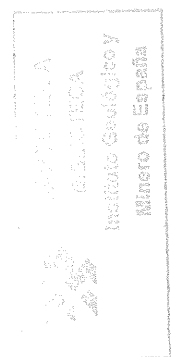


R.16808

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1 : 50.000



EXPLICACION

DE LA

HOJA N.º 967

BAENA

(CORDOBA)

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
Mantuano, 49
1965

SEPTIMA REGION GEOLOGICA
SITUACION DE LA HOJA DE BAENA, NUMERO 967

Esta Memoria explicativa ha sido estudiada y redactada por los Ingenieros de Minas don CARLOS FELGUEROSO COPPEL y don JUAN COMA GUILLÉN.

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus Publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Depósito legal: M. 6.225.—1958



 Publicada  En prensa  En campo

INDICE DE MATERIAS

	Páginas
I.—Antecedentes y rasgos geológicos	5
II.—Rasgos de geografía física y humana	13
III.—Estratigrafía	19
IV.—Tectónica	59
V.—Hidrología subterránea	73
VI.—Minería y Canteras	91
VII.—Bibliografía	93

I

ANTECEDENTES Y RASGOS GEOLOGICOS

A) ANTECEDENTES

Introducción.

En el año 1961 la Dirección de este Centro encargó a los autores de este trabajo el estudio hidrogeológico provincial de Córdoba con vistas al aprovechamiento racional de las cuencas hidráulicas en ellas existentes y su posterior ordenamiento.

El presente trabajo, junto con el que se refiere a la hoja de Lucena —ya publicada— forma parte de uno más amplio, que se refiere a una zona bastante extensa del sur de la provincia y que se ha recogido en un “Boletín” de este Instituto. Todos ellos han sido resultado de esta labor de investigación de aguas subterráneas y hay que considerarlos como una misma unidad de trabajo. Por ello se podrá observar que en ciertos apartados coinciden sus textos, cosa explicable al tratar de las mismas cuestiones.

La Hoja de Baena —situada en el borde más septentrional del contacto entre lo que en la literatura geológica se conoce con los nombres de Prebético y Subbético— presentaba numerosos problemas estratigráficos, tectónicos y paleogeográficos. No pretendemos haberlos resuelto todos; la tarea hubiera sido muy larga y se salía del ámbito del área sometida a estudio para entrar dentro del marco regional. Sin embargo pensamos que con nuestra labor habremos dejado cimientos sólidos en cuanto al conocimiento estratigráfico se refiere. Queremos hacer constar aquí el estrecho concurso que nos han prestado los Laboratorios de Paleontología de este Centro; concretamente, los señores I. Quintero y J. L. Saavedra, responsables, res-

pectivamente, de los estudios macro y micropaleontológicos de este trabajo: estudios que han sido numerosos y largos y en los cuales nos hemos apoyado.

En cuanto a la concepción tectónica de la zona —precisamente por la índole de la materia— necesariamente algunas ideas que exponemos no son más que hipótesis que los conocimientos posteriores tendrán que confirmar o rechazar: creemos, no obstante, que ellas explican bien las complicadas anomalías que se observan en el campo. Además hemos tenido la oportunidad de realizar sondeos, unos de investigación y otros de captación de aguas, que han mostrado la realidad de posiciones anormales de los terrenos. En cuatro de ellos, después de atravesar apreciables masas de sedimentos triásicos, se ha alcanzado en unos casos al Terciario y en otros al Cretáceo y Jurásico. Estas labores han sido para nosotros inapreciables, pues, de una parte, nos han servido para confirmar la existencia de cabalgaduras y deslizamientos, y de otra nos han suministrado información suplementaria a las observaciones superficiales, con todo lo cual hemos tenido más base para elaborar las ideas tectónicas de la zona.

La Hoja de Baena está situada en la parte sureste de la provincia de Córdoba, en el límite con la de Jaén; toda la Hoja pertenece a la primera, excepto un pequeño entrante de Jaén en el ángulo nordeste. Se trata de un país con buenas comunicaciones y bastante poblado, excepto en su parte meridional, que por tratarse de una zona montañosa es de difícil acceso.

La región suroriental pertenece al borde septentrional del Subbético y, como veremos más adelante, se trata de unas escamas alóctonas; es el frente del Subbético deslizado hacia el norte; el resto, aunque también de tectónica violenta, está constituido por sedimentos secundarios y terciarios autóctonos o paraautóctonos.

Muchos investigadores, españoles y extranjeros, han estudiado la estratigrafía y tectónica de las Cadenas Béticas; pero casi todos estos trabajos se refieren a problemas tectónicos regionales, muy pocos son los que de una manera directa tratan de la zona que ahora estudiamos.

Existen varios trabajos que resumen los resultados de las investigaciones hasta ahora efectuados en las Béticas (Blumenthal, Fallot, Cueto y Rui-Díaz, Solé y Moreno, Alastrúe, etc.); pero la más acertada síntesis sobre lo publicado en relación con la composición estructural de la región andaluza es la obra de Alastrúe, "Bosquejo geológico de las Cordilleras Béticas", que le valió el premio "Juan de la Cierva, 1943". En este trabajo se hace un cuidadoso resumen del proceso cronológico de las investigaciones geológicas sobre Andalucía, y se expone la subdivisión estructural de las unidades tectó-

nicas según los estudios publicados hasta la fecha. De esta obra tomamos las siguientes notas y el cuadro resumen de las unidades estructurales:

Después de una serie de trabajos realizados en el pasado siglo y principios del actual (Smith, Haussmann, Ansted, De Verneuil y Collomb, Faure, Ramsay y Geikie, von Drasche, Macpherson, Orueta y Aguirre, Gonzalo y Tarín, Mallada, Cortázar, Bertrand y Kilian, Barrois y Offret, Michel Lévy y Bergeron, Calderón), en los que principalmente se centra la atención en los caracteres estratigráficos, llegamos a los estudios de Nicklés y Douvillé, en los que, además de dedicarle mayor importancia al problema tectónico, ya se inician las teorías de los deslizamientos.

Comienzan así una serie de polémicas, unos defendiendo la existencia de los mantos de corrimiento, y otros que la niegan o conceden muy poca importancia a la magnitud de los deslizamientos. Entre estos últimos, la llamada escuela española, cabe destacar a Gavala, Orueta, Carbonell y Carandell; estos geólogos realizaron un minucioso trabajo estratigráfico, contribuyendo poderosamente al conocimiento de la geología andaluza; pero en sus interpretaciones tectónicas no ven la necesidad de recurrir a los mantos alóctonos; únicamente Carandell, en su breve estudio de la Sierra de Cabra, se separa de la idea básica de la escuela española y sostiene que el Jurásico de Cabra ha resbalado hacia el norte sobre el Cretáceo. Los trabajos realizados posteriormente siguen las ideas esbozadas por Nicklés y Douvillé sobre la aloctonía. Brouwer realiza interesantísimos trabajos, pero es realmente Staub quien dio un paso decisivo con su famosa síntesis, publicada en 1926; a esta obra siguen una serie de trabajos muy valiosos debidos a Banting, Brinkmann y Gallwitz, Fallo y Blumenthal; los trabajos de Fallo son a nuestro juicio fundamentales para el conocimiento de la geología andaluza.

Según estas investigaciones modernas se establecen tres divisiones principales de la región andaluza: Zona Bética, Zona Penibética-Subbética y Prebético.

Las unidades estructurales que componen la primera son: Cristalino de Sierra Nevada, Alpujarrides-Rondades y Bético de Málaga.

El Subbético-Penibético está integrado por dos series plegadas, mesozoicas y terciarias, situadas al norte del Bético: una serie más septentrional, la Subbética, y otra al sur de ella, la Penibética. En general, entre estas dos series aparece una orla de Trías que Blumenthal denominó Trías citrabético de Antequera.

En el capítulo de tectónica insistiremos sobre estas unidades estructurales.

Todos los trabajos enumerados son fundamentales para el conoci-

miento de la geología general andaluza, pero ninguno de ellos se ocupa de una manera particular de la zona que nos ocupa, y como ya hemos indicado muy pocos son los que traten este tema.

A ello se debe que este estudio lo hayamos emprendido prácticamente sin antecedentes y sin un mapa previo en que apoyar nuestras observaciones de campo.

Entre los primeros estudios geológicos realizados en la Hoja de Baena se encuentra la parte correspondiente del Mapa Geológico de España que en el año 1862 publican Verneuil y Collomb y que es una recopilación de sus propias observaciones y de las de otros investigadores. En este mapa sólo se separan la sierra jurásica, el Triásico y el resto se atribuye al Cenomane-Mioceno. El Triásico tiene un desarrollo excesivo, posiblemente porque confundieron varias de las calizas oligocenas del sureste de Baena con el Muschelkalk. En el año 1869 publican una segunda edición introduciendo una corrección notable, pues entre la Sierra de Martos y el valle del Guadalquivir marcan una franja de Nummulítico, pues encontraron nummulites en Baena, Albendín y Doña Mencía.

En 1880, Lucas Mallada publica su "Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba", en el que se incluyen valiosos datos estratigráficos. Los límites del Jurásico y Triásico no difieren, en esencia, de los marcados por Verneuil y Collomb, pero para Mallada el resto es Nummulítico y no Mioceno. El Cretáceo no lo manifiesta por creer que está muy escasamente representado, pero ya había encontrado algunos restos fósiles de dicho nivel.

En 1881, Kilian descubre y estudia el magnífico yacimiento de fósiles en la Fuente de los Frailes, en las proximidades de Cabra, un poco al sur de nuestra Hoja pero que ha servido para datar desde entonces el Titónico de la Sierra de Cabra.

En 1906 Douvillé, en su interesante "Ensayo geológico de los Préalpes subbéticos" establece y concreta la edad del terreno situado al este de Baena; en el cortijo de Onceollas (un kilómetro al este del Km. 5 de la carretera de Baena a Albendín) encontró globigerinas correspondientes al Aquitaniense-Burdigaliense inferior.

A Carandell son debidas, en los años 1927 y 1928 sus "Notas acerca de la tectónica de la sierra de Cabra" y su "Segunda nota acerca de la tectónica de Cabra". En ambas se resumen observaciones que, si bien discutibles en cuanto al resultado final de las interpretaciones, han supuesto una contribución para el estudio de esta estructura.

Con motivo de la visita que hicieron a Córdoba los asistentes al XIV Congreso Internacional de Geología celebrado en Madrid, el año 1926, y para que les sirviese de orientación en ella, se publicó una guía en la que el

ingeniero de Minas Carbonell efectúa un corte geológico desde Sierra Morena a Sierra Nevada, pero su interpretación no es muy acertada, al menos en lo que se refiere a la Hoja de Baena.

En el año 1927 publica también Carbonell su "Contribución al estudio de la geología y tectónica andaluza", en donde sigue las ideas tectónicas de la escuela española contrarias a los deslizamientos; no obstante, en esta obra encontramos datos interesantes.

El eximio profesor Fallot, en sus trabajos sobre el Subbético andaluz, estudió la zona inmediatamente al sur de la nuestra, la hoja de Lucena, pero también algo de la de Baena, al reconocer la sierra de Cabra.

En su libro "Las Cordilleras Béticas", aparecido en 1948, pero que recoge trabajos realizados anteriormente, se refiere a nuestra área, con dos cortes que alcanzan la parte más meridional de la Hoja. En ellos queda reflejado el aire tectónico de la zona de una manera, a nuestro juicio, acertada. No obstante, el llorado profesor francés se abstiene, en dichos cortes, de pronunciarse de una manera definida sobre las relaciones existentes entre las formaciones béticas y subbéticas de la zona, aunque por el texto parece suponer a estas últimas movidas sobre un país prebético.

Finalmente, cuando la labor de campo de este trabajo estaba ya terminada nos ha llegado el de M. R. Busnardo, titulado "Regarde sur la Geologie de la région de Jaén", publicado en el primer tomo a la memoria del profesor Fallot, y que alcanza una pequeña parte del ángulo SE. de nuestra Hoja.

El mapa que acompaña al estudio es solamente un croquis geológico en donde las formaciones de la sierra de Cabra son englobadas con el nombre de "Complejo subbético frontal", y cuya descripción se hace de una manera muy general y esquemática, debido, creemos, a la extensa área que abarca el estudio.

Por último diremos que para nuestro trabajo hemos podido consultar la edición 1956 del Mapa Geológico de España, escala 1 : 1.000.000.

De las hojas a escala 1 : 50.000 de la provincia de Córdoba, y que afectan a nuestra área, estaban publicadas en el momento que hacemos el estudio de la Hoja de Baena, las de Ecija, Posadas, Espejo y Castro del Río.

B) RASGOS GEOLOGICOS

Cabe distinguir dos zonas geológicamente distintas: al sur la sierra de Cabra, constituida por el Subbético, en su mayoría calizo, deslizado sobre el Prebético de la campiña, y el resto de la Hoja formado por el Secundario y Terciario prebético autóctono o parautóctono, en general margoso.

Esta diferencia geológica motiva al mismo tiempo una variación de relieve topográfico: una región montañosa, árida y despoblada al sur, que coincide con las series subbéticas y, otra, el resto de la Hoja, de orografía bastante suave y ondulada formada por los tramos principalmente margosos del Prebético. Esta última zona está densamente poblada y cultivada.

A continuación nos referimos esquemáticamente a las distintas formaciones que aparecen en la hoja de Lucena, haciendo distinción entre los sedimentos subbéticos y prebéticos.

I. SERIE SUBBÉTICA (Sierra de Cabra).

- a) *Rocas eruptivas.*
Ofitas.
- b) *Triás germano-andaluz.*
 - b₁) Buntsandstein.
Areniscas ocre y rojizas. Arcillas pardas abigarradas. Yesos.
 - b₂) Muschelkalk.
Calizas dolomíticas generalmente oscuras y calizas margosas.
 - b₃) Keuper.
Arcillas abigarradas y yesos.
 - b₄) Suprakeuper.
Carniolas.
- c) *Jurásico.*
 - c₁) Lías inferior.
Calizas dolomíticas grises que dan origen a un país kárstico muy marcado. En tránsito al Lías medio, paquete de calizas marmóreas blancas rara vez oolíticas.
 - c₂) Charmutiense-Bajociense.
Margas y margo-calizas grises con "radiolaritas" y otras amarillentas y rojizas, con una fauna de crinoides, rynchonellas y ammonites.
 - c₃) Bathoniense-Calloviense.
Calizas oolíticas blancas.
 - c₄) Oxfordiense-Titónico.
Calizas arriñonadas amarillas y rojizas, con ammonites. Facies titónica.
- d) *Cretáceo inferior.*
Margas y margo-calizas grises, algunas veces oscuras, con abundantes nódulos y ammonites piritosos.
- g) *Oligoceno-Aquitaniense.*
Calizas grises y amarillentas detríticas con lamelibranquios.

h) *Burdigaliense.*

Margas blanquecinas bastante arenosas con microfauna de globigerinas y globigerinoides.

2. SERIE PREBÉTICA.

a') y b') *Triás y rocas eruptivas.*

De parecidas características a las descritas para los sedimentos triásicos subbéticos.

d') *Cretáceo inferior.*

Margas y margo-calizas grises con ammonites piritosos; margas arenosas; localmente areniscas calcáreas con orbitolinas.

e') *Cretáceo superior-Paleoceno.*

Margas blancas y rosadas. Localmente, en el borde oriental de la Hoja, calizas grises con lechos de sílex oscuros.

b') *Eoceno medio-superior.*

Calizas detríticas y margas arenosas con nummulites, discocyclinas y otros foraminíferos.

g') *Estampiense-Aquitaniense.*

Calizas brechoides con lepidocyclinas y miogysinoideas. Margas blanquecinas con globigerinas.

h') *Burdigaliense.*

En la base, a veces, delgados espesores de calizas detríticas. A continuación margas blancas algo arenosas, con *Globorotalia prae-menardii* y orbitolinas.

3. CUATERNARIO.

Aluviales y diluviales, fundamentalmente margosos.

Tectónicamente, la parte meridional de la Hoja de Baena está ocupada por formaciones subbéticas deslizadas sobre un país prebético, en líneas generales autóctono.

El aire tectónico de la zona lo podríamos resumir diciendo que el Subbético deslizado sobre el Prebético está formado por un conjunto de escamas que se cabalgan unas a otras, cabalgamientos que pueden tener gran magnitud, como ocurre en la Sierra de Cabra y que hemos reconocido claramente cuando estudiamos la hoja de Lucena.

En cuanto al Prebético lo consideramos fundamentalmente autóctono, aun cuando dentro de él, sobre todo en la faja que margina el frente del Subbético deslizado, se hayan producido roturas con movimientos de despeque de pequeña envergadura.

II

RASGOS DE GEOGRAFIA FISICA Y HUMANA

1. OROGRAFIA

La extensión que ocupa la Hoja de Baena es, en general, de relieve topográfico suave y ondulado, excepto en su parte sur, de tal modo que podemos distinguir dos regiones orográficas: una sur, montañosa, y otra norte, mucho más extensa y de relieve francamente suave, que forma parte de la campiña cordobesa. En esta última, los tramos margosos y arcillosos del Secundario y Terciario dan lugar, por su fácil erosión, a suaves lomas. Entre ellas destacan pequeñas serrezuelas calizas terciarias que, por su constitución, han resistido con mayor fuerza a los agentes erosivos. Como ejemplo tenemos la crestería que de este a oeste forman los vértices geodésicos de Cumbres, Armas y Torre del Puerto, y la que de norte a sur, desde Doña Mencía a Baena, forman los vértices de Serrezuela y Almoguera. Las cotas que alcanzan estas sierrecillas no sobrepasan los 800 metros.

De Luque a Zuheros, hacia el sur, se desarrolla un terreno más accidentado constituido por las últimas estribaciones de las Cordilleras Subbéticas, que interrumpen la monotonía orográfica de la región, alcanzando cotas superiores a los 1.000 metros. Esta región montañosa presenta por el norte un brusco escalón en su parte occidental, pasándose rápidamente de los 1.000 a los 500 metros, mientras que de Zuheros hacia el este el descenso hacia el norte se hace más suavemente por medio de sucesivas colinas. Desde el pie de esta sierra se desarrolla, hacia el norte, la campiña cordobesa hasta el Guadalquivir.

Desde lo alto de la sierra se observa el alegre panorama de esta cam-

piña, con su infinidad de blancos cortijos entre los olivos y las viñas, y en los días claros se divisan perfectamente Sierra Morena, por el norte, y Sierra Nevada, por el sur; esta última situada a más de 100 kilómetros.

