaraz hacia el N.

Visto esto, vamos a pasar a describir los materiales de nuestro estudio.

A) BUNTSANDSTEIN

Los últimos trabajos realizados sobre este piso, concuerdan en cuanto a delimitación de materiales. Así GIGNOUX lo define como un complejo salino de margas, yesos y carniolas, que se intercalan entre las areniscas típicas del Trías inferior, seguido de un Muchelkalk formado por calizas con un nivel característico de «calizas vermiculadas».

De todos los pisos que hemos hallado, es éste el que en menor cantidad nos aparece, pero en la mayoría de los casos se manifiesta de forma aparatosa y espectacular, localizado en el fondo de los valles y asociado a anticlinales decapitados. No obstante, estos anticlinales muchas veces no lo son en sentido estricto, ya que sus contactos están mecanizados, hecho que se puede observar en numerosos lugares.

Debido a la gran plasticidad de las margas, único material que nos aparece en este piso, nos las encontramos de muy diversas formas, entre ellas podemos destacar, aparte del contacto mecanizado, por medio de fenómenos diapíricos, circunstancia ésta muy frecuente, como por ejemplo en las cercanías del pueblo de Santa Ana, en el que se observan una serie sucesiva de pequeños diapiros cortados por valles, debido a la facilidad de erosión de estos materiales, (fig. 1).

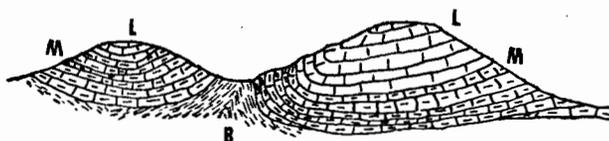


Fig. 1. — Corte del Trías de Santa Ana.

Es frecuente encontrarlas también aprovechando los planos de estratificación, circunstancia ésta que se repite con frecuencia, sobre todo en la rambla septentrional.

Estas margas están en contacto, ya sea normal o mecanizado, con el Trías medio, salvo donde tenemos una fractura, pues por la causa que acabamos de

señalar, estas se introducen por el plano de falla, ascendiendo hasta ponerse en contacto incluso con las calizas del Lías, tal como nos sucede en las cercanías de Navalengua.

Hemos podido observar la gran analogía entre estas margas irisadas y las correspondientes a las del Keuper, circunstancia por la cual pensamos en un principio que nos encontrábamos en el Trías superior, pero la presencia de areniscas en la base, encontradas en una zona cercana a ésta, nos indicó que estábamos en el Buntsandstein, mediante la correlación de las series.

Este piso es completamente azoico, circunstancia que se repite en todos los demás y que nos ha obligado a correlacionar nuestros datos con los de otros trabajos realizados.

El hecho por el cual no hemos encontrado areniscas en la base se podría explicar porque no hemos alcanzado la base del Trías inferior, o bien por medio del geoanticlinal localizado en Alcaraz (BRINKMANN y GALLWITZ), que sería el que nos aportara el material detrítico, aporte que nos desaparece al alejarnos del área fuente, quedándonos sólo el material pelítico.

Está formado el Buntsandstein por una serie de arcillas alternantes, en las cuales la única variación existente radica en el contenido de marga, así como en sus tonalidades, desde el gris hasta el rojizo, pasando por el violeta.

La potencia de este piso no es fácil de determinar, no obstante en sus partes visibles alcanza un valor medio de unos 40 ms., notándose un acuñamiento hacia el N., hecho que se pone de manifiesto más acusadamente hacia el Trías medio.

Este piso se depositó en un medio marino al finalizar el plegamiento varísico, que dio lugar a un arrasamiento, formándose una penillanura, razón por la cual los sedimentos son de tipo químico, excepción hecha de los materiales detriticos de la base cuyo origen ya hemos apuntado anteriormente.

Todo lo expuesto lo podemos resumir de la siguiente forma :

Falta de yesos, sales e intercalaciones calizas.

No afloran en toda la zona las areniscas de la base, no así a unos 20 kms. más al S., en Lietor, dato el cual nos ha servido para correlacionar esta serie, constituida por materiales margosos, con variaciones de color y de contenido en arcilla, pero con un porcentaje pequeño de ésta.

No obstante, pese a no disponer de ningún medio paleontológico para datar estos materiales, por correlaciones los hemos podido dar de edad Buntsandstein.

B) MUSCHELKALK

De todos los pisos, es éste el que con más profusión nos aparece, ya que nos recubre casi las 3/4 partes de la superficie, formando en términos generales una serie de anticlinales y sinclinales de suaves buzamientos, salvo en aquellas zonas en las que el Buntsandstein se pone en contacto mecanizado, deformando los materiales del Trías medio, hasta ponerlo vertical, como nos sucede en los Chaparrales.

Hemos de destacar, que pese a estar formado por bancos calizos, y algunos dolomíticos, los primeros se deforman de manera tan intensa que muchas veces creímos encontrarlos con una fractura, hasta que un estudio más detallado nos mostraba un repliegue violento.

En este piso, debido a su gran extensión, pudimos obtener dos series representativas de los materiales. La primera situada en Santa Ana representada en la fig. 2, presenta los siguientes materiales:

Techo : Jurásico

Alternancia de calizas y dolomías con una potencia visible de unos 30 ms. según la sucesión:

1. — Caliza recristalizada.
2. — Caliza marrón clara, con veteado rosado y venas de calcita.
3. — Alternancia de dolomía de grano grueso, clara, cristalina, compacta y dolomía parduzca muy compacta, con bandas de tonos rosas y amarillos, de grano medio.
4. — Caliza arenosa blanquecina, poco compacta, con venillas recristalizadas y geodas de calcita, deleznable.
5. — Caliza margosa, blanquecina, poco compacta, con venas de calcita y moldes internos de pelecípodos.
6. — Dolomía rosa oscuro, con grandes cristalizaciones, muy compacta.
7. — Caliza margosa arenosa, blanquecina, grano fino, con concentraciones de limonita, tableada.