El punto más elevado de la Hoja lo constituye la Peña de Miguel Pérez, con 1.260 metros de altura, al sur del río Bailón, y el más bajo se encuentra en el borde septentrional de la Hoja, aproximadamente en el meridiano 0°43', alcanzando una cota de sólo 240 metros. El desnivel entre estos dos puntos extremos supone, pues, 1.020 metros.

2. HIDROGRAFIA

Las aguas superficiales no son muy escasas, aunque en época de estiaje quedan secos la mayor parte de los arroyos.

El eje hidrográfico de la zona lo constituye el río Guadajoz, que atraviesa la esquina NE. y toma un curso E.-O. paralelamente al borde septentrional de la Hoja, ya fuera de ella. La red fluvial de la Hoja tiene una disposición perpendicular al eje hidrográfico mencionado, de modo que los ríos llevan la dirección de los meridianos, desembocando en el Guadajoz; citemos como más importantes de estos afluentes el río Víboras, el Marbella y Guadalморal. El Marbella atraviesa la Hoja de norte a sur; nace en lo alto de la Sierra de Cabra y discurre en régimen tranquilo a través de las praderas de la Nava de dicha sierra; aquí forma numerosos meandros, por lo que en esta parte de su curso recibe el nombre de Bailón; desciende de la sierra en régimen torrencial, pasando al pie de Zuheros, pueblo notable por su original emplazamiento. Algo más al norte recibe las aguas de la Fuente de Marbella, manantial del que se abastece Baena, y desde aquí se dirige hacia este pueblo, ya con el nombre de río de Marbella, para desembocar más tarde en el Guadajoz, por su margen izquierda.

El río Salado atraviesa la esquina SE. de la Hoja.

Los abundantes afloramientos del Trías originan diversos manantiales de agua salada, que en ocasiones se explotan para la obtención de sal común. Estas aguas contaminan los barrancos a que vierten, dando lugar a arroyos salobres. La laguna del Conde es de esta índole.

Las margas secundarias y terciarias son las que más acusan la erosión fluvial. Es muy frecuente ver las aguas fluviales cargadas de materiales terrígenos, y ello es debido a la facilidad con que se erosionan las margas y además a que, al permanecer las tierras sin manto protector natural, se dejan arrastrar con facilidad.

Los ríos se aprovechan para regar numerosas huertas establecidas en los aluviales a lo largo de los mismos. Esto tiene el inconveniente que cada cierto número de años, en crecidas anormales de los ríos, dichas huertas son arrastradas y destruidas, aunque la misma crecida vuelve a depositar nuevas tierras para el cultivo hortelano.

3. CLIMATOLOGIA

El clima de la región es de tipo continental cálido, de inviernos cortos y bastante suaves, con veranos calurosos.

En la Campiña las temperaturas en julio alcanzan valores extremadamente altos, siendo ya más moderadas en la zona de la Sierra, en donde las noches son algo más frescas.

En la Memoria de Lucena incluimos un gráfico de las temperaturas medias mensuales en la estación de Lucena, la más próxima a nuestra zona de estudio y que posee estos datos, en el que se puede observar que la media de las máximas en el mes de julio es del orden de los 36°. Posiblemente en Baena esta temperatura sea superada.

En cuanto a la repartición de las lluvias en la Hoja de Baena, diremos que no es uniforme, disminuyendo de una manera apreciable a medida que marchamos hacia el norte.

En las sierras meridionales las lluvias alcanzan una cifra de 900 litros metro cuadrado por año; esta cantidad se reduce a los 450 litros metro cuadrado en la zona septentrional de la Hoja.

Un mapa de líneas isohyeetas —líneas de igual pluviometría—, en donde gráficamente se observa esta repartición, puede verse en nuestro trabajo "Estudio hidrogeológico del sur de la provincia de Córdoba" (Boletín del Instituto Geológico y Minero de España). Para confeccionarlo nos hemos basado en los datos, de diez años, recogidos en las diversas estaciones pluviométricas de la región.

La localización de las lluvias dentro del año puede observarse en el gráfico publicado en la memoria de Lucena.

4. AGRONOMIA

El cultivo predominante es el olivo, que prácticamente cubre la totalidad de la Hoja, a excepción de la Sierra.

Otro factor importante de la agricultura son las plantaciones de viña, que proporcionan excelentes vinos a la región.

Los cereales cubren también extensas zonas de nuestra Hoja.

Cuando la pluviosidad es favorable se obtienen excelentes cosechas de estas tres variedades agronómicas, típicas de la campiña cordobesa.

Las huertas son secundarias y están alojadas en las fajas aluviales de los ríos más importantes, en donde se dispone de suficiente agua.

Ultimamente se cultiva, cada vez con mayor intensidad, el algodón.

En la Sierra abundan las encinas y el monte bajo; últimamente se han trasplantado con éxito los chopos. El río Bailón, al discurrir mansamente por las praderas de La Nava, proporciona unos pastos magníficos para ovejas, cabras y caballos. Abunda la perdiz.

La falta de regadíos, unida a la escasez industrial, hacen que esta zona de la provincia de Córdoba padezca durante una gran época del año un exceso de paro agrícola. Por esta causa, una parte de la población se ve obligada a emigrar a otras provincias y a países europeos en busca de trabajo.

5. VIAS DE COMUNICACION

La Hoja de Baena está atravesada por una extensa red de carreteras, quedando muy bien comunicados los puntos habitados de la zona; únicamente escasean en la parte de la Sierra, tanto por su costoso trazado como por su poca utilidad.

La carretera nacional de Córdoba a Granada atraviesa la parte nororiental de la Hoja, pasando por Baena. Esta población es un nudo importante de comunicaciones; de aquí divergen la mayor parte de las carreteras de la región, enlazando este pueblo con Nueva Carteya, Doña Mencía, Zuheros, Luque, Esparragal y, ya fuera de la Hoja, Cabra, Albendín, etc. De estas arterias principales parten numerosísimos caminos locales y vecinales, quedando la Hoja cubierta por una tupida red de comunicaciones, a excepción de la parte de la Sierra; en general no son asfaltadas, pero su estado permite una fácil circulación. Únicamente en épocas de lluvia, y debido a la impermeabilidad de las margas y arcillas, las aguas cubren a tramos estas comunicaciones, siendo entonces el tránsito más dificultoso. Son frecuentes los corrimientos de tierras.

Una gran parte de estas carreteras se han construido después de ser publicada la Hoja topográfica de Baena, por lo que no figuran en ella.

Esta apretada red de carreteras permite en general un fácil transporte de aceitunas, que van desde los diferentes cortijos a los puntos de embarque, elaboración o consumo.

El ferrocarril de Puente Genil a Linares atraviesa la parte suroriental de la Hoja y tiene estaciones en Doña Mencía y Luque; desde esta última parte un ramal que muere en Baena. Este ferrocarril facilita la evacuación de los productos agrícolas de la zona, aunque en la actualidad gran parte del aceite es transportado por carretera.

Ya dijimos que la sierra meridional es de difícil acceso; desde Luque parte una carretera local que atraviesa dicha sierra de norte a sur y sale a la de Cabra-Priego, aproximadamente en el Km. 27,700, ya fuera de la Hoja. También se puede llegar hasta La Nava tomando un ramal que, partiendo de dicha carretera de Cabra-Priego (Km. 20), sube a la ermita de Nuestra Señora de la Sierra, y pasado el Cortijo Nuevo sale otro ramal a la derecha que llega hasta las proximidades de La Nava; este último es camino particular.

6. NUCLEOS DE POBLACION E INDUSTRIA

En la zona de relieve suave, que ocupa la mayor parte de la Hoja, abundan las casas de labor para atender, en general, al cultivo del olivo; por el contrario, la zona de la Sierra está francamente despoblada. Existen cinco núcleos de población: Nueva Carteya, Baena, Doña Mencía, Zuheros y Luque; estos tres últimos al pie de la Sierra.

Estos pueblos son de carácter agrícola, principalmente olivareros. El mayor de todos ellos es Baena, con 24.830 habitantes; es cabeza de partido y con un término muy extenso, que abarca casi la mitad de la Hoja, y otro tanto de la de Castro del Río, al norte de la nuestra. La población de los restantes núcleos es la siguiente: Nueva Carteya, 6.062 habitantes; Doña Mencía, 5.706; Luque, 8.033, y Zuheros, 2.225.

Finalmente hacemos constar que, dadas las escasas riquezas naturales de la región, la industria está poco desarrollada; la poca que posee se basa en la transformación de los productos agrícolas, especialmente la elaboración del aceite.

III

ESTRATIGRAFIA

TRIASICO

El Trías de la región, que en la geología clásica se conoce con el nombre de Subbético, presenta unas características especiales, en general muy semejantes a las del Trías germánico, pero con ciertas diferencias que tienden a definirlo como un término intermedio de las facies germánica y alpina. Por este motivo se propuso para él la denominación de Trías germano-andaluz, la cual ha sido generalmente adoptada.

El estudio y clasificación del Trías germano-andaluz ha sido objeto de no pocas controversias entre los distintos investigadores; es muy frecuente, y a nosotros nos ha ocurrido, emitir una interpretación tectónica de este Trías, y más tarde, al ampliar los conocimientos sobre la geología andaluza, cambiar de opinión creando una nueva hipótesis sobre la disposición tectónica del Trías.

En 1927 publica Blumenthal, como fruto de sus trabajos, una interesante obra en la que considera el Trías germano-andaluz como tectónicamente independiente en relación con las series suprayacentes, y supone a dicho Trías como una unidad tectónica especial a la que denominó "Trías citrabético". Posteriormente, y sin variar su denominación, lanza una nueva hipótesis, admitiendo la autoctonía de dicho Trías.

Staub opina, y así lo expone en su famosa síntesis, que el Trías citrabético forma una verdadera hoja de arrastre a la que denominó "Manto de Antequera", por la enorme extensión que adquieren en esta región las margas abigarradas triásicas. El ilustre geólogo suizo ve a las Cordilleras Béticas

como una fiel reproducción de los Alpes, compuestas de hasta 150 kilómetros. La síntesis de Staub, de carácter verdaderamente revolucionario, ha servido de base para las investigaciones posteriores, aunque varios autores ven serias dificultades para interpretar parte o toda la hipótesis de Staub, de desplazamientos de gran estilo.

Hasta el año 1930, P. Fallot suponía también al Trías de la región subbética clásica como alóctono, y lo considera de origen u'trabético. Posteriormente expone que el Trías citrabético forma parte integrante del Subbético, pero con la particularidad de que con frecuencia se produce un despegue de la serie post-triásica con relación a las margas abigarradas, plegándose aquéllas con relativa independencia y originándose, como consecuencia, una serie de desplazamientos diferenciales a lo largo de la línea de fractura. Este despegue puede producirse en cualquiera de los términos de la serie, y de este modo, bien el Jurásico, bien el Cretáceo, o incluso el Nummulítico, reposan sobre el Triásico. De todos modos, el mismo P. Fallot opina que no debe generalizarse este fenómeno a todo el sistema subbético, y recalca que esta nueva hipótesis equivale a reconocer cierta independencia al Trías citrabético, pero sin llegar a darle categoría de un manto independiente.

Para nosotros, el Trías de la región no tiene un significado único, sino que una parte pertenece a un ámbito en donde no hubo sedimentación jurásica, depositándose el Cretáceo directamente sobre el Trías, y otra parte, alóctona, tiene su origen en una zona probablemente situada bastante más al sur, en donde el Jurásico se depositó íntegramente sobre el Trías.

Al primer Trías que nos hemos referido, sobre el que se sedimentó directamente el Cretáceo, lo llamaremos prebético. Los afloramientos triásicos de la Hoja de Baena pertenecen, en su mayoría, al Trías prebético.

Fundamentalmente en la Sierra de Cabra, como base de los mantos deslizados, encontramos al Trías alóctono, que denominaremos subbético.

La serie superior del Trías subbético, junto con gran parte del Jurásico sobre él sedimentado, se deslizó formando grandes mantos de corrimiento, de modo que en nuestra zona yacen estas formaciones subbéticas tectónicamente sobre el Trías prebético y su sedimentación suprayacente.

El Trías subbético está constituido aquí principalmente por el Keuper y Suprakeuper, y el prebético por el Buntsandstein y Muschelkalk. Dado que ambos poseen facies semejantes, en el estudio estratigráfico que exponemos a continuación no hacemos distinción entre Trías prebético y subbético.

Buntsandstein.

Los antiguos geólogos distinguían en el Trías de esta región dos tramos únicamente: calizas y dolomías del Muschelkalk y margas y arcillas abigarradas con potentes masas de yesos, que atribuían al Keuper.

En el año 1931 publica Fallot un trabajo en el que analiza los terrenos triásicos de las Cordilleras Béticas y Subbéticas. En esta obra, y basándose en los estudios de M. Martin Schmidt, Fallot llama la atención sobre el hecho de que no todas las margas y arcillas con yesos son del Keuper, sino que gran parte de ellas pertenecen al Werfeniense (Fallot y otros autores distinguen al Trías germano-andaluz con la nomenclatura del Trías alpino, utilizando únicamente la denominación de Keuper para los niveles superiores de la serie triásica) y es necesario distinguirlas de las que aparecen junto a las carniolas, que son del Keuper.

De este modo queda explicado el hecho frecuente en Andalucía, y que por otra parte asombraba a los antiguos investigadores, de encontrar las calizas del Muschelkalk sobre margas y arcillas con yesos, pues al pertenecer estas últimas al Buntsandstein se trata de una serie en posición normal, y no invertida, como la veían anteriormente los geólogos, al atribuir las margas y arcillas con yesos siempre al Keuper.

Es imposible en esta región estudiar detalladamente la serie triásica completa, pues en ningún caso hemos visto la base de la formación, y además la violenta disposición tectónica no permite observar la sucesión completa, impidiendo así el poder dar un corte claro de la serie.

El Buntsandstein está formado por un conjunto de areniscas ocráceas rojizas y amarillentas, con frecuencia ferruginosas y en ocasiones micáceas, y arcillas y margas de varios colores, azules, grises, amarillentas, verdes, ocre y principalmente rojizas. Existen también yesos y sales.

Estos yesos y sales pueden alcanzar considerable potencia; en un sondeo que realizamos al norte de la Sierra de Cabra (ver capítulo de hidrología subterránea) atravesamos más de 100 metros de sales y yesos que atribuimos al Bunt.

Los tramos arenosos pertenecen a la parte baja de la serie, y las arcillas y margas forman el tramo superior, siendo éste bastante más potente que el de las areniscas.

Son muy frecuentes en esta región las explotaciones de yesos, tanto del Buntsandstein como del Keuper; a veces se presentan cristales magníficamente desarrollados.

Muschelkalk.

Forman este piso unas calizas dolomíticas y las clásicas calizas bien estratificadas de tonos gris oscuro y a veces grisamarillento. Las calizas son fétidas y están cruzadas por numerosas vetas blancas de calcita. Estas calizas cristalinas duras se emplean en la región como grava y balasto cuando no existen en las inmediaciones afloramientos de rocas más indicadas a tales fines, como son, por ejemplo, las ofitas.

Como veremos en el capítulo de Tectónica, la región que estudiamos ha sufrido varios e importantes movimientos tectónicos, por lo que los horizontes sedimentarios están fuertemente trastornados; esta es la causa por la que muy frecuentemente las calizas del Muschelkalk se presentan en afloramientos desordenados y casi siempre embebidos en el conjunto plástico del resto del Triásico que se presenta como mucho más competente. En esta región las calizas aparecen por lo tanto formando crestones aislados, pero que muestran siempre su estratificación característica.

Las calizas del Muschelkalk constituyen un buen nivel para la circulación de aguas subterráneas; a pesar de la poca extensión que alcanzan sus afloramientos suelen dar origen a manantiales. Esta particularidad no se debe a la porosidad de la roca, sino a la permeabilidad que poseen por su alto grado de fracturación.

No hemos encontrado restos orgánicos en las calizas del Muschelkalk, a veces bastante fosilíferas en otras regiones, pero Mallada, ya en el año 1881, en su descripción geológica de la provincia de Córdoba, cita Chondrites y Myophorias en los afloramientos del río Azur. A pesar de la escasez de fósiles las calizas no ofrecen dificultad para la cartografía geológica, pues presentan características litológicas suficientes para clasificarlas correctamente en la mayoría de los casos.

Localmente se explotan canteras de estas calizas para producir cal en pequeños hornos rudimentarios situados al pie de las mismas canteras.

Los criaderos de hierro de esta zona se encuentran en las calizas del Muschelkalk o en contacto con ellas. El mineral, hematites y oligisto, es de excelente calidad, pero en general los yacimientos son de poca extensión, por lo que casi todas las explotaciones se encuentran abandonadas.

La potencia del Muschelkalk es variable en esta zona, pero no sobrepasa los 70 metros.

Keuper.

Es muy difícil distinguir este piso del Buntsandstein, pues la facies de arcillas y margas con bancos de yesos son prácticamente idénticas en ambos casos. Unicamente cuando encontramos las areniscas, niveles triásicos exclusivos del Bunt, podemos datar con seguridad la formación, o también en el caso de presentarse dichos niveles de arcillas y margas con yesos subordinados a afloramientos de carniolas que nos muestran a aquellas formaciones como pertenecientes al Keuper. Las calizas del Muschelkalk no suelen dar ninguna información, pues la posición normal o invertida de las mismas es siempre muy dudosa.

El Keuper está formado, como el Bunt, por arcillas y margas abigarradas, presentándose también potentes intercalaciones yesíferas y saliníferas. Aparecen también cristales bipiramidales de cuarzo, los típicos jacintos de compostela.

La facies arcillosa, yesífera y salinífera, tanto del Bunt como del Keuper, goza de una movilidad y plasticidad extraordinaria que han dado lugar a estructuras caóticas y frecuentes fenómenos de diapirismo. Esta particularidad de los niveles triásicos ha jugado, a nuestro juicio, un papel fundamental en los fenómenos tectónicos de la región, permitiendo el despegue de series sedimentarias de su infrayacente y sirviendo como lubricante en el desplazamiento por gravedad de los mantos de corrimiento así formados.

Aún en la actualidad está latente dicha movilidad, que da lugar a numerosos corrimientos de tierras en esta región.

Los abundantes afloramientos de Triás originan manantiales de agua salada, que en ocasiones se explotan para la obtención de sal común. Estas aguas contaminan los barrancos a que vierten, dando lugar a arroyos salobres que no pueden aprovecharse para abastecimientos.