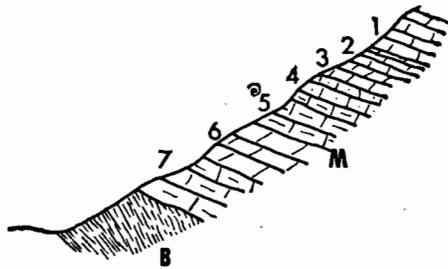


Fig. 2. — Perfil estratigráfico del Trías de Santa Ana.

Hemos de hacer notar que la potencia sufre sensibles variaciones ya que nos encontramos estos materiales la mayoría de las veces en contacto mecanizado como hemos dicho anteriormente.

Esta serie presenta una dirección constante N.W. - S.E. y buzamientos suaves, alrededor de unos 30° al N.

La segunda serie, ha sido determinada al N.W. de la zona, en las proximidades del monte Los Galindos, en la cota 1.140, siendo esta la serie más potente que hemos encontrado, fig. 3.

1. — 10 m. de caliza muy compacta, color café con leche claro, no presenta fractura concoidea, oquedades de unos 2 mm., con venillas de color rojizo.
2. — 7 m. de pequeños bancos similares a las calizas anteriores, algo más claros, sin venillas ni huecos.
3. — 1'5 m. de caliza gris oscuro, muy arenosa, compacta, presentando restos de fauna, igual a las halladas en la serie anterior.
4. — 0'5 m. de caliza gris, muy compacta y dura.
5. — 1 m. de caliza gris clara arenosa.
6. — 4 m. de caliza rojiza, con cristales de calcita y recristalizaciones.
7. — 40 m. de alternancia de calizas tableadas más o menos cristalinas de color claro y amarillento, con limonita.

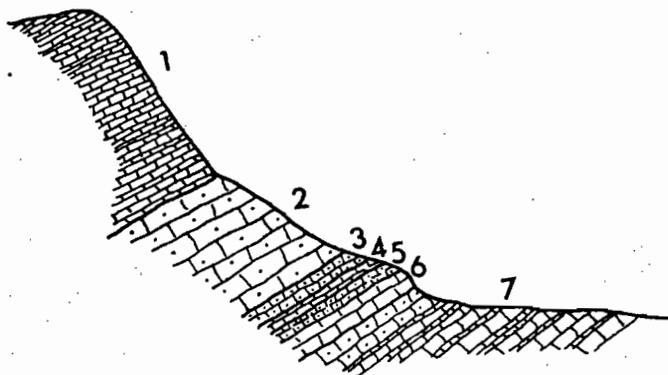


Fig. 3. — Perfil estratigráfico del monte de Los Galindos.

Muro : Triásico inferior.

Es en esta serie donde nos encontramos por primera vez restos de fauna, constituidos por pelecípodos de pequeño tamaño, causa esta unida a que son moldes internos, nos ha imposibilitado su clasificación.

El gran contraste litológico existente entre este piso y el Buntsandstein, nos da lugar a farallones y cortados, que rompen un poco la monotonía del paisaje. Un claro ejemplo de esto se presenta en el Cerro de la Orea y el de Las Cuerdas.

Estas calizas muestran una estratificación que nos habla de un mar tranquilo y de poca profundidad y ligeramente reductor, debido esto último a la presencia de limonita. A estos mares llegaba un aporte terrígeno fino como manifiesta la presencia de capas muy pequeñas de materiales margosos interestratificadas.

Hemos de hacer notar que esta facies caliza aparece en algunos sitios desplomada, en forma de bloques, flotando sobre las margas del Buntsandstein, las cuales han favorecido este desprendimiento al actuar como materia lubricante. En algunos sitios, estos desplomes son de escaso tamaño, no cartografiables, pero en otros, llegan a alcanzar una gran extensión, como nos ocurre en el situado al W. de El Roble, el cual le hemos cartografiado en el mapa con un contacto

mecanizado, fig. 4. En este caso se trata de la charnela de un gran anticlinal decapitado, del que forma parte la sierra del Sahuco.

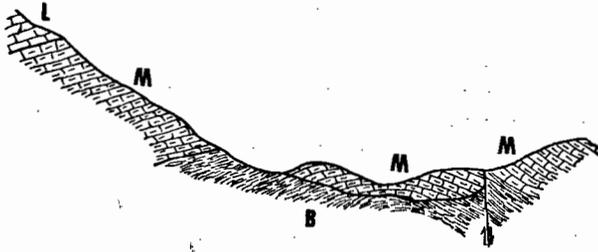


Fig. 4. — Corte geológico al W. de El Roble.

Estos derrumbamientos se han debido de originar por un fenómeno de erosión remontante de los arroyos, de forma similar a como se realiza el retroceso de los acantilados, dada la gran incompetencia existente entre las series margosas y calizas.

En algunos lugares, las calizas pasan por un cambio lateral a dolomías, cambio que se realiza muy rápidamente. Estas dolomías son de grano grueso, sacaroideas, de un color gris oscuro. En las proximidades del km. 15 de la carretera que une los pueblos de Navalengua y el Berro se puede observar este fenómeno de una manera muy patente.

El datar estos materiales en el Triásico medio, se debe a la posición estratigráfica que ocupa, aparte de las correlaciones realizadas, ya que no disponemos de ningún dato paleontológico.

La causa por la que no se depositó el Keuper a continuación, fue debida a que al final de Muschelkalk hubo una gran regresión.