La existencia de sales en estos terrenos triásicos representa un grave inconveniente para el cultivo.

JURASICO

Las principales elevaciones de la Hoja se encuentran en su parte sur, la Sierra de Cabra, y están constituidas por las calizas jurásicas alóctonas que por su mayor resistencia a la deformación permiten estudiar con más detalle los fenómenos sedimentarios y principalmente los tectónicos. En el resto de la Hoja no ha existido sedimentación jurásica, yaciendo el Cretáceo directamente sobre el Triás.

Por Sierra de Cabra designamos al macizo montañoso que desde Cabra se dirige hacia el este y llega hasta la Sierra Alcaide; meridionalmente la podemos considerar limitada, en líneas generales, por la carretera de Cabra a Priego hasta el Km. 31 desde Cabra, y de aquí hacia saliente el límite quedaría definido por el arroyo del Palancar, que más tarde recibe el nombre de río Zagrilla (hoja de Lucena). Septentrionalmente la sierra llega hasta las inmediaciones de Doña Mencía, Luque y Zuheros (Hoja de Baena).

Por consiguiente vemos que esta sierra está situada en dos hojas, la de Baena, objeto del presente estudio, y la de Lucena, situada inmediatamente al sur. Por ello, en lo que sigue, nos veremos obligados a hacer referencia a zonas situadas geográficamente fuera de nuestra Hoja.

La Sierra de Cabra se compone tectónicamente, en síntesis, de dos escamas deslizadas con base triásica y constituidas, la superior, por el Lías bajo, y la inferior por todo el Jurásico y serie suprayacente.

Esquemáticamente la serie jurásica de la Sierra de Cabra es, de arriba abajo, como sigue:

Oxfordiense-Titónico: Calizas arriñonadas rojizas.

Bathoniense-Calloviense: Calizas oolíticas.

Charmutiense-Bajociense: Margas y margo-calizas.

Hetangiense-Sinemuriense: Calizas y dolomías.

Suprakeuper (Retiense): Carñiolas.

Suprakeuper (Retiense).

En la Sierra de Cabra el tránsito del Triásico al Liásico se efectúa, al igual que en el Trías germánico, a través de una serie de carñiolas y dolomías que equivalen al Rético-Infralías del Trías alpino.

Denominamos pues Suprakeuper a una serie formada por las clásicas carñiolas, de colores oscuros en superficie y más clara en fractura; sobre ellas yacen unas dolomías grises de corte también gris algo oscuro y muy duras, que a medida que se asciende en la serie estratigráfica van adquiriendo un tono más claro. Es imposible separar nítidamente este tramo del verdadero Lías, pues no existen argumentos paleontológicos que permitan tal delimitación.

Las carñiolas presentan infinidad de oquedades y abundan en ellas la calcita, ofreciendo un aspecto litológico verdaderamente inconfundible.

Tanto las carñiolas como las dolomías del Suprakeuper constituyen, por su elevada permeabilidad y porosidad, un nivel extraordinario para la circu-

lación de aguas subterráneas. Numerosos manantiales de esta región están situados en dichas carñiolas y dolomías, proporcionando caudales importantes.

Las dolomías se explotan en canteras para la obtención de piedra para el firme de carreteras.

Hetangiense-Sinemuriense.

Sobre las carñiolas y dolomías del Suprakeuper, y en aparente concordancia, yace una serie calizo-dolomítica de color gris más bien oscuro, y a medida que se asciende en la serie adquieren tonalidades cada vez más claras y se hacen menos dolomíticas. A veces se presentan variaciones algo rosadas y con frecuencia gran cantidad de inclusiones o fracturas rellenas de calcita.

Como decimos, la dolomitización es tanto más acusada cuanto más bajo nos encontramos en la serie, formando en ocasiones estas dolomías la base del manto de deslizamiento, pues la parte basal de la serie ha sido laminada por el corrimiento, y las carñiolas faltan con frecuencia.

Las calizas son duras y suelen estar muy fracturadas por el propio deslizamiento, encontrándose con frecuencia grandes zonas brechificadas.

Como ejemplo merecen citarse, en el manto superior de la Sierra de Cabra, las enormes brechas que aparecen en toda la vertiente oriental de la Loma de Abuchite, y en la franja que desde la parte norte de Lobatejos se dirige al vértice Abuchite; ambos son testimonios muy elocuentes de la fricción producida por el deslizamiento.

En la mayor parte de estos macizos calcáreos se han producido, y se producen en la actualidad, frecuentes fenómenos de disolución, desarrollándose notablemente las formaciones cársticas; son muy numerosas en la zona las dolinas o "simas" y "hoyones". Estos fenómenos facilitan extraordinariamente la infiltración, circulación y almacenamiento de las aguas meteóricas en la masa caliza, circunstancia que puede apreciarse claramente en las numerosas grutas de la región (Cuevas de los Murciélagos, en Zuheros, etc.). Estas rocas carbonatadas constituyen por tanto un elemento fundamental en el régimen hidráulico subterráneo del país.

Como indicábamos, a medida que ascendemos en la serie, los colores se hacen más blancos o beige, y en estas calizas de tonos claros se presentan en numerosas ocasiones textura oolítica, que suele ser difícil de apreciar a simple vista e incluso con la ayuda de la lupa; hemos observado que cuando las calizas tienen esta característica, humedeciéndolas se consigue resaltar su constitución oolítica. Esta formación no ha de confundirse con las calizas oolíticas del Bathoniense-Calloviense de la Sierra de Cabra, de las que ha-

blaremos más adelante, y en las que la textura oolítica está ampliamente desarrollada, apreciándose fácilmente a simple vista.

La parte baja de la serie no suele mostrar estratificación y se presenta como calizas en masa, pero al ascender en la secuencia sedimentaria se acusa cada vez más aquella característica, apareciendo con frecuencia bancos regulares y perfectamente estratificados.

No tenemos noticias de que en la zona se hayan encontrado microfósiles en estas calizas. Nosotros hemos hallado algunos restos de Ammonites inclasificables y con frecuencia Crinoides, en los que, a pesar de su mala conservación, nuestro laboratorio de Macropaleontología ha conseguido determinar dos especies:

Pentacrinus scalaris, Gold.

Pentacrinus basaltiformis, Miller.

Que en principio fijan como edad de este tramo el Lías inferior y medio. A pesar de no disponer de más juicio paleontológico esta formación puede datarse con relativa exactitud; el límite inferior lo constituye evidentemente el Suprakeuper, y en su parte superior, formando la base de la serie margo-caliza fosilífera suprayacente, aparecen unos finos bancos de calizas cristalinas pardo-amarillentas con Crinoides y Rhynchonellas, estas últimas del Charmutiense.

Por lo expuesto vemos que esta formación comprende el Hetangiense-Sinemuriense, y muy posiblemente el Hetangiense está formado por el tramo inferior de calizas dolomíticas grisáceas, y el Sinemuriense por las calizas claras de la parte superior, pero al faltarnos el criterio paleontológico hemos preferido no separarlas y dar a las calizas como un conjunto Hetangiense-Sinemuriense, si bien hay que admitir la posibilidad de que la parte inferior del Charmutiense podría pertenecer ya a este conjunto.

Se han estudiado varias muestras de estas calizas al microscopio, que se pueden agrupar en dos tramos:

A) Uno inferior de calizas marmóreas gris pardas, gris ocre y ocre rojizas, casi siempre muy rotas, que tienen niveles que parecen los más inferiores, con escasos restos marinos: Ostrácodos, Textuláridos, Valvulínidos y formas que recuerdan a Ammodiscus, Ophthalmídeos y acaso Radiolarios (muy dudosos), todos ellos muy mal conservados.

Otros niveles de las mismas calizas marmóreas, gris-claras y ocre-claras, y aspecto en general microbrechoide, contienen fósiles más abundantes y mejor conservados: *Palaedasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella par-*

vovesiculifera (Rainieri), Textuláridos, Ammodiscidos, trozos de equinodermos, Haurania, Lituólidos, Valvulínidos.

B) Otro superior, litológicamente parecido a los anteriores, pero con muchos nódulos oolíticos pequeños, algunos de ellos con aspecto de oolitos incipientes, otras veces con verdaderos oolitos de pequeño tamaño y raramente con oolitos grandes bien formados.

En todos los casos hay una matriz hialina (cuanto más hialina mejor definidos están los oolitos) y los restos orgánicos son análogos a los del tramo anterior: *Palaedasycladus mediterraneus* (Pia), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Rainieri), pequeños Gasterópodos, Ammodiscidos, Lituosepta, Tetrataxis, Lagénidos (raros), Coskinolinopsis y otros Lituólidos, Ostrácodos y Coprolitos.

Estas microfacies señalan un ambiente marino arrecifal y propiamente no tienen restos que definan su edad sin lugar a dudas, pero la macropaleontología permite datar con relativa exactitud la formación.

Resulta difícil evaluar la potencia del Hetangiense-Sinemuriense; nosotros la estimamos del orden de los 200 metros.

Charmutiense-Bajociense.

Sobre el Hetangiense-Sinemuriense encontramos un estrecho nivel de calizas cristalinas, pardoamarillentas en superficie y grises en fractura, a veces bastas y de aspecto arenoso. Contienen Crinoides y Rhynchonellas. En la vertiente occidental de la Sierra de la Lastra, en la carretera que baja hacia Luque, hemos encontrado:

Rhynchonella tetraedra, Sow.

Rhynchonella fodinalis, Tate.

Rhynchonella northamptonensis, Walker.

Rhynchonella serrata, Sow.

Rhynchonella gumbeli, Opperl.

Todas ellas del Charmutiense.

Sobre las calizas cristalinas se ha depositado una serie margo-caliza grisácea que soporta unas calizas rosadas fosilíferas, muy parecidas a la "falsa brecha" del Titónico, distinguiéndose exclusivamente por su fauna. En la vertiente norte de la Sierra de Cabra se presentan diversos afloramientos de esta serie, y en ellos hemos encontrado una abundante fauna, principalmente en los niveles rosados de la parte superior:

Stephanoceras humphriensianus, Sow. Bajociense.
Stephanoceras cf. *bigoti*, Mun-Chalm. Bajociense.
Oppelis subradiata, Sow. Bajociense.
Ludwigia murchisonae, Sow. Aaleniese.
Catulloceras dumortieri, Thiol. Aaleniese inf.
Hammatoceras subinsigne, Opper. Lías sup.-Bajociense.
Belemmites rhenanus, Opper. Lías sup.
Harpoceras sp. Toarciense-Aaleniese.
Phylloceras pompeckji, Hug. Toarciense-Aaleniese.
Poliplectus discoides, Ziet. Toarciense-Aaleniese.
Hildoceras bifrons, Brug. Toarciense.
Harpoceras huthensis, Reym. Toarciense.
Dumortieria radians, Reym. Toarciense.
Phylloceras heterophyllum, Sow. Toarciense.
Hildoceras sublevisoni, Fuc. var. *raricostata*, Mitzop. Toarciense-Bajociense.
Aristides reynesianum, Fuce. Domeriense.
Phylloceras capitanci, Cat. Lías medio.
Calliphylloceras emery, Bottoni. Charmutiense-Toarciense.
Harpoceras nitescens, Young y Bird. Charmutiense.

En este caso, como en la "facies titónica", los fósiles aparecen mezclados y no es posible separar los diferentes pisos; el más fosilífero de la serie es, con gran diferencia, el nivel de calizas rosadas.

Este paquete —calizas cristalinas, margo-calizas grises y calizas rosadas— por su contenido fosilífero pertenece al Charmutiense-Bajociense, y su potencia no debe sobrepasar los 50 metros.

Bathoniense-Calloviense.

Sobre el Charmutiense-Bajociense encontramos en la Sierra de Cabra unas calizas blancas con textura oolítica francamente desarrollada y en general dispuestas en bancos gruesos. Este carácter oolítico se aprecia fácilmente a simple vista y a veces, cuando la roca está meteorizada, es posible hacer saltar a los propios oolitos. Recordaremos que no conviene confundir estas rocas con las calizas del Hetangiense-Sinemuriense, que también presentan una textura oolítica, pero mucho más difusa, y en la que los oolitos se presentan con frecuencia en estado incipiente, y de tamaño mucho menor que en el caso del Bathoniense-Calloviense que ahora tratamos.

Hasta el momento no se ha citado en estas calizas macrofauna, y los

geólogos que han visitado la zona las han atribuido al Malm por encontrarlas bajo la falsa brecha roja, que se creía de edad exclusivamente titónica (Fallot ya indica que además del Titónico abarca el Kimmeridgiense).

Nosotros hemos localizado algunos lechos con Crinoides, y en la vertiente norte del vértice Abuchite hemos encontrado:

Balanocrinus subteres, Munst. Calloviense-Sequanense sup.
Pentacrinus sp.

Al microscopio estas calizas se presentan como compuestas por una matriz caliza hialina, llena de oolitos grandes y pequeños y de nódulos oolíticos; todos ellos están formados por capas a la vez concéntricas y fibroso-radialadas, y su núcleo puede ser un grano de cuarzo, un fragmento calizo o un resto orgánico:

Algas (Solenoporáceas y Lithoporella).
 Pequeños Gasterópodos.
 Placas y radiolas de Equinodermos.
 Briozoos.
 Trochelina.
 Nautiloculina.
 Ammodiscus.
 Ophthalmídeos.
 Lagénidos (Lenticulina, Marginulina, Nodosaria).
 Valvulínidos.
 Lituólidos.
 Esquirlas de moluscos.

Se trata de una microfacies poco determinativa y dada la escasez de macroelementos hay que fijar la edad de estas calizas oolíticas principalmente por su relación con el infra y suprayacente. Deben comenzar evidentemente en el Bathoniense, pues se apoyan directamente sobre la serie Charmutiense-Bajociense, y entre ambas no hay signos de transgresión, y su límite superior, como veremos a continuación, parece ser el Oxfordiense, por lo que suponemos a estas calizas oolíticas de edad Bathoniense-Calloviense.

La potencia de estas calizas, aunque de una manera aproximada, la estimamos entre 100 y 150 metros.

Oxfordiense-Titónico.

En la Sierra de Cabra, sobre las calizas oolíticas del Bathoniense-Calloviense, descansan la facies roja y "falsa brecha" intercalándose entre éstas y aquéllas unas calizas algo ocráceas de muy pocos metros de espesor, y que contienen Crinoides, Rhynchonellas y Terebrátulas. Este tramo de facies roja y "falsa brecha" está constituido por las clásicas calizas rojizas nodulosas y arriñonadas y bien estratificadas; para el geólogo resulta un tramo muy agradecido, pues proporciona siempre gran cantidad de fósiles. Esta caliza se emplea mucho para bordillos de carretera, piedra de sillería e incluso, serradas en tablas y pulimentadas, para decoración de interiores.

En el año 1891, Kilian realizó por primera vez el estudio detallado de la serie titónica de Cabra ("El yacimiento titónico de la Fuente de los Frailes, Cabra"); clasificó una gran variedad de especies cuya relación aparece en la obra citada. Esta magnífica descripción, sí como la extraordinaria abundancia de fósiles que existe en la Fuente de los Frailes, hicieron muy famoso a este Titónico y ha sido frecuentemente visitado por geólogos y estudiantes. Todos los fósiles encontrados fueron clasificados por Kilian como pertenecientes al Titónico, aunque hace la distinción de dos grupos: uno para la parte superior y otro para la inferior de este piso. Al final de la obra hay un pequeño párrafo, en el que se dice que cerca de Cabra han encontrado fósiles (ahora en la Escuela de Minas de París) que parecen indicar horizontes del Jurásico superior inferiores al Titónico.

Se citan los siguientes:

Peltoceras bimamatum, Qu, sp.
Simoceras cf. agrigentium, Gemm.
Oppelia holbein, Opp. sp.

Vemos que estos tres fósiles, que según se describe son rojos y su ganga se parece a la de los del Titónico, demuestran ya una edad del Lusitaniense superior.

Fallot, en su estudio del Jurásico superior andaluz, distingue en la lista de fósiles clasificados por Kilian una serie de Ammonites que revelan una edad anormalmente vieja para el Titónico, y cita varias especies recogidas por él mismo en el Cortijo de los Frailes (al norte del Km. 18 de la carretera de Cabra a Priego), en las que ciertas formas deben pertenecer ya al Kimmeridgiense. En el afloramiento titónico del kilómetro 19,5 de la carretera de Cabra a Priego encontró una serie de Crinoides de determinación imprecisa, pero que parecen del Lusitaniense.

Nos hemos extendido a propósito en estos trabajos sobre el Titónico para recalcar el hecho de que ya se han reconocido algunos fósiles de edad más antigua. Por nuestra parte hemos llegado a la conclusión de que las calizas que hasta el momento se atribuían exclusivamente al Titónico, constituyen una facies que por lo menos abarca desde el Oxfordiense hasta el Titónico, y que en este caso podríamos llamar "facies titónica de Cabra".

Hemos efectuado un estudio detallado de esta facies en el afloramiento que hay hacia el kilómetro 20 de la carretera de Cabra a Priego (hoja de Lucena). Allí la serie se presenta (ver fig., hoja de Lucena); los estratos se presentan bastante tranquilos en esta ocasión y buzan unos 20° al sur; las características litológicas y paleontológicas son las siguientes:

A) Calizas oolíticas blancas estratificadas en bancos. Al microscopio aparecen compuestas de una matriz cristalina llena de oolitos concrecionados grandes (de un mm.) y pequeños. Contiene trozos de Equinodermos, de Moluscos y de Braquiópodos. Involutina?, Ostrácodos, Algas (entre ellas, Polygonella), Lenticulina, Trocholina, Gasterópodos y Valvulínidos.

En su parte alta, ya en contacto con la facies titónica, presenta un banco de calizas de color beige, recristalizadas y aun con oolitos con microfauna análoga.

El conjunto pertenece al Bathoniense-Calloviense anteriormente descrito.

B) A continuación se han depositado unos 5 ó 6 metros de calizas, en general pardo-amarillentas, a veces algo bastas y arenosas, en las que abundan Crinoides y Rhynchonellas, que desgraciadamente en este punto no han podido ser clasificadas; sin embargo, en la cima de la Sierra de Cabra, en la zona de La Nava, inmediatamente al sur del río Bailón, hemos encontrado en el nivel equivalente:

Bolanocrinus subternes, Munst. Bathoniense-Sequanense sup.
Hibolites hastatus, Blain. Bathoniense-Oxfordiense.

En estas calizas amarillentas de la base de la serie hemos tomado dos muestras seriadas para su estudio micropaleontológico y que de abajo arriba es como sigue:

B₁) Contiene Valvulínidos, esquiras largas finas, Ophtalmídidos, Lagénidos, Involutina? y algo que parece Globochaete, alga que aparece ya en el Dogger o Malm.

B₂) Matriz caliza muy fina, llena de trozos de Crinoides, "protoconchas", Radiolarios, Protoglobigerina, Ophtalmídidos, esporas de Globochaete, No-

dosaría con costillas, Robulus y otros Lagénidos semejantes, pequeños Gasterópodos, Valvulinidos y Ammonites. La microfacies es titónica, pero los restos, especialmente las Protoglobigerinas, parecen corresponder a una edad más antigua, quizá Bathoniense-Oxfordiense.

Sobre las calizas amarillentas yacen ahora unos 30 metros de otras calizas, que son ya las clásicas arriñonadas y rojizas, con alguna intercalación amarillenta y con una abundante fauna del Titónico, que para no repetir no describiremos, pero que además contienen en este afloramiento de la carretera de Cabra a Priego especies más antiguas:

Balanocrinus stockhormensis, Loriol. Oxfordiense.

Arisphinctes plicatillis, Sow. Oxfordiense.

Peltoceras toucasi, d'Orb. Oxfordiense sup.

Virgatosphinctes eudichotomus, Zitt. Oxfordiense-Titónico.

Salfeldiella calypso, d'Orb. Kimmeridgiense-Valanginiense.

La parte superior de la serie es litológicamente igual a la inferior, pero micropaleontológicamente se diferencian principalmente por el hecho de que la inferior contiene protoglobigerinas, y faltan en cambio en la superior, en donde en cierto momento aparecen niveles llenos de Sacocoma, junto con talos y zoosporas de *Globochaete alpina* y *Eothrix alpina*, que deben pertenecer al Kimmeridgiense, y más tarde junto con los mismos restos empiezan a verse las primeras Calpionellas que caracterizan al Titónico.

Sobre las calizas titónicas yacen claramente concordantes las margo-calizas y calizas margas grises del Cretáceo inferior, y que macro y micropaleontológicamente comienzan por un Berriasiense.

Por tanto, la "facies titónica de Cabra" tiene como límite superior el Berriasiense, claramente definido por su litología y perfectamente clasificado por su fauna. Por su parte inferior, en las calizas amarillentas con crinoides que consideramos como base de la "facies titónica de Cabra", aparecen, como hemos visto, el *Balanocrinus subteres* Munst, del Calloviense-Sequanense superior y el *Hibolites hastatus*, Blain, del Bathoniense-Oxfordiense, que en conjunto definen una edad Calloviense-Oxfordiense; hemos de recordar que también en las calizas oolíticas aparece el *Balanocrinus subteres*, Munst, lo que nos demuestra que dichas calizas llegan por lo menos hasta el Calloviense. Por todo lo expuesto nos parece lo más lógico suponer que las calizas oolíticas abarcan, además del Bathoniense, el Calloviense, y que la facies "titónica de Cabra" comienza en el Oxfordiense, aunque podría ocurrir que dicha facies comenzara ya en el Calloviense superior.

Hemos repetido el estudio detallado del Km. 20 de la carretera de

Cabra a Priego en otros afloramientos de la sierra, llegando a los mismos resultados.

R. Busnardo ha estudiado el yacimiento titónico de facies andaluza en la Fuente de los Frailes, deduciendo que la transgresión del Dogger existe igualmente en esta zona; dicho autor manifiesta que, en este punto de la hoja de Lucena, sobre las calizas con Crinoides, probablemente liásicas, hay algunos Ammonites del Bathoniense superior (*Oxycerites aspidoceras*, Opp.) y del Calloviense (*Reinechia gr. anceps*, Rein).

Si los fósiles a que se refiere R. Busnardo han sido encontrados aún dentro del paquete de calizas oolíticas, nuestras observaciones coincidirían con las de dicho geólogo, pues hemos datado el tramo oolítico como Bathoniense-Calloviense, pero si los fósiles pertenecen al tramo de las calizas basales de la facies nodulosa roja sería necesario envejecer en este punto al tramo oolítico, muy difícil a nuestro juicio, pues como hemos visto dicho paquete debe llegar hasta el Calloviense.

A nuestro juicio la suposición de R. Busnardo de "calizas con Crinoides, probablemente liásicas" no es correcta y por ello llega a la conclusión de un Dogger transgresivo en esta zona, hipótesis en la que nosotros no participamos, pues como hemos expuesto en las páginas anteriores, la serie estratigráfica es, en líneas generales, continua.

* * *

Queremos hacer mención aquí, aunque desde el punto de vista geográfico no atañe directamente a la Hoja de Baena, que las formaciones jurásicas subbéticas de la región presentan, en líneas generales, identidad de facies en sus distintos tramos, a excepción de la parte norte, precisamente en la Sierra de Cabra, que constituye el borde septentrional del Subbético. En dicha sierra la facies titónica, que en la región situada más al sur abarca hasta el Bathoniense inclusive, se reduce, comprendiendo, como ya hemos visto, solamente al Malm; el Dogger —Bathoniense, Calloviense— cambia de facies, presentando una facies oolítica típica.

Esta desigualdad en la sedimentación, junto con la posición tectónica que ocupan, hace que consideremos en el Subbético de nuestra región la existencia de dos unidades tectónicas: una, la Sierra de Cabra; la otra, el resto de las formaciones subbéticas situadas más al sur. Con esto no excluimos la posibilidad de que, en el lugar originario de deposición, ambas unidades se hubieran sedimentado muy cerca la una de la otra, indicando solamente la facies oolítica la mayor proximidad al borde subbético. Esta cuestión la tratamos más ampliamente en el estudio sobre la hoja de Lucena.

* * *

Del estudio estratigráfico del Jurásico se deducen una serie de conclusiones fundamentales que hasta el momento no habían sido advertidas en esta región, y que conviene destacar:

1.^a En el Jurásico de la región existen, evidentemente, dos facies distintas. Según Ives Peyre ("El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas". Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, número 67, año 1962), este hecho ocurre también más al sur, en la zona de Antequera, Archidona, Estepa, etc.

2.^a La facies jurásica de la Sierra de Cabra indica que a partir del Bathoniense existe un ambiente de sedimentación menos profundo, por lo que dicha sierra podría pertenecer al borde septentrional del surco subbético durante el Jurásico.

3.^a En la Sierra de Cabra la sedimentación jurásica es continua y completa.

4.^a La facies roja y "falsa brecha" no es exclusivamente del Titónico, sino que en la Sierra de Cabra abarca por lo menos desde el Oxfordiense hasta el Titónico.

Finalmente, como expondremos en el capítulo de Tectónica, todos los afloramientos jurásicos de la Hoja pertenecen aquí al Subbético y son alóctonos.

CRETACEO

Cabe distinguir en nuestra Hoja dos tipos de Cretáceo: el Prebético y el Subbético.

Denominamos Cretáceo prebético al que se ha sedimentado transgresivamente sobre el Trías, y subbético al que lo hizo en concordancia sobre el Jurásico superior. El Cretáceo subbético, al estar deslizado su infrayacente jurásico, es evidentemente alóctono en nuestra zona, mientras que el Prebético es en general autóctono, pero puede ser en ocasiones paraautóctono.

Aunque la inmensa mayoría de las formaciones cretáceas de la Hoja de Baena pertenecen al Prebético —solamente el Cretáceo inferior, que aparece sobre las calizas jurásicas de la Sierra de Cabra, es Subbético— creemos interesante referirnos aquí a los problemas que plantea el Cretáceo en su conjunto regional. Para ello tendremos que repetir lo que ya hemos ex-

puesto en anteriores trabajos, sobre zonas más amplias que la Hoja de Baena. En muchas ocasiones encontramos en la región que hemos recorrido —hojas de Baena, Lucena, Puente Genil y Montilla— al Cretáceo en contacto con el Triásico, y en otras sobre el Jurásico. Varios investigadores (Brikmann, Gallwitz, Douvillé, etc.) han supuesto que este fenómeno se debe a una o sucesivas transgresiones. Se trataba así de explicar el hecho, en principio contradictorio, de que en zonas muy próximas aparecía el Cretáceo unas veces sobre el Trías y otras sobre el Jurásico. Brikmann y Gallwitz atribuyen esta circunstancia a movimientos kiméricos. Según R. Douvillé, se puede admitir que hubo en las afueras del borde de la meseta una sucesión de movimientos positivos y negativos que produjo una serie de emersiones e inmersiones. Los sedimentos jurásicos se habrían depositado, pero por emersión antecretácea fueron destruidos por la erosión. Ahora bien, estos movimientos, que pudieran haber impedido la sedimentación o haber producido la erosión de parte del Jurásico, deberían haber dejado alguna huella transgresiva en la sedimentación jurásica, y, como hemos visto, ésta es continua y completa; tampoco puede tratarse de movimientos post-jurásicos ante-cretáceos, pues ambas series yacen en perfecta concordancia.

Otros geólogos, basados en los deslizamientos de las series subbéticas, explican la yuxtaposición del Triásico y Cretáceo de nuestra zona, suponiendo siempre alóctono a este último.

Falot opina, y esto ya lo expusimos al tratar del Triásico, que este último forma parte integrante del Subbético, con la particularidad de que a veces se producen despegues de la serie post-triásica con relación a las margas abigarradas, plegándose aquélla con relativa independencia y originándose de este modo una serie de desplazamientos diferenciales a lo largo de la línea de fractura. Este despegue puede producirse en cualquiera de los términos de la serie, y de este modo, bien el Jurásico, bien el Cretáceo o incluso el Nummulítico, reposan sobre el Trías; es, pues, de este modo cómo explica el ilustre geólogo el contacto Cretáceo-Triásico.

Otro grupo de geólogos son partidarios de que el contacto Cretáceo-Triásico es debido a fenómenos de diapirismo.

Finalmente, Blumenthal explica el contacto Triásico-Cretáceo de una manera verdaderamente ingeniosa, suponiendo al final del Cretáceo unos movimientos sin emersiones que produjeron una serie de fracturas en los sedimentos jurásicos por los que se extravasó diapíricamente el Trías, al mismo tiempo que se continuaba la sedimentación, siendo ésta la causa de que el Cretáceo yace a veces concordante sobre el Jurásico y en ocasiones discordante sobre el Trías. Observando la continuidad estratigráfica de la

serie Jurásico-Cretáceo, es difícil imaginar los movimientos que, según Blumenthal, produjeron las mecionadas fracturas.

Aunque tectónicamente coincidimos mucho con las ideas de Fallot, este autor imagina que el contacto Cretáceo-Triásico se debe siempre a un fenómeno mecánico de deslizamiento; es cierto que en muchas ocasiones dicho contacto tiene en la actualidad un carácter mecánico, pero a nuestro juicio distinto del que atribuye Fallot: en principio se trataba de un contacto transgresivo que, posteriormente, por la plasticidad del Trías y fenómenos diapíricos, ha quedado enmascarado y aparece hoy como yuxtaposición mecánica. En otros casos es válida la interpretación, pues, efectivamente, en numerosas ocasiones el Cretáceo subbético, por la mecánica explicada por el profesor Fallot, llega a ponerse en contacto con el Trías.

Para explicar los fenómenos que encontramos en nuestra región es necesario, evidentemente, acudir a los deslizamientos, pero admitiendo que parte de los afloramientos cretáceos y triásicos son prebéticos. Es fácil imaginar una sedimentación jurásica completa que se depositara bastante más al sur, sin que dicho mar jurásico llegara a nuestra zona; un hundimiento progresivo produciría la sedimentación a la vez concordante sobre el Jurásico en su origen, y transgresiva sobre el Trías de nuestra región. Posteriormente, por elevación de las zonas meridionales, parte del Jurásico se deslizó por la gravedad hacia el norte, llegando hasta la zona que estudiamos.

Vemos, por lo tanto, que nuestro concepto sobre la disposición tectónica de la región no difiere en esencia de las ideas clásicas de deslizamiento, y particularmente creemos que la hipótesis de Fallot se ajusta bastante en nuestro caso, pero con ciertas particularidades:

a) No se pueden suponer a todos los afloramientos cretácicos y triásicos como del Subbético, y por lo tanto autóctonos, pues de hecho los hay que pertenecen al Prebético.

b) La sedimentación jurásica es completa y todos sus afloramientos, en la región investigada, pertenecen al Subbético y, por lo tanto, son autóctonos.

Como ya hemos indicado, las variaciones litológicas durante el Cretáceo son poco apreciables, siendo muy difícil por esta causa la identificación de los diferentes términos de la serie, y no sólo por este concepto, sino que además los microfósiles son bastante escasos a lo largo del Cretáceo, a excepción del Neocomiense. Esta es la razón por la que resulta difícil una subdivisión cartográfica en pisos, tanto del Cretáceo inferior como del su-

perior. Por el contrario, la microfauna es relativamente abundante, permitiendo esta circunstancia la identificación de los afloramientos cretáceos, que en muchas ocasiones se confunden en el campo con los de los tramos calizo-margosos del Jurásico o Terciario. Por esta causa, para hacer la cartografía de nuestro mapa nos hemos visto obligados a efectuar en el campo una minuciosa recogida de muestras para su posterior datación micropaleontológica.

Dado que los pisos Aptense y Albense están muy mal caracterizados, no es conveniente estudiar el Cretáceo medio en capítulo separado, por lo que en la parte descriptiva, y también en el mapa geológico que adjuntamos, agruparemos al Cretáceo en dos divisiones: inferior, en la que incluimos el Neocomiense, Aptense y Albense, y superior, que comprende el resto de los pisos cretácicos, además del Paleoceno.

El Cretáceo inferior prebético, al que pertenecen la inmensa mayoría de los afloramientos de Baena, es muy parecido al subbético, y por ello efectuaremos su estudio conjuntamente; sin embargo, ya veremos que en el Aptense-Albense prebético aparece una facies que no encontramos en el subbético.

Cretáceo inferior.

Está constituido por una serie margosa y calizo-margosa de tonos en general gris claro, que comprende desde el Neocomiense hasta el Albense, ambos inclusive. Se trata de una alternancia de margas y calizas margosas, más consistentes, que se presentan en bancos de hasta 50 centímetros de potencia; esta disposición alternante se manifiesta muy claramente en las diferentes trincheras realizadas para la construcción de carreteras y ferrocarriles, así como en los tajos excavados por los ríos y arroyos; en estas condiciones, aun sin fósiles, suele ser más fácil reconocer al Cretáceo inferior; pero cuando los afloramientos se encuentran meteorizados, entonces resulta muy difícil distinguir esta serie de la parte margosa del Jurásico y Terciario; entonces es casi imprescindible acudir al estudio micropaleontológico para datar con seguridad la formación.

Las margas y margo-calizas del Cretáceo inferior tienen en general tonos que varían del gris más o menos claro al gris azulado, en fractura, y cuando se meteorizan adquieren, por oxidación de la pirita que contienen, un color amarillento-grisáceo; con frecuencia presentan numerosas concreciones de hierro que adoptan formas variadas. La serie del Cretáceo inferior yace en perfecta concordancia sobre las calizas del Titónico cuando se trata

de afloramientos subbéticos, y en transgresión sobre el Trías en el ámbito prebético.

El Neocomiense es el tramo más fosilífero, abundando en él las formas valanginienses, principalmente Ammonites piritosos, Aptychus y Belemnites. Hemos encontrado numerosísimos yacimientos de fósiles, que por falta de espacio no describiremos aisladamente, y nos limitaremos a ofrecer el conjunto de fauna neocomiense que hemos recogido en la zona estudiada:

Phylloceras serum, Oppel., var. *perlobata*, Sayn.
Phylloceras rouyanus, d'Orb.
Phylloceras infundibulum, d'Orb.
Phylloceras calipso, d'Orb.
Phylloceras semisulcatum, d'Orb.
Phylloceras thetys, d'Orb.
Phylloceras semistriatus, d'Orb.
Phylloceras inornatus, d'Orb.
Lytoceras richei, Sayn.
Lytoceras cf. *juilleti*, d'Orb.
Lytoceras strangulatus, d'Orb.
Lytoceras striatisulcatus, d'Orb.
Lytoceras aff. *densifimbriatum*. Uhlig.
Lytoceras quadrisulcatum, d'Orb.
Aptychus angulicostatus, Pict. Loriol.
Aptychus mortilleti, Pict.-Lor.
Aptychus seranonsis, Coq.
Leopoldia submartini, Mall.
Leopoldia (Hoplitides) depereti, Sayn.
Leopoldia senigmatica, Sayn.
Leopoldia subaenigmatica, Sayn.
Neocomites neocomiensis, d'Orb.
Neocomites teschenensis, Uhlig.
Neocomites beaumugnensis, Sayn.
Crioceras cf. *morloti*, Coster.
Crioceras pulcherrimum, d'Orb.
Crioceras cf. *annulare*, d'Orb.
Desmoceras simplus, d'Orb.
Desmoceras ligatum, d'Orb.
Desmoceras emeric, Rasp.
Holcostephanus astierianus, d'Orb.
Holcostephanus hispanicus, d'Orb.

Holcostephanus sayni, Kil.
Ancyloceras sabaudinus, Pict. Loriol.
Ancyloceras cf. *duvalianus*, d'Orb.
Thurmannia salientins, Sayn.
Thurmannia thurmanni, Pict.
Thurmannia cf. *pertransiens*, Sayn.
Protetragonites quadrisulcatus, d'Orb.
Saynella chypeiformis, d'Orb.
Pygope diphyoides, d'Orb.
Ptychophylloceras senisulcatum, d'Orb.
Neolissoceras grasianus, d'Orb.
Puzosia emeric, Rasp.
Duvalia dilatata, Blainv.
Pseudobelus bipartitus, Blainv.
Terebratula tamarindus, d'Orb.
Haploceras impressus, d'Orb.
Hibolites jaculum, Phill.
Aporrhais cf. *simplex*, Coq.
Subastieris sulcosa, Pawlow-Lamplugh.
Collyrites jaccarsi, Desor.
Waldheimia tamarindus, Sow.
Garnieri heteropleura, Neumayr y Uhlig.
Killianella sp.
Baculites neocomiensis, d'Orb.
Pseudothurmania angulicostata, d'Orb.
Salfaldiella guetardi, Raspail.
Pentecrinus thiesingi, Loriol.
Belemnites inclasificables.
Oppelia nissu, d'Orb.
Mesohibolites minaret, Raspail.
Hamites aff. *royerianus*, d'Orb.
Holcophylloceras semisulcatum, d'Orb.
Oosterella sp.
Lissoceras aff. *gervilianus*, d'Orb.
Hamulina sp.
Ptychoceras emericianus, d'Orb.
Belemnites del tipo *Hibolites*.