VII. — JURÁSICO

Este sistema no aparece representado más que en sus tramos inferior y medio, estando ausente por completo el piso superior, debido a las razones que expondremos a continuación.

Comienza con un pequeño banco de calizas cristalinas que se apoyan concordantes con el Muschelkalk, y que hemos atribuido al Retiense. Le sigue una serie alternante de calizas y dolomías, alcanzando una potencia total de unos 155 m. visibles.

La situación de esta serie dentro del Jurásico, nos ha presentado dificultades, ya que es completamente azoica, circunstancia esta, lógica en los tramos dolomíticos, pero no así en el resto de la serie.

En un estudio realizado en el arco Cazorla-Alcaraz-Hellín por BRINKMANN y GALLWITZ, el Jurásico, y más concretamente el Lías, comienza por bancos dolomíticos de pequeño espesor, que desaparecen al ascender en la serie, para dar paso a las dolomías, con una potencia que alcanza los 300 m. Le sigue una alternancia de calizas rojizas y amarillentas con capas margosas de gran espesor,

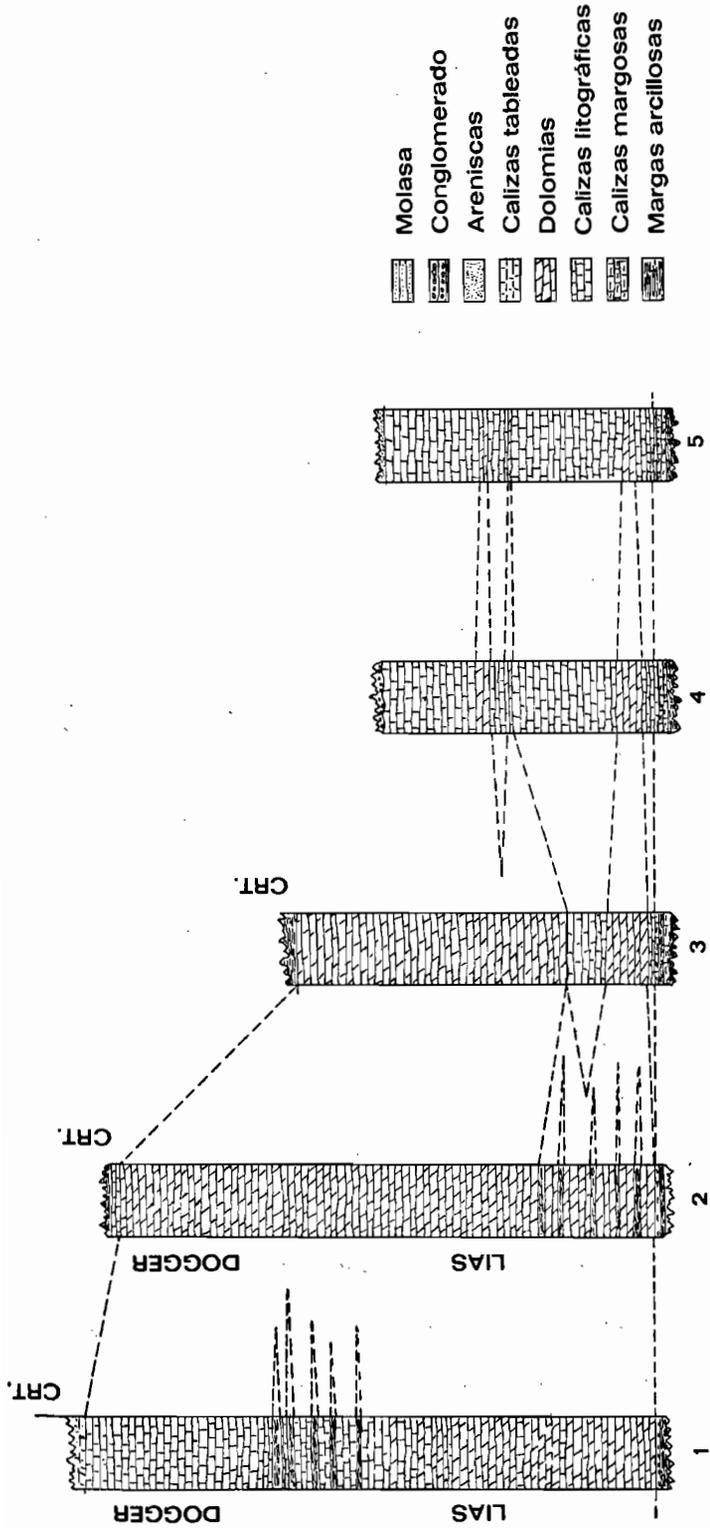


Fig. 5. — Estratigrafía comparada del lias y jurásico. Escala vertical 1:4.000.

donde se ha encontrado abundante fauna, perisphinctes, belemnites y braquiópodos, a los que FALLOT sitúa en el Lusitaniense, ver serie 2.

Los afloramientos, a la vez que escasos son de poco valor, pues no se pueden seguir en su totalidad, excepción hecha del que citamos a continuación, realizado en las cercanías del pueblo de Santa Ana y representado en la serie 4.

Techo: conglomerado de base Burdigaliense.

1 — 62 m. de alternancia de calizas en la sucesión siguiente:

Caliza cristalina muy compacta de color gris, grano fino, fractura astillosa, vetados arcillosos de calcificación, en su parte inferior pasa a un color rosado.

Caliza gris clara con punteado rosa, muy cristalina, compacta y con fractura astillosa.

Caliza litográfica, gris oscura, fractura entre astillosa y concoidea, con arcilla de decalcificación situada en una serie de diaclasas.