La microfauna permite también identificar con facilidad al Neocomiense, pues en las margo-calizas se conservan delicadamente menudos micro-

fósiles: Radiolarios, menudas zoosporas (como las de Globochaete, pero más finas), Ammodiscus, Tintínidos, Nannoconus (presentes casi constantemente, pero sobre todo en la parte superior).

Las asociaciones de Tintínidos permiten separar los diferentes pisos del Neocomiense:

a) Berriasiense, con: *Calpionella alpina* (Lorenz), *C. oblonga* (Cadsch), *Calpionellites darderi* (Colom), *C. neocomiensis* (Colom), *Tintinopsella carpathica* (Murgeann y Filipensen), *T. doliphormis* (Colom), *T. ca-doschiana* (Colom), *Stenosemellopsis hispanica* (Colom).

b) Valanginiense, con: *Calpionellites neocomiensis* (Colom), *C. darderi* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom).

c) Hauteriviense, con: *Tintinopsella longa* (Colom), *T. oblonga* (Cadsch), *T. batalleri* (Colom), *T. carpathica* (Murgeann y Filipensen), *Calpionellites neocomiensis* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *C. thalmanni* (Colom), *Favelloides balearica* (Colom).

Muchas veces faltan los Tintínidos y quedan unas "radiolarites" muy parecidas a las del Malm, pero fáciles de distinguir porque contienen siempre gran cantidad de Nannoconus en su pasta.

Los macrofósiles barremienses son muy poco frecuentes en la zona.

Hemos encontrado el Barremiense en la Hoja de Baena, en la carretera local de la estación de Luque a Albendían, unos 500 metros al norte del punto de cruce con la línea divisoria de los términos municipales de Luque y Baena. Allí hemos recogido:

Orbitolina discoidea, Gras. Barremiense-Cenomanense.

Orbitolina lenticularis, d'Orb. Barremiense.

Lytoceras sp. Cretáceo inferior.

Debido a la continuidad de facies y escasez de macrofósiles, varios geólogos han puesto en duda la presencia del Aptense y Albense en la zona que nos ocupa. Así, por ejemplo, Fallot, en su estudio "El Sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas", hace notar en la región de Cabra (hoja de Lucena) la ausencia de fósiles aptenses y albenses, y se reserva la cuestión de la posible presencia de estos dos pisos, ya que a dicho autor le queda la duda de si los tramos superiores del Cretáceo inferior existen sin fósiles o no se depositaron.

Sin embargo, la continuidad en la sedimentación del Cretáceo subbético que hemos estudiado, y su facies profunda, invitan a rechazar cualquier

hipótesis sobre periodos de emersión en este ámbito, aunque hemos de reconocer que los escasos yacimientos de macrofósiles del Aptense y Albense fueron localizados en la región prebética.

La microfauna de algunas muestras tomadas en el Cretáceo subbético contienen ya Globorotálidos de pequeña talla, lo cual, según el conocimiento actual, ha tenido lugar en el Aptense-Albense.

Por estas razones opinamos que la sedimentación cretácea del Subbético que hemos encontrado en nuestra región es continua, y en ella están representados todos los términos de la serie, si bien es muy posible que algunos pisos tengan muy poca potencia, siendo además pobres en fósiles.

Por el contrario, el Cretáceo prebético es transgresivo, de modo que cualquiera de sus pisos puede yacer directamente sobre el Trías, resultando que en ocasiones no encontramos el Neocomiense, Barremiense, etc.

Los dos únicos yacimientos fosilíferos del Aptense los hemos encontrado en el Cretáceo prebético de la Hoja de Baena.

Uno de ellos está situado en la margen izquierda del arroyo de Santa María y cerca de la casilla del Puntal, y en él hemos encontrado:

Latidorsella latidorsata, d'Orb. Aptense-Albense.

Phylloceras picturatus, d'Orb. Aptense.

El segundo lo hemos encontrado unos mil metros al sur del Km. 64 de la carretera de Córdoba a Jaén; aquí se han clasificado las siguientes especies:

Ancyloceras matheronianum, d'Orb., var. *moreti*?, Roch. Aptense inferior.

Paraturrilites (*Bergericeras*) cf. *bergeri*. Barremiense-Vraconiense.

Pulchellia cf. *mariolae*, Nicklés. Barremiense-Aptense.

Esta fauna se encuentra en unas margo-calizas gris azuladas de fractura concoide que tienen una gran representación en la Hoja de Baena y que no recordamos haber encontrado en el Subbético. Su microfauna se compone de Fissurinas, Rugoglobigerina, Globorotálidos y Radiolarios.

El Barremiense-Aptense presenta la siguiente microfauna:

Nannoconus (abundantísimos), Radiolarios, esquilas finas y cortas de Moluscos?, Nodosaria y otros Lagénidos, Ostrácodos, Zoosporas? como las de Globochaete, pero más pequeñas, Ammodiscus y formas parecidas a *Pithonella*. Estas radiolaritas con Nannoconus parecen estar centradas en el

Barremiense y terrenos contiguos. Si coexisten Tintínidos son neocomienses, y si vemos Globigerinas primitivas, son aptenses.

El Albense prebético parece presentar una facies típica que no se encuentra en el Subbético. Se trata de unas margo-calizas grises oscuras en fractura y más claro en superficie, con algunas tonalidades pardas y ocráceas. Hay alternancias margosas con otras algo arenosas formando una facies en cierto modo "flysch". Al microscopio aparecen compuestas por una matriz detrítica con menudos nódulos margosos, frecuentemente cuarzo en granos finos y muchos restos orgánicos, también de pequeño tamaño: espículas (abundantísimas o frecuentes), Ammodiscus, pequeños Valvulínidos (entre ellos Valvulina), Lagénidos (Robulus, Margulina, etc.), Ophalmídidos, Globigerina (siempre escasa). La microfauna puede ser confundida con el Lías superior con espículas.

En la Hoja de Baena, al norte de Luque y al sur del cerro de Valdejudíos, hemos encontrado, en unas margas muy meteorizadas y derrubias, la siguiente fauna:

Salfadiella guetardi, Raspail. Cretáceo inferior.

Jaubertella latecarinata, Anth. Albense.

Phylloceras cf. *serum*, Opperl. Cretáceo inferior.

Anisoceras sp.

El Trías yace muy cerca, y aunque el contacto entre ambas formaciones es muy difuso, parece que también aquí se encuentra el Albense transgresivo sobre el Triásico.

Podemos resumir el Cretáceo inferior como una serie margo-caliza de facies muy parecidas, tanto en el Prebético como en el Subbético, aunque el Aptense y Albense presentan ciertas características que parecen exclusivas del Prebético.

Cretáceo superior.

Las facies prebética y subbética del Cretáceo superior en la región son, en líneas generales, muy parecidas, aunque la primera presenta, dentro de ella, ciertas diferencias que no encontramos en el Subbético; dado que en la Hoja de Baena el Cretáceo superior subbético no existe, no insistimos sobre esta cuestión, que por otra parte ya hemos tratado en anteriores publicaciones (hoja geológica de Lucena, Boletín número 75, Instituto Geológico y Minero). En el mapa geológico incluimos siempre en el Cretáceo superior al Paleoceno, pues son de idéntica litología y su separación en el

terreno resulta imposible. Ya veremos que a pesar de que el Paleoceno se deposita en un ambiente cuyas características debieron ser prácticamente iguales a las que reinaban durante el Cretáceo superior, su microfauna cambia radicalmente.

Estudiaremos ahora las características del Cretáceo superior autóctono que se ha depositado en el Cretáceo inferior prebético.

Al SE. de Luque y norte de la loma de la Cuerda hemos encontrado, sobre las margas grises y amarillentas del Cretáceo inferior, una alternancia de arenisca caliza y margas grisáceas. Las areniscas se presentan en lajas y a veces son muy compactas; su color es pardo-ocre y suelen contener frecuentes pistas y posibles huellas del tipo "ripplemark", signos evidentes de sedimentación costera. En las margas y en las propias areniscas, que a veces son micáferas, se pueden recoger abundantes Orbitolinas y Aptychus. Nuestro Laboratorio de Paleontología ha clasificado las siguientes especies:

Orbitolina concava, Lam. Cenomanense.

Orbitolina acutum, Fritsch. Cenomanense.

Orbitolina conica, d'Arch. Cenomanense.

Orbitolina trochus, Fritsch. Cenomanense.

Orbitolina conoidea, Gras. Barremiense-Cenomanense.

Briozooario inclasificable.

A pesar de la clasificación realizada por nuestro Laboratorio, nosotros pensamos que esta formación pertenece al Aptense-Albense.

También en la carretera de Luque a Baena, al poco de cruzar el río Marbella, aparece dicha formación con análoga fauna.

En el borde oriental de la hoja de Montilla, en el Cerro del Macho y sus inmediaciones, aparecen unas calizas cretáceas cuya disposición y características quedan bien patentes en unas canteras abiertas cerca del arroyo Benavente. Son calizas de grano fino, color gris muy claro, bien estratificadas en bancos regulares, de fractura concoide y con algunos lechos de sílex oscuro intercalados; al ascender en la serie aparecen con mayor frecuencia lechos margosos pasándose a una alternancia de bancos tabulares calizos y margas. Esta facies caliza penetra un poco en la Hoja de Baena por un borde occidental.

No hemos encontrado macrofauna en este paquete calizo, pero una muestra de esta roca ha revelado al microscopio la siguiente microfauna: abundantes Gümbelinas, *Globigerina cretacea*, *Globotruncana lapparenti*, *Rotalipora apenninica* y *Globotruncana helvetica*. La asociación corresponde, según nuestro laboratorio, al Cretáceo superior, probablemente al Turonense.

En el tramo inmediato superior, en la alternancia de calizas y margas, se ha estudiado también una muestra con la siguiente microfauna: *Globigerina cretacea*, *Rotalipora apenninica*, *Gümbelina* y *Globotruncana lapparenti*, cuya edad es análoga a la anterior.

Estas calizas aparecen exclusivamente en la zona del Cerro del Macho, y constituyen evidentemente un cambio lateral de facies del Cretáceo superior margoso que suele encontrarse en la zona prebética.

El resto del Cretáceo superior prebético que hemos encontrado en la región presenta unas características iguales a las del subbético; son las clásicas margo-calizas blancas y rojizas que ya hemos descrito. Sin embargo hay un hecho que conviene resaltar: en dos ocasiones hemos encontrado en las margo-calizas rojizas grandes Ammonites que por no encontrarse en buenas condiciones no se han podido clasificar. Ambas localidades están en la zona oriental de la Hoja, en el cruce del arroyo Quejigal con la cañada del mismo nombre, unos 10 kilómetros al este de Luque y en el cortijo de Aranguillas Altas, en la hoja de Alcaudete, casi en el límite con la Hoja de Baena, a unos 3 ó 4 kilómetros al NE. de la Laguna del Salobral. El aspecto litológico recuerda mucho al del Titónico, pero no cabe duda en cuanto a su edad, pues al microscopio se ve la siguiente fauna: *Globigerina*, *Gümbelina*, *Globotruncana helvetica* y *Rotalipora apenninica*, asociación característica del Turonense; también se ha encontrado en otra lámina del cortijo de Aranguillas Altas la siguiente asociación: *Fissurinas*, *Globigerina*, *Gümbelina*, *Globotruncana lapparenti* y *Globotruncana coronata*; se trata de un Coniaciense-Santonense. Por el contrario, en las margo-calizas del Cretáceo superior subbético no hemos encontrado nunca Ammonites.

Vemos por tanto que el Cretáceo superior prebético presenta en su parte inferior, especialmente en el Cenomanense y Turonense, una facies costera de areniscas y calizas que no se encuentran en el subbético, pues allí la sedimentación margosa del Cretáceo es uniforme y de ambiente más profundo. Más tarde, hacia el Senonense, el Cretáceo superior prebético ofrece las mismas características que las del subbético, sin que sea posible la diferenciación de uno y otro.

Paleoceno.

Ya hemos advertido que la facies del Paleoceno es en gran parte idéntica a la del Cretáceo superior, tanto en la zona subbética como en la prebética, y por ello nos hemos visto obligados en nuestro mapa geológico a incluir al Paleoceno en este Cretáceo superior.

Son las clásicas margo-calizas blancas y rojizas, cuya fauna cambia ahora

fundamentalmente, apareciendo bruscamente las Truncorotalias. Sin embargo, parece que en el Paleoceno abundan más las tonalidades blancas que en el Cretáceo superior, y en las margas se interstratifican frecuentemente capas finas de sílex gris generalmente oscuro.

Haremos mención aquí que el Paleoceno que aparece en algunos lugares de la hoja de Lucena —ámbito subbético— es de facies mucho más detrítica, lo que nos indica una sedimentación más somera. Vemos pues que la elevación del fondo marino, iniciada en el Cretáceo superior, se continúa durante el Paleoceno y se acentúa en el ámbito subbético.

En nuestra Hoja solamente hallamos, como ya hemos dicho, al Paleoceno en facies margo-caliza, y lo encontramos, en especial, en el paralelo medio de la Hoja: en la vertiente meridional de la sierrecilla que aparece al sur de Nueva Carteya (vértices de Torre del Puerto, Armas y Cumbres) encontramos sobre el Cretáceo superior unos niveles de margo-calizas bastante compactas, casi calizas y de color blanco. Se presentan bien estratificadas en bancos regulares que alternan con intercalaciones de margas blancas, a veces rosas, y lechos de sílex. La microfauna de estas margo-calizas blancas es evidentemente paleocena: *Globigerina venezuelana*, *G. pseudobulloides*, *Globorotalia (Truncorotalia) crassata*, *G. (Truncorotalia) aragonensis*, *Globigerinella*, *Textuláridos* y *Gümbelina*. Sobre esta serie descansan unas margas gris sucio con algunas calizas de aspecto detrítico, que pertenecen ya al Eoceno medio; las margas contienen *Globigerinas* eocenas, *Truncorotalia*, *Cibicidina* y *Hantjenina*, y las calizas *Discocyclina*, *Amphistegina*, *Asterodiscus*, *Lithothamium*, *Rupertia*, fragmentos de *Equinodermos*, *Nummulites aturicos*, *Rotálidos*, *Briozos*, *Gypsínidos*, que son restos típicos del Luteciense.

EOCENO MEDIO Y SUPERIOR

Esta serie es muy difícil de establecer por varias razones: 1.ª) La erosión ha eliminado gran parte de los sedimentos eocenos. 2.ª) Las zonas margosas están muy meteorizadas, siendo muy escasos los afloramientos sanos. 3.ª) Muchas de las calizas detríticas del Oligoceno-Mioceno contienen también fauna eocena resedimentada muy abundante. Esta última circunstancia dificulta extraordinariamente el estudio paleontológico y, además, aun en aquellos casos en que todos los fósiles de un yacimiento determinado hayan sido clasificados como eocenos nos cabe siempre la duda si la formación pudiera ser de edad más moderna, y que con una recogida más minuciosa de fósiles y muestras, efectuada en este yacimiento, apareciera algún resto de edad post-eocena.

La serie se muestra de nuevo con más claridad en la vertiente meridional

de la sierra de Nueva Carteya. Así, por ejemplo, al sur del vértice Cumbres, sobre las margas del Cretáceo superior-Paleoceno, yace otro tramo margoso de tonos en general gris, y a veces blanquecino-amarillentos, que recuerdan al Cretáceo inferior. A medida que se asciende en la serie se intercalan cada vez con mayor frecuencia bancos de calizas detríticas y areniscas que suelen contener abundantes foraminíferos. En este borde meridional de la sierra de Nueva Carteya hemos encontrado los siguientes fósiles eocenos:

Concodypeus cf. *pyreicus*. Cott.
Operculina sp.
Pellatospira sp.
Pygospatarigus ? Cotteau.
 Nummulites.

La serie pasa insensiblemente en esta zona a la alternancia de calizas detríticas y bancos margosos del Oligoceno-Mioceno, cuyo aspecto litológico es idéntico al de las anteriores y que junto con restos más modernos contienen abundantes fósiles eocenos resedimentados.

En las margas grises y amarillentas de la parte baja de la serie que estamos estudiando se ha encontrado la siguiente microfauna: *Globigerina venezuelana* y *Globorotalias* del tipo eoceno. En otras margas, que por su posición deben ser equivalentes a las anteriores y que afloran más al oeste, entre los kilómetros 69 y 70 de la carretera de Montoro a Rute, al sur del vértice Torre del Puerto, se ha encontrado la siguiente microfauna: *Globigerinas* eocenas, *Truncorotalias*, *Cibicides* y *Hantkenina*.

Hemos recogido, también al sur del vértice Cumbres, de la Sierra de Nueva Carteya, una muestra de las calizas detríticas que yacen sobre las margas anteriores, y al microscopio se ve que contienen: *Discocyclina*, *Lithothamium*, *Amphistegina*, *Asterocyclina*, *Briozoos*, *Operculina*, *Nummulites*, *Gypsinidos*, y si estos restos no son rodados las calizas pertenecen al Luteciense.

Los ejemplares expuestos son representantes de otros muchos que hemos encontrado en la zona estudiada, y se deduce de ellos que la facies margosa del Paleoceno prebético continúa durante parte del Eoceno medio, apareciendo ya en el Luteciense una sedimentación detrítica por elevación del fondo del mar. En la zona subbética, como era de esperar, no existe la facies margosa, pues como ya explicamos la elevación del fondo marino subbético iniciada en el Cretáceo superior se acentúa al final del Paleoceno, apareciendo ya formaciones detríticas, y este régimen se continúa durante el

Eoceno sin que puedan sedimentarse tramos margosos de facies más profunda.

Aunque en la actualidad el Eoceno no tiene una gran representación, en su origen la sedimentación debió ser importante, y posteriormente fue eliminada en gran parte por la erosión. La gran difusión de *Nummulites* y *Discocyclinas* eocenas que se encuentran en los sedimentos Oligoceno-Mioceno deben obedecer a esta causa.

En la Hoja de Baena, aparte de los fósiles ya mencionados al hablar del borde meridional de la Sierra de Nueva Carteya, mencionaremos los siguientes:

En la vertiente norte de Torre Morana, entre Baena y Albendín, aparecen tramos margosos con intercalaciones de calizas detríticas y algunas areniscas; aquí hemos encontrado:

Nummulites striatus, Brug. Auversense-Priaboniense.
Discocyclina archiarci, Schlumb. Eoceno.
Discocyclina bartholomei, Schlumb. Eoceno.
Operculina sp. Eoceno.
Pellatospira cf. *douvillei*, Boussac. Eoceno sup.

Al sur del río Víboras, en la falda del Cerro de los Lobos, hemos recogido en diversos puntos:

Nummulites contortus, Desh. Eoceno sup.
Nummulites striatus, Brug. Eoceno sup.
Operculina alpina, Douv. Eoceno medio y sup.
Nummulites distans, Desh. Luteciense-Auversense.
Discocyclina scalaris, Schlumb. Eoceno.
Echinantus cotteani, Hebert. Luteciense.
Helminthoides labyrinthica, Heer. Flysch. Eoceno.

En el mapa geológico hemos representado todas las manchas eocenas que hemos encontrado, y para no alargar el trabajo prescindimos de su descripción, ya que además sus características se ajustan a la de los ejemplos citados.

OLIGOCENO-MIOCENO

El estudio del Oligoceno y Mioceno ofrece serias dificultades, pues además de su semejanza litológica y cambios de facies, es bastante pobre en macrofauna. Por estas circunstancias nos vemos obligados a dividir estas formaciones en los siguientes grupos: Estampiense-Aquitaniense, Aquitaniense-Burdigaliense y, finalmente, el Burdigaliense, puesto que en nuestra Hoja la sedimentación terciaria acaba en este último piso, pero en zonas próximas, hoja de Montilla, continúa durante el Helveciense, Tortoniense y quizá hasta el Mioceno superior.

Es muy posible que al ir progresando en sus conocimientos la micropaleontología sea necesario revisar la edad que hoy asignamos a las formaciones terciarias; esto, como es natural, no ha de alterar los conceptos geológicos generales que hemos deducido en la zona, y en su caso sólo será preciso envejecer o rejuvenecer parte de las formaciones.

A lo largo del Oligoceno-Mioceno se producen en la zona los principales movimientos tectónicos, y su acción se deja sentir en pulsaciones sucesivas y escalonadas, en las que además de los esfuerzos tangenciales jugará un papel importante la acción de la gravedad, ocasionando deslizamientos de gran envergadura. El diastrofismo producido es muy acusado, y las distintas escamas deslizadas se presentan como un mosaico sin relación aparente entre ellas. Un estudio geológico, metódico y profundo, permite aclarar la disposición de estos deslizamientos, abriendo el camino para la interpretación geológica de conjunto.

Estampiense-Aquitaniense.

Indudablemente, entre el Eoceno y Oligoceno medio se produce un movimiento importante en la región, que origina una discordancia del Oligoceno sobre los tramos más antiguos, y además es causa, como veremos a continuación, de la falta del Oligoceno inferior. Esta fase tectónica venía anunciándose ya desde el Cretáceo superior, y la discordancia a que da lugar se manifiesta más claramente en el ámbito subbético que en el prebético, en donde a veces se tiene la sensación de que la serie Eoceno-Oligoceno es continua. Otro indicio claro de este movimiento tectónico es el hecho de que en las rocas del Aquitaniense-Oligoceno se encuentre con mucha frecuencia una abundante fauna eocena resedimentada, que indica un periodo de erosión entre el Eoceno y el Oligoceno medio. Ahora bien, como en esta fauna eo-

cena resedimentada no se ha encontrado nunca restos fósiles del Oligoceno inferior, y dado que en nuestra campaña de campo no hemos localizado ni un solo afloramiento de este tramo, parecería lógico admitir que la falta del Sannoisiense es primaria, es decir, de deposición.

Para mayor claridad expositiva vamos a estudiar separadamente el Estampiense-Aquitaniense en los dos ámbitos en que se presenta: Prebético y Subbético.

Estampiense-Aquitaniense prebético.

La serie tiene aquí una gran representación, cubriendo sus sedimentos considerables extensiones y, aunque en ocasiones resulta difícil apreciarlo, yace en discordancia sobre el Eoceno o tramos más antiguos.

Volviendo a la Sierra de Nueva Carteya, el Estampiense yace en aparente concordancia sobre el Eoceno. La zona basal de la serie es de ámbito poco profundo —calizas brechoides, alternando con intercalaciones arenosas y margosas— y al ascender estratigráficamente se pasa a una facies francamente margosa. En la zona del vértice Cumbres aparecen sobre el Eoceno unas calizas blancoamarillentas brechoides que alternan con lechos margosos blanquecinos o interstratificaciones arenosas. El conjunto basal tiene aquí un espesor del orden de los 100 metros, y en él hemos encontrado:

Nummulites boucheri, de la Harpe.

Eulepidina raulini, Lem. y Douv.

Eulepidina formosoides, Douv.

Nephrolepidina praemarginata, Douv.

Nephrolepidina simplex, Douv.

Conoclypeus cf. *pirenaicus*, Cott.

Excepto el *Conoclypeus*, cuya edad puede ser Eoceno-Oligoceno, el resto de los fósiles pertenecen al Oligoceno. En esta zona hemos tomado también una muestra de las calizas brechoides, que presenta la siguiente microfauna: *Amphistegina*, *Miogypsina*, *Lepidocyclina*, *Marginulina* y *Globigerinas*. Esta asociación, según nuestro laboratorio de Micropaleontología, pertenece al Oligoceno medio y superior.

Esta misma serie se continúa por la sierra hacia el oeste (vértice Armas y Torre del Puerto) y en el curso de la carretera que desde Cabra va a Nueva Carteya hemos recogido, inmediatamente al oeste del vértice Armas, los siguientes fósiles:

Nummulites cisnerosi ? Gómez Lluca, Oligoceno ?
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Echinolampas airaghii, Lambert. Oligoceno.
Eulepidina raulini, Leym. Estampiense-Aquitaniense.

La formación se encuentra bastante tranquila en esta zona, y en general los buzamientos de la Sierra de Nueva Carteya son de componente septentrional. La serie hacia el norte (hacia arriba estratigráficamente) se va haciendo cada vez más margosa, llegando a desaparecer las calizas brechoides, y se reduce a una serie de margas y algunas calizas margosas blanquecinas, cuyo conjunto se desarrolla con gran potencia. Aproximadamente un kilómetro al sur de Nueva Carteya hemos recogido una muestra de estas margas, que, examinada al microscopio, revela la siguiente microfauna: espículas, Globigerinas, Radiolarios, Bulimínidos, Distomeas, Globorotalia y a veces trozos de Amphistegina y Myogipsínidos. El aspecto arenoso de las margas se debe al abundante contenido de restos finos, y la asociación faunística, según la sección de Micropaleontología de nuestro Instituto, pertenece al Oligoceno medio y supericr.

El yacente del Oligoceno es muy variable, y a continuación citaremos una serie de ejemplos en los que cada vez el Oligoceno descansa sobre un tramo diferente.

Al norte del kilómetro 5 de la carretera de Baena a Doña Mencía, en la falda del Cerro Horquera, aparecen directamente, sobre las margas del Paleoceno, unas calizas en las que hemos encontrado:

Eulepidina elephantina, Mun.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
 Radiolas de *Cidaris*.

También al norte de Doña Mencía y al este del vértice Almogueras encontramos a las calizas oligocenas descansando sobre las margas del Cretáceo superior, que en este caso se encuentran llenas de Globotruncana, Gumbelina y Rugoglobigerina, tratándose, por lo tanto, de un Senoniense.

En la zona NE. del área estudiada, en el arroyo del Valle, entre la loma de Cifuentes y la loma de Vela, aparece el Estampiense-Chatienense descansando sobre el Cretáceo inferior. El Oligoceno se presenta aquí en su facies caliza con niveles margo-arenosos intercalados; estos últimos presentan en la parte más baja de la serie la siguiente microfauna: *Globorotalia mayeri*, *Cassidulinoides bradyi*, *Chilostomelloides oviformis*, *Gyroidina girardana*, *Pluerostomella brevia*, *Stilostomella*, *Globigerina conglomerata*, *Globoquadri-*

na, Cibícides, espículas y Radiolarios poco abundantes. Estas margas son de carácter moronitoide y deben situarse en el Estampiense-Aquitaniense. Entre las calizas encontramos también una abundante microfauna, y los restos que citamos a continuación pertenecen a un punto de la serie algo más alto que las margas anteriores; concretamente, la macrofauna fue encontrada en las calizas que cortan la carretera local de Vademojón, a la altura del cortijo de Vela, y la muestra de las margas fue tomada en el barranco. Los macrofósiles a que nos referimos son:

Eulepidina elephantina, Mun.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina dilatata, Mich. Oligoceno.
Eulepidina cf. *raulini*, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani, Lem. y Douv. Aquitaniense.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.
 Lepidocyclinas. Oligoceno.

Esta serie estampiense-aquitaniense descansa aquí sobre unas margas que, como decíamos, pertenecen al Cretáceo inferior; su microfauna es la siguiente: Radiolarios, esquirlas finas de Moluscos, espículas, secciones circulares que parecen pequeñas Fissurinas y Globorotálidos. Los restos se encuentran epigenizados en calcita.

Otro ejemplo típico lo encontramos fuera de nuestra Hoja, en la de Montilla, en su borde sur, lindando ya con el de Puente Genil. Aquí aparecen, a unos dos kilómetros al este del río de Cabra, las calizas detríticas arenosas del Oligoceno-Aquitaniense sedimentadas directamente sobre el Triásico. Se trata de unas calizas grises en superficie y amarillentas en fractura, muy arenosas y con abundante fauna. Al microscopio se observa la siguiente microfauna: fragmentos de Equinodermos y Moluscos, Amphistegina, Briozoos, Globigerina, Heterostegina, Balanus, Miogypsina y Elphidium.

Este caso de sedimentación directa del Oligoceno-Aquitaniense sobre el Triás es muy frecuente en todo el ámbito prebético de nuestra zona, que indica una fase erosiva pre-oligocena bastante intensa.

Los ejemplos de la discordancia del Oligoceno-Aquitaniense sobre niveles más antiguos abundan en nuestra zona y no siguen ninguna ley regional, pues, como hemos visto, tan pronto descansa el Oligoceno sobre el Eoceno, como lo hace sobre las margas del Cretáceo inferior e incluso sobre el Triás. Este fenómeno se debe evidentemente a un relieve creado por la erosión correspondiente a movimientos post-eocenos y ante-oligoceno medio.

No siempre encontramos la serie de calizas bastas y brechoides, con sus

intercalaciones arenosas y margosas, como elemento basal de la formación. Como ejemplo de los muchos casos de este tipo que hemos encontrado, citaremos la zona que hay al norte de Baena. Aquí, hacia el Km. 2 de la carretera de Baena a Cañete, se encuentran las margas del Oligoceno-Aquitaniense descansando sobre las margas rosas del Cretáceo superior. En una muestra de las primeras se ha observado que contiene la siguiente microfauna: Globigerinas, Globigerinoides y Globorotalias, que a pesar de su mal estado de conservación, la sección de Micropaleontología atribuye a este conjunto la edad estampiense-chatiense; dicha atribución coincide plenamente con los fósiles que en este mismo punto hemos recogido:

Eulepidina dilatata, Mich.
Eulepidina formosoides, Duv.
Nephrolepidina marginata, Mich.

Fósiles todos ellos del Oligoceno. El yacente está constituido en esta ocasión, como ya hemos indicado, por las margas rosas y blanquecinas del Turonense llenas de restos menudos: Fissurinas, Gumbelina, Radiolarios, espiculas, *Globotruncana rensi*, *Globigerina planispira*, *Globotruncana apenninica*.

Por lo tanto en esta ocasión, como en otras muchas, falta la base detrítica del Oligoceno-Aquitaniense, pasándose directamente de las margas del Cretáceo superior a las del Estampiense-Chatiense. Cuando los episodios rosas están ausentes es extraordinariamente difícil establecer el contacto entre ambas series, pues la semejanza litológica y la frecuente falta de microfósiles hacen que el paso de una formación a otra se realice imperceptiblemente, y sólo la microfauna revela con nitidez la diferencia de edad. Una vez más hemos podido comprobar la ayuda tan extraordinaria que supone para el geólogo el estudio micropaleontológico de los sedimentos; sin esta información habría resultado imposible en algunas zonas de nuestra región el trazado de ciertos contactos y, por lo tanto, inútil todo ensayo de interpretación geológica.

La macrofauna del Oligoceno-Aquitaniense es más frecuente en la parte más baja de la serie, y citaremos algunos de los yacimientos que hemos encontrado en nuestros numerosos itinerarios por la región.

En la carretera local de Baena a Fuente Guta, a unos tres kilómetros al este de Baena, existe un yacimiento con:

Eulepidina elephantina, Mun.-Chalm. Base del Aquitaniense.
Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.

Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani, Lem. y Douv. Aquitaniense.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.
 Lepidocyclinas inclasificables. Oligoceno.

En la carretera local de Fuente Guta a Castro del Río, inmediatamente al sur del cortijo de don Ramón Alcalá, existen unos bancos de calizas blancas y margas también blanquecinas en donde hemos encontrado:

Eulepidina dilatata, Mich., var. *ensillata*, Gómez Lluca. Oligoceno.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina partita, Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina praemarginata, Douv. Oligoceno.
 Restos de Equínidos y de Pecten inclasificables.

En el Km. 1,8 de la carretera de Baena a Doña Mencía aparecen unas margas blancas con:

Nummulites vascus, Joly y Lem. Oligoceno.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
 Lepidocyclinas (abundantes). Oligoceno.
 Fragmentos de Equínidos y Radiolas.
Crassatella sp.

Un poco más al oeste, en el Km. 22, encontramos las mismas margas y también unas calizas grises en superficie y pardo-blanquecinas en fracturas; en este punto hemos hallado:

Eulepidina roberti, Douv. Oligoceno.
Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno superior.
Nephrolepidina sp.
 Discospirina.
Robulus sp.

Algo más hacia el poniente, y a unos mil metros al norte del Km. 5 de la carretera de Baena a Doña Mencía, hemos encontrado un yacimiento en el camino de la Cuerda de la Horquera, al este de los cerros de Pedro Castilla, con los siguientes fósiles:

Nummulites intermedius, d'Arch. Estampiense.
Eulepidina elephantina, Mun.-Chalm. Oligoceno superior.
Eulepidina dilatata?, Mich. Oligoceno.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.

Aproximadamente hacia el Km. 8 de la carretera de Baena a Doña Mencía parte un camino con dirección a levante, y a unos 50 ó 100 metros de la carretera comienza una alternancia de bancos de calizas con margas blancas cuyo rumbo aproximado es N.-S. y su buzamiento de unos 40° al E. Los primeros bancos que corta el camino presentan una abundante fauna; hemos recogido las siguientes especies:

Nummulites incrassatus, De la Harpe. Auversien-Oligoceno.
Nephrolepidina marginata?, Mich. Oligoceno.
Nummulites cisnerosi, Gómez Lluca. Oligoceno.

En el Km. 64,8 de la carretera de Montoro a Rute se presentan unos tramos de margas blancas con algunos bancos de calizas con *Nummulites*:

Nummulites vascus, Joly y Leym. Estampiense.
Nephrolepidina marginata?, Mich. Oligoceno.
Nummulites sp. Oligoceno.
Nephrolepidina tournoueri, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina sp.

Un poco más al SE., y en las inmediaciones del Km. 68 de la misma carretera, y también hacia el norte, abundan extraordinariamente los *Nummulites* y otros restos orgánicos:

Nummulites boucheri, De la Harpe. Oligoceno.
Radiolas de Equínidos inclasificables.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Mycetoseris conferta, Reuss. Oligoceno.
Nummulites incrassatus, De la Harpe. Auversien-Oligoceno.
Nephrolepidina simplex, Douv. Oligoceno.
Nummulites intermedius, d'Arch. Oligoceno.
Nummulites vascus, Joly y Leym. Estampiense.
Nummulites cisnerosi?, Gómez Lluca. Oligoceno.
Isastrea michelottina, Cat. Oligoceno.

Unos 300 metros al oeste del kilómetro 72 de la carretera de Montoro a Rute, en una pequeña trinchera abierta en el ramal que se dirige a Montilla, aparecen entre margas blancas unos bancos de calizas fosilíferas con:

Eulepidina dilatata, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina simplex, Douv. Oligoceno.

En esta zona la carretera de Montoro a Rute atraviesa entre los kilómetros 72 y 73 una pequeña elevación, quedando dos cerros a cada lado; en el más occidental hemos encontrado, junto con varias *Lepidocyclinas* inclasificables, un ejemplar de *Symphilla* cf. *intermedia*, Prever. del Oligoceno; en la cúspide del cerro más oriental aparecen margas con algunos bancos de calizas margosas, entre las que hemos encontrado:

Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina cf. *dilatata*, Mich. Oligoceno.
Nephrolepidina marginata, Mich. Oligoceno.

Unos 500 metros al sur de este punto, y en la misma formación, hemos recogido también:

Eulepidina elephantina, Mun.-Chal. Base del Aquitaniense.
Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani?, Lem. y Douv., Oligoceno.
Nephrolepidina sp. Oligoceno.

Unos dos kilómetros al este del kilómetro 73 de la carretera de Montoro a Rute, en el cerro de cota 490 que hay al oeste de la Casilla de Alcántara, encontramos la acostumbrada serie de margas y calizas blanquecinas con:

Radiolas de Equínidos.
Eulepidina dilatata, Mich. Oligoceno.
Eulepidina elephantina, Mun.-Chal. Base del Aquitaniense.
Eulepidina formosoides, Douv. Oligoceno.
Eulepidina raulini, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina morgani, Lem. y Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina simplex, Douv. Oligoceno.
Nephrolepidina tournoueri, Lem. y Douv. Oligoceno.

Aquitaniense-Burdigaliense.

El estudio de las formaciones post-aquitanienses es el más ingrato de toda la serie estratigráfica de la zona; varias causas contribuyen a ello: la absoluta semejanza con algunos tramos oligo-aquitanienses, la ausencia casi total de macrofauna y los movimientos terciarios que han afectado profundamente a la región. Por estas circunstancias, a partir del Aquitaniense, sólo la micropaleontología es capaz, en la generalidad de los casos, de proporcionar información en cuanto a la edad de las formaciones.