Caliza compacta fina, gris clara, astillosa y con arcilla diaclasada.

Caliza rosada compacta, grano fino y fractura astillosa.

Caliza gris oscura litográfica, compacta con fractura concoidea, que en su parte inferior va tomando un color más claro y la fractura se hace astillosa.

2. — 10 m. de dolomía de grano fino, cristalina, presentando recristalizaciones de calcita en su parte inferior y vetas arcillosas.

3. — 7 m. de caliza clara, grano fino y aspecto cavernoso.

Caliza litográfica gris de fractura astillosa con geodas de calcita.

Caliza gris oscura, cristalina y de grano fino, compacta y fractura astillosa.

4. — 4,5 de dolomías de aspecto brechoide, de grano fino y compactas, los clastos de color gris y la pasta de un tono amarillento.

5. — 60 m. alternantes de calizas grises, compactas, cristalinas, litográficas, con fractura entre concoidea y arcillosa presentando en su parte inferior recristalizaciones de calcita.

Caliza blanca litográfica, y cristalina de fractura astillosa que en su parte inferior presenta recristalización.

Caliza litográfica gris, con fractura astillosa.

Caliza gris clara, casi concoidea con recristalizaciones.

Caliza litográfica gris oscura, compacta y fractura concoidea, con arcilla de decalcificación.

Caliza gris clara litográfica, con recristalizaciones y fractura arcillosa.

Caliza fina gris con tonos rosados, compacta, fractura astillosa y venillas de calcita y arcilla de decalcificación.

Caliza dolomítica, rosa, fina, compacta, fractura astillada y con recristalizaciones.

Caliza dolomítica rosada, con numerosos cristales de grano grueso, venas y geodas.

Caliza gris clara, litográfica, compacta, cristalizada, con fractura astillosa y arcillas.

Caliza litográfica concoidea de color claro, con tonos rosados.

6. — 14 m. de dolomía muy fina compacta, rosada y recristalizada que en su parte inferior se hace de grano más grueso y aspecto cavernoso.
7. — 7,5 m. de caliza cristalina blanca, fractura concoidea y astillosa en su parte inferior se hace marrón clara, con fractura netamente concoidea litográfica y con un punteado rosado.

Muro: Triásico inferior.

En total esta serie presenta una potencia visible de 155 m.

De estos datos se ve que lo que predomina son las calizas cristalinas, con intercalación de bancos de dolomías.

De todo esto, y de comparar la serie de BRINKMANN con la hallada por nosotros, así como la dada por otros autores que citaremos más adelante, deducimos:

- 1.º — Una disminución de la potencia de la serie a medida que nos desplazamos hacia el N.
- 2.º — Un cambio lateral de margas a calizas hacia la parte meridional.
- 3.º — Una disminución en el proceso de dolomitización también hacia el N.
- 4.º — La primera circunstancia, ya fue apuntada por NAVARRO, A. en un trabajo realizado en Murcia, en donde encontró un gran paquete de dolomías en la base, que pasan a calizas con intercalaciones de margas, con una potencia de 320 m., ver serie 1, y en el que hace ya mención del acuñamiento de la serie.

Hay publicadas en el Instituto Geológico y Minero, las Hojas n.º 815, 816 y 845 correspondientes a Robledo, Peñas de San Pedro y Alcaraz, respectivamente realizadas por DUPUY DE LÔME, en las que se observa un completo desacuerdo en la edad de las series, no obstante, en la hoja correspondiente a Alcaraz, serie n.º 3, aparece la serie siguiente:

50 m. de calizas cristalinas rojas o blancas con algunos bancos magnesianos.

150 m. de calizas magnesianas.

Haciendo una correlación como la indicada en la lámina, vemos corroborados los puntos anteriores.

De todo lo expuesto hemos de situar la serie hallada por nosotros dentro del Jurásico inferior y medio, sin poder determinar de una manera precisa por carecer de datos suficientes, el límite entre los dos pisos.

La potencia total nos es desconocida, debido a la discordancia erosiva existente entre este piso y el Mioceno. Dicha discordancia nos hace en algunos puntos disminuir la potencia del Jurásico, como nos sucede en la Peña del Sahúco, en la que el Jurásico que separa el Trías medio del Mioceno es de escasa potencia.

De las observaciones propias realizadas en el campo, así como datos suministrados por compañeros que están realizando trabajos en zonas limítrofes a la nuestra, hemos podido ver que el proceso de dolomitización es posterior a la sedimentación, es decir es una roca sedimentaria.

Este sistema nos aparece repartido en puntos aislados de la zona, como montera de las elevaciones, formando laxsos sinclinales, excepto cuando aparece aso-

ciado a fallas inversas, como ocurre en las cercanías de Navalengua y la gran falla inversa que nos divide en dos la zona.

Nos ha aparecido en forma de afloramientos alargados situados en la ladera de la elevación en dos zonas, la situada en el flanco S. de la Sierra de Santa Ana y el de Cabeza de Mahoma, que nos hizo pensar en un principio en la existencia de una fractura, para ver por último que formaba parte de un sinclinal.

Los materiales calizos aparecen carstificados como lo prueba la presencia de arcilla de descalcificación y por acumulación de «terra rosa» en algunas zonas, e incluso en la Peña del Roble, sita en el ángulo NE., aparece un karst bien desarrollado, el cual no hemos reconocido por no formar parte de nuestro estudio. No obstante, por las observaciones realizadas, dicho karst parece haberse originado a favor de la superficie de contacto entre la zona de unión del techo del tramo Jurásico y la base o muro de las molasas del Mioceno, en un punto en el que no se ha depositado conglomerado de base.

Es frecuente encontrar las dolomías con un aspecto exterior completamente brechoide, hasta tal extremo que muchas veces nos induce a pensar en la presencia de una fractura. Generalmente, las dolomías que presentan estas características, tienen un cemento, si podemos hablar de tal, de color rojizo con clastos blanquecinos.

Esta época, nos marca una transgresión marina, que comienza al finalizar la regresión del Keuper.

VIII. — TERCIARIO

Dentro de este sistema, encontramos dos formaciones completamente distintas. Una constituida por una serie molásica, y otra por un canturreal que se extiende irregularmente repartido y a veces con una gran extensión.

Los materiales molásicos se encuentran coronando las mayores elevaciones, como nos ocurre en la Sierra del Sahúco, Piedra Galindo, Sierra de Santa Ana, etc., alcanzando una potencia máxima de unos 40 m. Es frecuente encontrar en las laderas de estos montes fragmentos de bloques de esta molasa, evidentemente caídos y no constituyendo verdaderos afloramientos llegando algunas veces a ocupar el fondo de los valles.

Estas molasas forman escarpes muy acusados, destacándose en el paisaje desde lejos, no obstante, hemos de destacar que estos cortados pueden confundirse a primera vista con los que nos forman las calizas del Muschelkalk.

Dichos farallones se han originado por la formación de pequeñas cuevas, que nos han originado desplomes, circunstancia esta que se ha visto corroborada por dos hechos:

1.º — La presencia de pequeñas cuevas en la zona de unión entre el Mioceno y el Jurásico.

2.º — Un gran número de bloques caídos que bordean toda la Sierra del Sahúco.

La serie encontrada es la siguiente:

1. — 30 a 40 m. de molasa de cemento calizo con variaciones de granulometría con plastos de sílice y caliza, presentando niveles conchiffe-

ros, con restos de pecten y ostrea, algunas capas de esta molasa presentan oquedades rellenas de limonita.

2. — 1,5 m. de conglomerado formado por cantos de cuarcita, caliza y dolomías, con matriz arenosa y cemento calizo de color amarillento.

Muro: Lías medio.

Esta serie, aparece de dos formas distintas, una en forma de montera de los materiales jurásicos apoyándose en discordancia con éstos sin el conglomerado de base y otras por medio de este dicho conglomerado.

En los afloramientos más importantes, la molasa está asociada a fallas inversas que BRINKMANN y GALLWITZ denominan pinzaduras del Mioceno, por el Jurásico, y otros autores como DUPUY DE LÔME, creen que son el frente de un cabalgamiento.

Nosotros creemos que se trata sólo de fallas inversas, como la que nos aparece en la mitad N. de la zona y que se prolonga en dirección E-W., que nos habla de una orogenia post-miocena, posiblemente la fase rodámica.

DOUVILLE en un estudio realizado sobre las Béticas, clasifica esta molasa dentro del Burdigaliense, debido a la fauna que encontró, compuesta por:

Pecten Beudanti

Clypeaster altus.

BRINKMANN y GALLWITZ, al estudiar el arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín, encuentran una serie muy similar a la hallada por nosotros, con restos de ostreas, pecten y equínidos a los que dieron edad Burdigaliense y Helveciense.

El único yacimiento fosilífero que hemos hallado en las molasas, se encuentra en la Sierra de Santa Ana. La fauna es muy abundante aunque los ejemplares son difíciles de extraer, los más frecuentes son restos de pecten y ostreas, encontrándose sus fragmentos englobados en el resto del material molásico.

Debido a las analogías litológicas existentes entre estos materiales y los estudiados por diversos autores, los datamos como Mioceno, en los pisos Burdigaliense y Helveciense. Como Burdigaliense damos el conglomerado de base y parte de las molasas, y como Helveciense el resto.

Este Mioceno nos marca una etapa transgresiva, extendiéndose sus formaciones hasta la meseta.

La otra formación terciaria es una serie constituida por unos cantos cuarcíticos, empastados en matriz arcillosa rojiza, que en muchos sitios ha sido lavada, quedando sólo una acumulación de cantos.

Podemos distinguir varios tipos:

- 1.º — Cantos cuarcíticos claros muy rodados.
- 2.º — Cantos de cuarcita de pátina oscura, en los cuales se observa en su superficie una serie de hendiduras de forma cóncava, que les confiere un aspecto de piña muy característico.
- 3.º — Cantos de cuarcita con una superficie completamente pulimentada y brillante, que nos habla de una erosión eólica, corroborada por la presencia de algunos dreikanter, de posible edad Wealdense.
- 4.º — Cantos de cuarcita con un gran índice de rodamiento, de color blanco lechoso.
- 5.º — Cantos rodados de caliza y dolomía.

Estos materiales presentan un carácter muy marcado de fanglomerado y esto, unido a la semejanza existente con la raña, nos induce a situarlos en el Plioceno (Villafranquiense).

Su posición en el terreno es muy caprichosa, pues aparece tanto en la ladera de los montes, como rellenando valles e incluso como montera de algunas elevaciones como nos sucede en la cota 1.223 al E. de Cabeza de Mahoma. En todas las zonas en que nos aparece se encuentra fosilizando el relieve.

El origen de la mayoría de estos cantos parece ser Wealdense, ya que el único sitio en que se encuentra cuarcita armoricana se halla en Sierra Morena y debido a la gran extensión que ocupan estos canturrales, es más posible que sean cretácicos, sistema que se encuentra más próximo que la cuarcita armoricana.

No obstante, no todos los cantos son cretácicos, sino que los que presentan esos cortes semicirculares, muy bien pudieran proceder de Sierra Morena, siendo dichas hendiduras, el resultado de golpes producidos durante su transporte.