Según Stainforth la *Globorotalia fohsi* es exclusiva del Burdigaliense en todo el Atlántico, y el *Globigerinoides bisphaericus* sólo aparece en el Aquitaniense. En nuestra zona son varias las muestras en que aparecen ambos foraminíferos juntos e incluso hemos encontrado el *G. bisphaericus* con la *Orbulina universa*, cuya aparición se produce en el Burdigaliense. Por ello la presencia del *G. bisphaericus* en nuestra región no es característica exclusiva del Aquitaniense. Lo mismo ocurre con la *Globigerina venezuelana*. También hemos encontrado en una misma muestra la *Globigerina dissimilis* junto con la *Globorotalia fohsi* y, por tanto, puede suceder en nuestra zona o bien que la *G. fohsi* aparezca al final del Aquitaniense, o que la *G. dissimilis* penetre un poco en el Burdigaliense.

También es muy posible que en este área la *G. fohsi* se presente en el Burdigaliense más bajo, mientras que la aparición de las *Orbulinas* sea ligeramente posterior.

Se comprende fácilmente que por estas circunstancias en algunos casos tenemos dudas de si la formación es Aquitaniense o Burdigaliense y para salvar esta dificultad las englobamos en un conjunto Aquitaniense-Burdigaliense.

Los afloramientos de los alrededores de Luque son de este tipo.

Burdigaliense.

La microfauna característica del Burdigaliense se reduce fundamentalmente a la *Globorotalia praemenardii* y a la aparición de las *Orbulinas*. Ya hemos visto que en esta zona el *Globigerinoides bisphaericus*, la *Globigerina venezuelana* y la *G. dissimilis* pueden llegar al Burdigaliense y que la aparición de la *Globorotalia fohsi* es posible que se produzca en las postrimerías del Aquitaniense.

Yace en transgresión sobre las formaciones anteriores debido a un movimiento tectónico ocurrido entre el final del Aquitaniense y principios del Burdigaliense.

El Burdigaliense se reduce en la Hoja de Baena a una serie de afloramientos dispersos y de extensión variable. Fundamentalmente se compone de unas margas blancas arenosas que recuerdan mucho a las que con gran profusión aparecen en la hoja de Lucena.

Por su semejanza litológica con otros niveles terciarios su localización resulta siempre muy difícil y es probable que existan más afloramientos de los que nosotros indicamos en nuestro mapa.

Al norte del río Víboras encontramos el Burdigaliense. Son margas arenosas blanquecinas con la siguiente microfauna: *Globorotalia mayeri*, *G. concinna*, *G. venezuelana*, *G. aff. bisphaericus*, *G. fohsi*, *G. praemenardii* y *Plectofrondicularia raricostata*.

El afloramiento de mayor extensión se encuentra en el ángulo noroeste de la Hoja.

En gran parte de las hojas de Lucena y Puente Genil, el Burdigaliense adopta, en cierto modo, una facies típica de margas estratificadas, casi fajeadas, bastante sabulosas y en ocasiones con alguna delgada intercalación de calizas margosas arenosas; el color es en general blanquecino, con alguna banda más ocrácea. La microfauna que contienen es característica del Burdigaliense y, como ejemplo, citaremos las canteras, que se encuentran a unos dos kilómetros al este de Lucena y algo al sur de la carretera que va a los Llanos de Don Juan; allí aparece la serie margosa que acabamos de describir con la siguiente microfauna: Radiolarios, espículas, *Globigerinata naparimaensis*, *Globigerina concinna*, *G. bulloides*, *Globorotalia lobatulus*, *Bolivina scalpratamiocenic*, *Gyroidina soldanii*, *Trifarina bradyi*, *Eponides umbonatus*, diatomeas y *Bolivina arda*.

Esta facies burdigaliense de margas estratificadas se encuentra principalmente en las hojas de Lucena y Puente Genil, llegando en la de Montilla hasta Aguilar. Hacia el norte, en la Hoja de Baena, el Burdigaliense, aunque también de facies margosa, adquiere en general otro aspecto, si bien en muchos casos recuerda, en cierto modo, a la facies de Lucena.

CUATERNARIO

Aluvial.

Esta formación se presenta en franjas que siguen los cursos de los principales arroyos y ríos; su constitución es variadísima y función de los terrenos más antiguos que existen en sus proximidades. Pequeñas huertas se

alojan en dichos aluviales, formados principalmente por arcillas, arenas y cantos, constituyendo las pocas zonas de regadío de la región.

Diluvial.

En algunas zonas de la Hoja encontramos llanadas, en general margosas y arcillosas, que parecen de la descomposición de terrenos más antiguos. Estas formaciones no son demasiado extensas en Baena; en cambio, en la vecina Montilla adquieren gran desarrollo.

IV

TECTONICA

1. Generalidades.

Como ya hemos dicho, la tectónica de la zona, en especial la que se refiere a la parte sur de la Hoja, es compleja y su interpretación ha de llevarse a cabo en relación con los factores que determinan la tectónica regional.

Entramos, pues, por tanto, en el muy importante problema de la tectónica de las Cordilleras Béticas, cuestión que está siendo estudiada desde hace más de cincuenta años por algunos de los más prominentes geólogos españoles y extranjeros, sin que todavía, para algunos problemas, haya podido ser encontrada solución satisfactoria y sin que algunas de las brillantes teorías expuestas hayan conseguido obtener plena confirmación.

Hemos creído necesario exponer en estas primeras páginas, de una forma esquemática y sucinta, el estado actual de las ideas sobre la tectónica de la Región Bética. A continuación expondremos nuestras observaciones en el área objeto del estudio y veremos si se adaptan o no a las teorías emitidas sobre el Prebético y Subbético. Finalmente resumiremos brevemente nuestras ideas sobre la historia geológica de la zona y de su orogenia.

2. Estado actual de los conocimientos sobre las Cordilleras Béticas.

Sería pretencioso intentar exponer de una manera completa, en este breve párrafo, las teorías sobre la génesis y disposición tectónica de las Cordilleras Béticas. De todas formas vamos a tratar de hacer un breve resumen de las teorías actualmente más en boga.

Se conoce por Cordilleras Béticas a la región sur y sureste de España limitada por el mar al sur y al este, y al noroeste y norte por una línea

en arco, que discurriría por la parte central de las provincias de Córdoba y Jaén, tercio septentrional de la provincia de Murcia y parte norte de la de Alicante, señalando esta última región lo que se conoce por límite de Subbético y Prebético.

Las características tectónicas de esta amplia región son extraordinariamente complejas.

Existen en ellas series alóctonas, cuyo deslizamiento, para algunos autores, es de gran magnitud; fenómeno de arrastre y cobijadura, series para-autóctonas con deslizamientos locales, pliegues y movimientos que en general tienen vergencia al norte, pero que localmente la presentan al sur, etc.

Para la interpretación de este conjunto de complejos fenómenos han sido creadas, como hemos dicho anteriormente, muy diferentes teorías.

No hay lugar en este estudio, repetimos, para entrar en el análisis de las mismas. Recomendamos, para su estudio comparativo, la lectura de las obras de Fallot, Blumenthal y Staub, así como la publicación de Alastrúe "Estructura de las Cordilleras Sub-béticas en su sector central".

Según las teorías actuales sobre la cuestión pueden distinguirse, en el conjunto de las Cordilleras Béticas, las siguientes unidades estructurales diferentes.

a) *Prebético*. — Llamado también "Bet-Ibérico" por algunos autores (Escuela de Staub), constituye el arco externo septentrional de las cadenas béticas. Está constituido por formaciones mesozoicas y terciarias, de facies nerítica o epicontinental y disposición autóctona o para-autóctona.

Como más adelante diremos, esta definición del Prebético no encaja enteramente con las características de las formaciones que en nuestra zona marginan al Subbético. En su momento trataremos de definir el Prebético de nuestra área.

b) *Subbético*.—Conjunto alóctomo formado por una serie margoso-caliza, que comprende desde el Trías germano-andaluz hasta el Eoceno inferior.

El Subbético desliza hacia el norte sobre el Prebético meridional y se estima que la magnitud del deslizamiento puede suponer del orden de 10 a 20 kilómetros. Se extiende el Subbético por la parte septentrional de las Cordilleras Béticas, desde el este de Murcia a la región occidental andaluza, y se estima la anchura media de la franja subbética en el orden de unos 30 a 50 kilómetros.

c) *Bético propiamente dicho*.—Comprende, al sur del Subbético, una franja de unos 60 kilómetros de anchura media.

De acuerdo con los criterios mantenidos hasta ahora, dentro del Bético propiamente dicho, habríamos de distinguir tres elementos tectónicos superpuestos: el Bético de Sierra Nevada, las Alpujárridas-Rondaides y el Bético de Málaga. Estos tres elementos estarían superpuestos entre sí, es decir, el Bético de Sierra Nevada estaba formado por elementos cristalinos (e incluso Sierra Nevada y éste, a su vez, sobre el borde meridional del Subbético).

Esta teoría, admitida hasta fecha prácticamente actual, suponía que el Bético de Sierra Nevada estaba formado por elementos cristalinos (e incluso mesozoicos) deslizados hacia el norte y cabalgando al Subbético meridional.

Sin embargo, como vamos a ver seguidamente, es muy probable, según las últimas teorías, que el Bético de Sierra Nevada sea autóctono o a lo más para-autóctono, y ello, de confirmarse, obligaría a una revisión completa de las teorías sobre la tectónica del conjunto del Bético propiamente dicho.

De todos modos vamos a examinar muy someramente la constitución de estos tres subelementos tectónicos.

c₁) *Bético de Sierra Nevada*.—A la luz de los últimos descubrimientos el Bético de Sierra Nevada estaría constituido por una cúpula autóctona o a lo más para-autóctona de pizarras y esquistos poco metamórficos pertenecientes al Devoniano superior y Carbonífero.

Sobre ellos, en disposición que no reflejaría ningún despegue importante, se hallarían las formaciones de la *Mischungszone* constituidas por esquistos y mármoles de edad Carbonífero superior y Permiano, continuación inmediata, por tanto, de las de la cúpula de Sierra Nevada.

c₂) *Alpujárridas-Rondaides*.—De acuerdo también con las más recientes teorías, a las Alpujárridas correspondería el potente conjunto de Permotrías y Trías alpino, que según los autores formaría uno o varios mantos deslizados sobre Sierra Nevada. Esta aparecería, por tanto, en ventana tectónica por debajo de aquéllos. A su vez las Rondaides formarían, siempre para estos autores, un elemento tectónico de análoga constitución y de igual significación tectónica que las Alpujárridas, y que aparecería, más al oeste, por debajo de la zona frontal del Bético de Málaga.

Sin embargo, los estudios recientes, por no decir actuales, parecen estar comprobando que la sucesión Permotrías alpino de las Alpujárridas-Rondaides, no es sino la serie estratigráfica normal, continuación de la de la *Mischungszone*, y que sus relaciones tectónicas con aquélla no son sino un pequeño desplazamiento diferencial, originado por la plasticidad de las filitas de la base del Trías alpino.

Como es natural, esta importante cuestión de tectónica regional no pue-

de ser dilucidada ahora. Esperamos que el progreso de las investigaciones que ahora iniciamos nos permitan aportar en el futuro algún dato que contribuya a dilucidar tan interesante problema.

c.) *Bético de Málaga*.—El Bético de Málaga está formado por un conjunto paleozoico que había deslizado sobre el borde meridional de las Alpujarridas-Rondaides.

El significado de una orla mesozoica en la parte septentrional del Bético de Málaga está hoy sujeto a discusión.

Esta sería, en síntesis, la disposición tectónica de las Cadenas Béticas y, como vemos, su interpretación presenta todavía muy importantes lagunas y problemas pendientes de estudio.

Dentro de las Cadenas Béticas es el Subbético de la región que ahora más nos interesa, ya que a él corresponde la zona de nuestro estudio y, por tanto, nos vamos a extender muy ligeramente, en el próximo párrafo, en la descripción de sus más importantes características.

d) *Los problemas del Subbético*.—Es el Subbético, después de los estudios de Blumenthal, y muy especialmente de Fallot y su escuela de geólogos, la mejor conocida de las regiones tectónicas que constituyen las Cordilleras Béticas.

Ello, no obstante, se presentan todavía en su estudio una serie importante de problemas pendientes y de soluciones que han de ser objeto de revisión.

Como hemos dicho está constituido el Subbético por un Trías germano-andaluz sobre el que se ha sedimentado un conjunto calizo-margoso con facies en general profunda, que se extiende del Trías al Terciario.

Determinadas variaciones de facies y problemas tectónicos locales obligaron a algunos autores a crear subdivisiones dentro del Subbético, de tal modo que esto aparecía como una sucesión de mantos de arrastre superpuestos.

La existencia en el área del Subbético de una potente masa del Trías con facies característica, la facies germano-andaluza de Fallot, ha dado origen a distintas interpretaciones sobre su papel tectónico.

Para Fallot y Blumenthal, al que se debe la denominación de Trías citrabetico, este Trías sería la base de la serie subbética que, en algunos sitios, debido a despegues diferenciales resultantes de los empujes, se habría extravasado, cabalgando la serie jurásica y cretácea. Para Staub, este Trías, la "Nappe de Antequera", tiene personalidad propia y constituye un auténtico manto de deslizamiento. Con esta interpretación original hacía po-

sible el suponer que el Subbético fuese el complemento estratigráfico deslizado de las Alpujarridas.

Del mismo modo Blumenthal creó su concepto de "Penibético" que, en forma de tres mantos superpuestos (externo, medio e interno), habría de constituir la zona meridional del Subbético.

Hoy día se admite por la mayor parte de los geólogos la identidad del Penibético externo y medio con el Subbético, pero que por su situación tectónica parecen hallarse en directa relación con la zona frontal del Bético de Málaga.

Volviendo de nuevo al Subbético propiamente dicho, ya hemos indicado la facies de las formaciones que lo constituyen. Uno de los problemas que a este respecto se ha planteado es la aparente ausencia de alguno de los términos de la serie jurásica y cretácea, en una sedimentación, en general, de facies profunda, aparentemente continua, y sin que se aprecien señales de fenómenos transgresivos y regresivos. Nosotros pensamos que en el ámbito de nuestra zona lo hemos resuelto al haber logrado determinar, gracias a las clasificaciones macro y micropaleontológicas, la existencia completa de la serie secundaria, sin hiato ninguno en la sedimentación.

Respecto a la autoctonía u aloctonía del Subbético diremos que, en general, los geólogos que lo han estudiado han visto en él una serie deslizada; aunque es verdad que poco a poco, a medida que se ha ido estudiando más profundamente esta cuestión, se ha reducido la envergadura de los deslizamientos. Así, Fallot, en sus últimos trabajos para la región occidental del Subbético, en la zona de nuestro trabajo, aun creyendo en la aloctonía de las formaciones, no se atreve a pronunciarse decididamente en esta cuestión; al marchar hacia el este dice que el deslizamiento adquiere mayor importancia. En Guadiana Menor evalúa el desplazamiento del Subbético sobre el Prebético quizá en 20 kilómetros. Por otra parte más al oriente, en la provincia de Murcia, en Sierra de la Lavia (Cehegín), se observan vergencias hacia el sur en lugar de hacia el norte. Esto obedecería, también según Fallot, a fenómenos de "contragolpe", es decir a retrocesos de los empujes orogénicos que provocan el movimiento, una vez que éstos han alcanzado el rígido ante-país. De este modo los referidos empujes son denominados por Fallot "antibéticos".

e) *Cuadro resumen*.—Vemos, por tanto, que en el conjunto de las Cordilleras Béticas actualmente se distinguen de norte a sur los siguientes elementos:

Prebético.

Subbético.

Posiblemente Penibético.

Bético propiamente dicho.

Bético de Málaga.

3) La zona estudiada.

Después de esta visión general estamos en condiciones de examinar las características tectónicas esenciales del área objeto de nuestro estudio y de tratar de adaptar a ella estos conceptos generales que la bibliografía geológica ha establecido para la región Bética considerada en conjunto.

En la Hoja de Baena encontramos, al sur, en la Sierra de Cabra, una serie estratigráfica que va desde el Trías hasta el Cretáceo, sin hiato alguno en la sedimentación, sobre la que encontramos, discordante, diversos niveles terciarios. Es el Subbético deslizado. En el resto de la Hoja hallamos otra serie que empieza en el Trías, sobre el que yace en discordancia erosiva, formaciones cretáceas en facies, unas veces iguales y otras distintas de las subbéticas. También aquí la serie acaba con distintos tramos terciarios. Es a este conjunto al que llamamos Prebético.

Como se desprende de lo dicho, el establecimiento de los conceptos de Prebético y Subbético lo hemos hecho, en su origen, en función de esa diferenciación que existe entre las series estratigráficas. Estas anomalías estratigráficas nos llevan, para poder explicarlas, al ámbito de la tectónica, y ésta es la razón de que los conceptos, originariamente estratigráficos, adquieran más tarde un contenido tectónico.

Prebético.—El Prebético, que ocupa la mayor parte de nuestra Hoja, creemos se puede considerar fundamentalmente autóctono; eso sí, dado que esta zona ha sido fuertemente plegada y las formaciones subbéticas se han deslizado encima de parte de ella, es posible se hayan producido roturas dentro de él, con movimientos de despegue de pequeña envergadura, formando escamas, en la que los diversos tramos prebéticos se cobijan entre sí y que en algunos casos pueden llegar incluso a cabalgar a las mismas formaciones subbéticas.

Estos movimientos del Prebético, en cuanto a su desplazamiento horizontal se refiere, pensamos serán de poco alcance, disminuyendo hasta llegar a extinguirse a medida que se marcha hacia el norte y nos alejamos del contacto con las formaciones subbéticas.

Como es frecuente, el Trías, esencialmente plástico, es el que reacciona

de una manera más sensible ante los empujes tangenciales, extravasándose y cobijando a formaciones más recientes.

En la parte meridional de la Hoja, con ocasión del estudio hidrogeológico al que ya nos hemos referido, en un sondeo realizado en el arroyo Santa María, que más tarde estudiaremos, después de pasar 183 metros de Trías se entró en formaciones cretáceas. Para nosotros es un ejemplo de este extravasamiento del que acabamos de hacer mención.

Lo mismo se puede ver en la zona de Salobral y Zamoranos, al SE. de la Hoja. Allí también el Trías prebético cabalga a formaciones más recientes.

Los rasgos tectónicos de este país prebético son confusos, sin directrices claras de las que se puedan sacar conclusiones válidas respecto a las direcciones de los empujes; ello es debido, fundamentalmente, al hecho de que las formaciones son en general margosas, bastante plásticas, en donde las direcciones de los plegamientos se pueden reconocer con dificultad; además, los distintos niveles terciarios yacen discordantemente entre sí.