Hemos de hacer notar que en algunas zonas estos cantos se encuentran asociados al conglomerado de base Burdigaliense como resultado de la denudación de éstos.

La edad de estos materiales no está clara, ya que unos autores la datan de edad Miocénica y otros en el Plioceno.

Como resumen podemos decir:

1.º — Un conglomerado de base Burdigaliense, de cantos calizos, cuarcíticos y dolomíticos, que en muchos lugares está ausente.

2.º — Molasa con una potencia de unos 30 a 40 m. visibles, parte de ellas Burdigaliense y parte Helveciense, cuyos límites no hemos podido determinar.

3.º — Raña Villafranquiense?, formada por cantos de cuarcitas principalmente, caliza y dolomía.

Hemos de destacar la presencia de molasa en contacto con el Trías medio con ausencia del conglomerado de base, formando un laxo sinclinal discordante, situado en el borde NW., en la elevación denominada Piedra Galindo. Este hecho no había sido citado por ningún autor.

IX. — TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico, la zona subbética ha suscitado numerosas controversias, naciendo de éstas dos escuelas, la aloctonista y la autoctonista.

A la primera entre otros muchos pertenece DOUVILLE, el cual cree que la zona subbética son dos mantos de corrimiento.

A esta escuela se opone la española o autoctonista, entre los que cabe destacar a GAVALA, ORUETA y NOVO, los cuales no admiten la presencia de estos mantos, sino que se reducen a fracturas y plegamientos realizados in situ, es decir, la zona subbética es un elemento autóctono.

El estilo tectónico de nuestra zona, está supeditado a dos factores, uno a la situación de los materiales dentro del dominio geosinclinal, y a la composición de éstos.

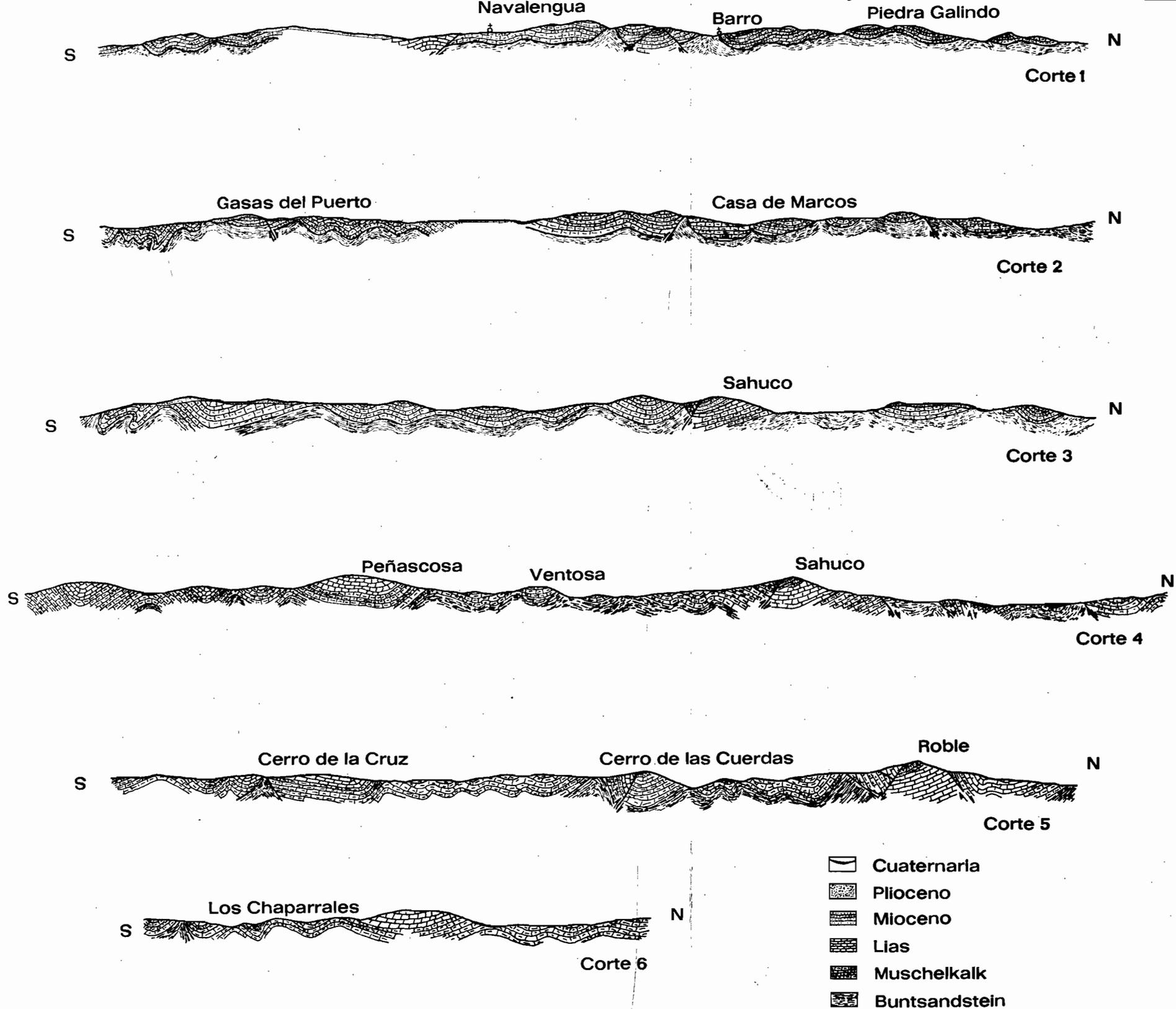


Fig. 6.- Cortes geológicos generales de la región de Sahúco (Albacete)

0 500 1000

Referente a los materiales, nos encontramos con dos tramos de comportamiento distinto:

1. — El formado por las arcillas y margas de gran plasticidad.
2. — El tramo constituido por las calizas del Trías inferior y Jurásico inferior y medio.

La gran incompetencia del primer tramo con respecto al segundo nos provoca disarmonías en los estilos tectónicos de plegamiento de uno y otro tramo, derivadas de su diferente comportamiento mecánico.

La otra circunstancia que condiciona su tectónica, es su posición en el geosinclinal, y más concretamente su carácter de geoanticlinal o zona elevada con respecto al surco bético, que se mantuvo a lo largo de todo el tiempo que duró la sedimentación, como han resaltado BRINKMANN y GALLWITZ.

Esta zona forma parte de la gran estructura del arco Cazorla-Alcaraz-Hellín, de BRINKMANN y GALLWITZ en su extremidad oriental, donde las estructuras vuelven a orientarse NE.-SW. aproximadamente, aunque la influencia de las orientaciones ortogonales se dejan sentir aún, tal como nos sucede en la Sierra del Sahúco y Santa Ana, de dirección aproximada NE.-SW., y que se encuentran unidas por una serie de anticlinales y sinclinales a modo de costillas.

Este arco lo encuentran BRINKMANN y GALLWITZ formado por una serie de escamas y pliegues con vergencia general al N., lo que se confirma plenamente en esta zona, ya que las fallas inversas de la parte superior la presentan, así como numerosos pliegues.

Vamos a estudiar por separado el comportamiento de estos distintos materiales:

- 1.º — Tramo margoso arcilloso.

Tiene una marcada acción diapírica, puesta de manifiesto en numerosos puntos de la zona, siendo el causante de numerosas estructuras sinclinales y anticlinales. Debido a su gran plasticidad, circunstancia ya citada, nos da lugar a numerosos afloramientos anómalos, como son los abundantes contactos mecanizados que nos hemos encontrado. Aparece también empastando y recubriendo gran parte de los materiales, hasta tal punto que la potencia visible del Trías medio no excede los 10 m. en numerosos lugares. Suele presentarse en numerosas ocasiones en forma de cuchillo rompiendo los materiales calizos situados encima y colocando las capas verticales.

- 2.º — Tramo Jurásico y Triásico medio.

Estas series son las más rígidas, razón por la cual no aparecen más que en pliegues amplios y laxos, localizados en las elevaciones, dándonos lugar a un relieve invertido. Éstos aparecen surcados por una serie de fracturas, las más importantes inversas como la que divide la zona en dos, una meridional y otra septentrional, localizada en la Sierra del Sahúco y que se prolonga hasta las cercanías del Berro.

Otro sistema de fracturas que nos afecta estos materiales, es el de dirección NW.-SE. que parecen originadas por fenómenos de distensión.

Hemos de destacar el hecho de que cuando bajamos en la serie caliza, el estilo tectónico es más fuerte, pues en donde afloran las calizas del Trías medio, las encontramos en numerosas ocasiones replegadas violentamente, tal como nos sucede en la rambla septentrional.

Por último, podemos hablar de los materiales miocénicos, aunque debido a la escasa cantidad con que nos aparecen sólo podemos decir que nos forman sinclinales suaves, adaptándose a la estructura jurásica preexistente.

Vemos por tanto, que la tectónica de esta región es fuerte, formada por grandes fallas, muchas de ellas inversas que nos indican un estilo de escamas como cabría esperar dada su posición en el geosinclinal.

Referente a las fases de plegamiento tenemos:

En el Mioceno nos podemos encontrar con dos posibilidades:

1. — Si parte de la molasa que aparece es de edad Helveciense, nos encontraríamos ante la segunda fase staídica.

2. — Si por el contrario todos los materiales son Burdigalienses, la fase que nos plegó el Mioceno correspondería a la primera fase staídica.

Pese a que no nos aflora el Cretácico, por encontrarse a pocos kilómetros de nuestra zona, podemos hablar de una fase orogénica pero sin poderla datar.

Algunos autores, hablan de movimientos kiméricos, ya que se encuentran en algunas zonas el Cretácico sobre el Trías, no obstante, FALLOT no los admite, pues para él estos contactos son mecanizados. Por no disponer de datos suficientes nos limitamos a indicar la posibilidad de su existencia, en espera de que futuros trabajos aclaren este problema.

El hecho de encontraros el Mioceno afectado por las grandes fallas inversas, nos habla de una fase orogénica posterior a la staídica, y que parece ser la fase rodámica, ya que el Plioceno (Villafranquiense?), no aparece afectado por ninguna fase orogénica, y limitándose a fosilizar las formaciones que se encuentran debajo.

Debido a datos suministrados por compañeros que han realizado trabajos en zonas colindantes, debemos hablar de un levantamiento originado al final del Plioceno y que ya fue citado por BRINKMANN y GALLWITZ.

Por lo tanto podemos decir: entre el Plioceno y Helveciense la fase rodámica que nos originó las grandes fracturas inversas, anterior a ésta la fase staídica que nos plegó el Mioceno. Entre el Burdigaliense y el Jurásico hemos de situar una fase kimmérica, pero sin poder precisar de qué fase se trata. Y por último un levantamiento de la zona post-pliocena.

X. — CONCLUSIONES

1.ª — La presencia del geoanticlinal de Alcaraz en el geosinclinal subbético se refleja tanto en la litología del Buntsandstein como en el espesor del mismo.

2.ª — La regresión que origina la ausencia del Keuper se inicia a partir del Muschelkalk y queda reflejada en éste a partir de las intercalaciones de sedimentos terrígenos estratificados en la serie calcodolomítica de precipitación química.

3.ª — El medio en que se depositó el Muschelkalk, era tranquilo, somero y algo reductor, como nos lo demuestra la presencia de microestratificaciones y de limonita.

4.ª — En la serie jurásica se observa un acuñamiento de los materiales a medida que nos desplazamos hacia el norte.

5.ª — Entre el Jurásico y el Mioceno, tuvo lugar un arrasamiento, que nos originó la discordancia erosiva que nos separa ambos sistemas.

6.ª — En la composición litológica del fanglomerado Plioceno (Villafranquiense?), se reflejan tres áreas madres diferentes:

- A. — Áreas cuarcíticas paleozoicas.
- B. — Conglomerados cretácicos de facies wealdense.
- C. — Conglomerados miocenos de base de la molasa.

7.ª — Tectónica suave de estilo Jurásico, que ha dado lugar a una serie de anticlinales y sinclinales suaves, surcados por una serie de fallas inversas de dirección E.-W., y otro sistema de fracturas NW.-SE., posiblemente de distensión.

8.ª — Una elevación postpliocena, con un rejuvenecimiento del relieve.

BIBLIOGRAFIA

ALASTRUE, E.

- 1943. «Sobre el Trías de la zona subbética en la transversal de Jaén». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tom. XLI. pp. 567-574.
- 1943. «Datos para una nueva interpretación tectónica de los Alpides subbéticos (parte central)». *Estudios Geográficos*. Año IV. n.º 12. pp. 531-558.
- 1944. «Bosquejo Geológico de las cordilleras subbéticas entre Iznalloz y Jaén». *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*. pp. 13-24.

BARROIS, CH. Y OFFRET, A.

- 1889. «Mémoire sur la constitution géologique du sud de l'Andalousie de la S.^a Tejada à la S.^a Nevada». *Mission d'Andalousie. Mem. Ac. Sc.* Tom. XXX. n.º 2. pp. 79-169.

BERTRAND, M. Y KILIAN, W.

- 1889. «Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grénade et de Malaga». *Mem. Ac. Sc.* Tom. XXX. pp. 378-582.

CALDERÓN, S. Y ARANA

- 1889. «La région épigénique de l'Andalousie et l'origine de ses ophites». *Bull. Soc. Géol. France*. 3ème. série. Tam. XVII. pp. 100.

CARANDELL, J.

- 1925. «Sierra Nevada (de Granada a la cumbre del Veleta)». *XIV. Congres. Geol. Int. Excursión A-5*. pp. 103-123.
- 1926. «La Sierra de Cabra. Excursión a los Lanchares y al Picacho». *XIV. Congr. Geol. Int. Excursión A-5*. De Sierra Mora a Sierra Nevada. pp. 37-73.
- 1927. «Nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* Tom. XXVII. pp. 339-411.
- 1928. «Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* Tom. XXVIII. pp. 75-77.

CARBONELL, T. Y FIGUERAS, A.

- 1927. «Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluzas». *Bol. Ins. Geol. y Min. de Esp.* Tom. XLIX. pp. 81-215. Madrid.

DOUVILLE, R.

- 1906. «Esquisse géologique des Préalpes Subbétiques (Partie centrale)». Thèse. Imprimerie. H. Bouillant. París.

- DUPUY DE LÔME, E.
 1933. Hoja Geológica n.º 816. «Peñas de San Pedro». *Inst. Geol. y Min. de Esp. Madrid*.
1936. «Hoja n.º 841, Alcaraz (Albacete)». *Inst. Geol. y Min. de Esp. Madrid*.
- FALLOT, P.
 1928. «Sur deux gisements du Lías». *Bol. Rel. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tom. XXVII. Madrid.
1928. «Observations sur la géologie des environs de Cazorla (prov. de Jaén)». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tom. XXVIII. pp. 273-288 y 231-345. Madrid.
1931. «Essai sur répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides Espagnoles». 1er. livre Introduc. et Bibliograph. sommaire; 2.º livre. Le Triás (Géologie de la Méditerranée occidentale). Vol. IV. n.º 1.
- 1931-1934. «Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides Espagnoles. I. Triás; II Lias; III Jurassique moyen; IV Jurassique supérieur. Geol. Medit. Occ. Vol. IV. 2ème partie.
1945. «Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana menor». *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*. pp. 607.
- GAVALA, J.
 1916. «Regiones petrolíferas de Andalucía». *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.* Tom. XXXVII. Madrid.
1918. «Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. Tom. XXXIX.
- GIGNOUX, M.
 1950. «Géologie Stratigraphique». Masson et Cie. Editeurs. pp. 303. París.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.
 1912. «Geología y prehistoria de los alrededores de Fuente Alamo (Albacete)». *Trab. del Museo de Ciencias Naturales*. Madrid.
- LOMBARDA, A.
 1956. «Géologie sédimentaire». Les séries marines. Masson et Cie. Editeurs. pp. 235. París.
- MALLADA, L.
 1883. «Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén». *Bol. Com. del Mapa Geol. de España*. Tom. XI.
- NAVARRO, A. Y TRIGUEROS, E.
 1963. «Problemas de las Béticas españolas». *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.* Tom. LXXIV. Madrid.
- NICKLES, R.
 1891. «Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du sud de la province de Valence». Thèse. París.
- NOVO, P.
 1926. «De Sierra Morena a Sierra Nevada». *XIV. Congr. Geol. Int.* Excursión A-5. Madrid.
- ORUETA, D.
 1916. «Estudios geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda». *Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp.* Tom. XXXII.
- SCHMIDT, M.
 1937. «Probleme in der Westmediterranen kontinental Triás and Versuche zu ihy Lösung». *Géol. Medit Occid.* Vol. IV 2ème partie. n.º 3.