Solamente hemos podido establecer una estructura de cierta extensión en la zona de Nueva Carteya.

Se trata de un sinclinal, cuyo eje, de dirección NO.-SE., pasa un poco al oeste de dicho pueblo. Las formaciones que rellenan su parte central son margas oligo-aquitanienses, y en sus bordes laterales afloran las calizas eocenas y el Cretáceo margoso.

Al este de esta estructura se reconoce otra, esta vez anticlinal, con núcleo Cretáceo inferior y que ocupa parte del recorrido del arroyo Guadalморal.

En el apartado en que nos referimos a la historia geológica de la región estudiaremos la edad de los plegamientos que afectaron a este país prebético y las relaciones tectónicas que las distintas formaciones tienen entre sí.

Subbético.—Abordaremos el estudio del área subbética. Como ya hemos dicho la zona más meridional de la Hoja se encuentra formada, en su mayor parte, por sedimentos subbéticos que se han deslizado sobre un país prebético autóctono.

El frente septentrional del Subbético deslizado viene definido por el borde norte del macizo montañoso que se eleva al sur de los pueblos de Doña Mencía, Luque y Zuheros. Este macizo montañoso, la Sierra de Cabra, se adentra en la vecina hoja de Lucena y, por formar una misma unidad tectónica, forzosamente nos vemos obligados, al estudiarla, a extendernos fuera del ámbito geográfico de nuestra Hoja.

La Sierra de Cabra se trata, en líneas generales, de una estructura anticlinal, más o menos ondulada, cuyo flanco sur buza suavemente y cuyo

borde norte coincide con el frente de deslizamiento del Subbético sobre las formaciones prebéticas de la campiña.

El bloque central de la estructura ha descendido, debido a dos fallas longitudinales de descompresión —una de ellas situada en la Hoja de Baena— no de gran salto, pero sí de desarrollo, y que han jugado en una fase tardía. También encontramos fallas transversales del mismo carácter, como la que se encuentra hacia el kilómetro 23 de la carretera de Cabra a Priego, que ha hecho descender el bloque occidental.

Por otra parte el eje de la estructura se inclina al marchar hacia poniente y a ello se debe que la sierra presente en su borde occidental una ladera estructural con claro buzamiento oeste.

El borde norte de la sierra —montado sobre el Prebético— está, en general, jalonado por el Keuper, base de la serie subbética deslizada. En los alrededores de Doña Mencía es el Oligo-aquitaniense subbético el que reposa encima del Cretáceo inferior prebético, aunque se observan también aquí láminas de Keuper entre ambas formaciones.

En esta zona los estratos secundarios de la sierra parece que buzan hacia el norte, como si terminase así la estructura anticlinal deslizada, a la que ya hemos hecho mención.

Al marchar hacia Zuheros, el frente se hace cada vez más roto, con amplias zonas fuertemente milonitizadas; pasado el pueblo, la sierra avanza hacia el norte en forma de espolón, en cuya extremidad y en su parte más baja surge la importante fuente de Marbella. Aquí, las calizas del Lías inferior y del Keuper reposan sobre el Cretáceo prebético.

Al oeste del pueblo de Luque, entre el frente de la sierra propiamente dicho y la carretera a Córdoba, hay una zona formada por una serie de cerros dispersos; para nosotros son retazos de las calizas subbéticas que se han desgajado de la sierra, avanzando todavía más hacia el norte y que flotan sobre el Prebético autóctono.

En su extremidad oriental las formaciones calizas de la sierra se inclinan notablemente, saliendo en su parte más baja la caudalosa fuente de Alhama.

El armazón de la Sierra de Cabra lo constituyen lo que hemos llamado la “serie oolítica de Cabra”: sobre él encontramos montados una serie de paquetes deslizados, constituyendo una segunda escama, que de saliente a poniente son *a grosso modo*: La Sierra de Alcaide, Abuchite, Peña de Miguel Pérez, Lobatejos, Cerro de la Ermita de Nuestra Señora de Cabra y todas las elevaciones calizas al norte y en las inmediaciones de Cabra.

Estos paquetes deslizados, donde están más completos, comienzan con un Keuper de facies germánica, siguen con el nivel de carniolas del Supra-

keuper, para terminar con un tramo de calizas dolomíticas grises y otro de calizas blancas, rara vez oolíticas, del Lías inferior medio.

Todos estos corrimientos se han realizado aprovechando la superficie plástica del Keuper, que ha debido servir de superficie lubricante.

La raíz de esta segunda escama subbética hay que buscarla en los cabalgamientos del Cerro de las Jarcas, Camorra, Palojo y Puerto Escaño. (Ver hoja geológica de Lucena.)

La realidad de los deslizamientos de la segunda escama sobre la “serie oolítica de Cabra” los hemos comprobado en dos sondeos para alumbramiento de aguas subterráneas en el valle del río Palancar, hacia el kilómetro 29 de la carretera de Priego a Cabra. En ambos, después de atravesar unos 80 metros de carniolas del Suprakeuper y sobre todo de margas y yesos del Keuper, se alcanzaron las calizas oolíticas del Dogger superior de la primera escama, donde se encontró un acuífero en carga, con agua surgente. (Volvemos sobre esta cuestión con más detalle en el capítulo de Hidrología subterránea.)

Tres sondeos de investigación realizados en la falda occidental de la sierra, en los alrededores de Cabra, emboquillados todos ellos en el Keuper, base de la segunda escama, después de atravesar una potencia variable de unos 20 a 50 metros de esta formación entraron en las calizas arenosas del Oligoceno-Aquitaniense.

Los paquetes corridos se apoyan sobre distintas formaciones de la primera escama, casi siempre por intermedio de una lámina de Keuper más o menos potente. Pero allí donde ésta falta, la superficie de fricción es una zona tremendamente milonitizada; es lo que se puede ver muy bien en la carretera que, de Carcabuey a Luque, cruza la sierra de norte a sur.

A veces también ocurre que el Trías, base de la segunda escama, se pone en contacto en algunos sitios con el Trías prebético, siendo en estos casos imposible de diferenciarlos con exactitud. Tal ocurre al sur de la Sierra Alcaide y en el borde occidental de la Sierra de Cabra.

Las fallas de descomposición, a las que ya nos hemos referido, afectan por igual a las dos escamas; así podemos ver que el hundimiento del bloque central de la Sierra de Cabra ha hecho descender también a las formaciones corridas que tenían encima; éste es el caso del Cerro de la Ermita de Nuestra Señora de Cabra y de Lobatejos. Debido a esto, mientras que al pie de la ermita el Keuper está sobre el Oligo-Aquitaniense y el Neocomiense de la “serie oolítica”, en Lobatejos se llega a poner en contacto las calizas del Lías inferior de la segunda escama con las oolíticas de la primera.

En resumen: la Sierra de Cabra está formada por formaciones subbé-

ticas deslizadas sobre un Prebético más o menos autóctono. Su borde norte coincide con el frente del Subbético en este área.

En detalle, el macizo montañoso está constituido por dos escamas, montadas una encima de la otra, habiéndose utilizado, en general, como superficie de deslizamiento, la plasticidad del Keuper.

Esta tectónica movida ha dado lugar a una serie de ventanas y de "Klip-pes" (a veces por sus dimensiones imposibles de cartografiar) de una belleza y significación extraordinarias.

Las formaciones subbéticas de la Sierra de Cabra presentan variación de facies durante el Dogger superior, respecto a la que se encuentra inmediatamente al sur, en las hojas de Lucena y de Rute. Este problema lo tratamos cuando estudiamos la hoja de Lucena, y a lo dicho en ella nos remitimos.

Finalmente podríamos compendiar el aire tectónico de la zona diciendo que el Subbético deslizado sobre el Prebético está formado, en líneas generales, por un conjunto de escamas que se cabalgan unas a las otras; cabalgamientos que pueden tener cierta magnitud, como ocurre en la Sierra de Cabra. Incluso el Trías autóctono a veces se ve afectado por esta tectónica, pudiéndolo encontrar, cobijando a su vez a las formaciones subbéticas.

Este aire tectónico encaja, a nuestro juicio, perfectamente con la mecánica del proceso gravitatorio; efectivamente, estas roturas, despegues y cabalgamientos de las formaciones subbéticas se han debido producir por la inercia propia de la masa deslizada en movimiento, cuanto ésta se fue frenando a causa de los rozamientos con el país autóctono.

Magnitud del deslizamiento.—Las formaciones subbéticas que hoy día encontramos sobre el Prebético se han debido depositar más al sur de nuestra área. Los deslizamientos han tenido indudablemente sentido sur-norte. Esto nos lleva a plantearnos el problema de la magnitud de estos deslizamientos.

Es una cuestión siempre muy difícil de aclarar, máxime si no se ha hecho un estudio regional detallado de todo el Subbético. Nosotros, por las observaciones realizadas en la zona, sólo estamos en condiciones de dar cifras mínimas. A nuestro juicio el alcance de estos movimientos ha sido grande y creemos poder cifrarlos, como mínimo, de 20 a 25 kilómetros. Efectivamente, como ya hemos dicho, en los alrededores de Carcabuey (hoja de Lucena) aparece, en ventana tectónica, directamente el Cretáceo inferior prebético sobre el Trías. Esto supone que las formaciones han sobrepasado la citada ventana en unos 15 kilómetros. Pero el hiato en la sedimentación que encontramos en el Prebético durante todo el Jurásico nos

hace pensar que las formaciones subbéticas que lo rodean han debido depositarse en una zona alejada, más al sur, por lo menos en la vecina hoja de Rute. Este razonamiento es el que nos ha llevado a cifrar el alcance del deslizamiento en unos 20 a 25 kilómetros. Pero volvemos a repetir que es una cifra mínima y sin ninguna pretensión de exactitud.

4. Historia geológica de la región.

Edad de los plegamientos.—Del substratum paleozoico de nuestra área nada diremos, dado que no aflora en ella.

Durante el Trías debieron reinar, tanto en el área prebética como en la subbética, situada inmediatamente más al sur, análogas condiciones de sedimentación. Las formaciones son continentales, salobres, que nos indican una cuenca de sedimentación cerrada.

De todas formas, en esta época, se reconoce la existencia de un episodio marino en el que se deposita el tramo característico de las calizas del Muschelkalk. Esta uniformidad de los sedimentos prebéticos y subbéticos continúa durante el Rético.

A partir del final de este periodo se puede ya observar, por vez primera, la existencia del surco subbético, donde se van a depositar sedimentos de una forma continuada a lo largo de todo el resto del Secundario y comienzo del Eoceno.

El área que hasta ahora había funcionado como única cuenca de sedimentación se fracciona en dos: la parte situada al norte —el área prebética— va a ser, fundamentalmente, zona emergida con un hiato en la sedimentación durante gran parte del Secundario. La meridional es la ocupada por el ya citado surco subbético.

Este cambio en el signo sedimentario de la zona y su diversa historia geológica en las épocas posteriores nos hace pensar que ya después del Triásico debió haber movimientos que elevaron una parte del país y deprimieron la otra. Estos movimientos post-triásicos creemos que, fundamentalmente, fueron verticales, posiblemente de báscula, y no debidos a empujes tangenciales.

Durante el Hetangiense y Sinemuriense, en el surco subbético, se depositan calizas dolomíticas y calizas marmóreas, alguna vez oolíticas. Son sedimentos costeros, arrecifales, indicadores de unas condiciones favorables para la formación de la dolomita, condiciones no existentes hoy en la naturaleza, pero que según las investigaciones recientes exigían abundancia de CO₂ y presiones altas. En cualquier caso, sedimentación de cuencas más o menos cerradas, pero siempre en comunicación con el mar.

En el periodo que abarca el Charmutiense y Toarciense el fondo del surco se hunde algo más, con deposición de sedimentos neríticos, de plataforma, con fauna de crinoides, braquiópodos, equínidos, lamelibranquios, ostrácodos, espículas, etc.

Durante el Aaleniense y Bajociense el sur continúa hundiéndose, depositándose formaciones de mar abierto y en donde encontramos, junto con fauna de ammonites, las primeras "radiolaritas".

En la época siguiente, en el Bathoniense y Calloviense, la identidad de facies que reinaba entre las formaciones subbéticas pertenecientes a una misma época se altera.

Efectivamente, en la Sierra de Cabra, como en los alrededores de Puente Genil, los sedimentos de esta época están formados por un paquete de calizas francamente oolíticas, con restos de algas, briozoos, moluscos, etc., que nos indica la poca profundización del fondo.

El resto de las formaciones subbéticas callovienses y bathonienses de la región continúan teniendo una facies de mar abierto, con tendencia al afianzamiento del ambiente pelágico.

Ello nos indica que en el lugar de deposición originario las calizas oolíticas, que actualmente se encuentran en la Sierra de Cabra, ocuparían el borde del surco subbético durante esta parte del Dogger. El resto de las formaciones se depositarían un poco más al sur.

A partir del final de este periodo, y ya en lo sucesivo, la sedimentación en el ámbito de nuestro subbético se vuelve a hacer uniforme con sedimentos de carácter cada vez más profundo, en los que abunda la fauna pelágica, especialmente los radiolarios; no obstante, el hecho de que con esta vida pelágica coexista otra más nerítica, nos parece indicar que la profundidad del fondo no debía ser excesiva.

El borde del surco subbético comienza a desplazarse al final del Malm y los mares avanzan hacia el norte, cubriendo zonas que han permanecido emergidas durante un largo periodo; a partir del Cretáceo empezamos a encontrar sedimentación sobre el país prebético, de facies algo más nerítica y algunas veces francamente costera, que nos va indicando el avance de la transgresión.

Simultáneamente, el Cretáceo inferior subbético continúa mostrando carácter de sedimentación profunda en fauna pelágica con abundancia de Radiolarios, de Tintínidos, de Calpionellas, de Ammonites y de las primeras Globigerinas y Globorotálidos.

En el Cretáceo superior alto y en el Paleógeno, debido posiblemente a que la costa se debe encontrar al norte de nuestra área y recubierta por el Terciario de la campiña, la facies de los sedimentos prebéticos y subbéticos

es sensiblemente la misma. Son formaciones de mar libre en las que encontramos niveles con Globorotálidos y Globigerinas, junto con otros, de Fissurinas, más neríticos.

Ya en esta época el fondo del surco subbético debe comenzar a levantarse en suave movimiento ascendente, precursor de los que luego, a lo largo del Terciario, plegarían tan violentamente al país.

Durante el Eoceno continúa el proceso de elevación iniciado en la época anterior; las formaciones eocenas son cada vez más detríticas, de carácter costero, con abundancia de Nummulites, Discocyclinas, Amphisteginas, Chapmaninus, etc.

En el Eoceno superior o al final de él, culminando este proceso de emersión, debieron comenzar los movimientos que plegaron la región.

Después del Eoceno no encontramos sedimentación hasta el Oligoceno medio-Aquitaniense, los mares oligo-aquitanienses, en transgresión sobre las formaciones anteriores, cubrieron extensas zonas del área, depositando sedimentos de facies y fauna distinta que nos van señalando la mayor o menor proximidad de la costa.

Los movimientos continúan durante el Oligoceno-Aquitaniense, pues encontramos al Burdigaliense transgresivo.

En esta época una parte del país subbético debía estar sumergido, formando un relieve importante. Al norte, el ámbito ocupaba una depresión en la que se iban depositando sedimentos de mar abierto. Esta diferencia de relieve favoreció un proceso gravitatorio —cebado inicialmente por empujes tangenciales— y grandes masas subbéticas avanzaron sobre el país prebético deprimido, al tiempo que en éste continuaba la sedimentación marina.

Durante el Helveciense y parte del Tortonense los mares continúan depositando sedimentos con la misma facies; sin embargo, durante el Tortonense alto notamos ya una franca regresión —acusada por la presencia de areniscas muy detríticas—, regresión que debe culminar en el Mioceno superior.

Resumiendo la cuestión de las edades de los plegamientos pensamos que éstos no se pueden encasillar en las fases rígidas a la manera de Stille.

Creemos que los movimientos empezarían en una época situada entre el Eoceno alto y el Oligoceno medio, y se continuarían en el tiempo hasta el Tortonense o quizá un Vindoboniense más alto, con pulsaciones violentas en ciertos periodos, entre los que podemos señalar las habidas antes del Oligoceno medio y los ocurridos en el Burdigaliense o posiblemente inmediatamente después.

HIDROLOGIA SUBTERRANEA

Introducción

Para la redacción del presente apartado hemos empleado los datos suministrados por los sondeos y los estudios de geofísica realizados con ocasión de la investigación hidrogeológica que el Instituto Geológico ha desarrollado en esta parte de la provincia de Córdoba.

A) Generalidades, climatología, pluviometría, vegetación

En todo estudio de hidrología subterránea los factores pluviométricos y climatológicos son de primera importancia. Aunque ya nos hemos referido a ellos en el capítulo II, los volveremos a tratar en este apartado, para luego, en el de hidrología subterránea, intentar establecer un control del agua infiltrada y señalar las zonas más favorables para el alumbramiento de ellas.

Las precipitaciones sobre el área que abarca la Hoja de Baena están desigualmente repartidas. Dentro de la Hoja podemos observar que las lluvias disminuyen al marchar hacia el norte, obteniéndose el máximo de precipitaciones en la parte sur, en el macizo montañoso que se encuentra entre los pueblos de Luque, Doña Mencía, Cabra y Carcabuey.

En Cabra tenemos 969 l/m² año como media de agua caída durante diez años. En Carcabuey, 720; en Doña Mencía, 758, y en Zuheros, 789

l/m². Por tanto, no es aventurado suponer que en general, en las sierras, las precipitaciones son superiores a los 900 l/m², debiendo quizá alcanzar en las elevaciones más altas los 1.000 l/m².

Con estas consideraciones y con los datos suministrados por las estaciones situadas en Cabra, Zuheros, Doña Mencía, Luque, Nueva Carteya, Baena, Montilla y Castro del Río, hemos trazado un mapa de líneas de igual pluviometría. (Ver Capítulo II.)

Basados en él podemos dividir la Hoja en tres zonas: la de la Sierra de Cabra, en que las precipitaciones deben ser del orden de los 900 l/m. La zona central, comprendida entre la sierra y el pueblo de Baena, con una precipitación media de unos 660 l/m² y, finalmente, la zona septentrional, donde las precipitaciones descienden por debajo de los 500 l/m².

En cuanto a la repartición de la lluvia observamos en los gráficos correspondientes (ver también Capítulo II) que la mayor parte de las lluvias tienen lugar en otoño e invierno, propio de un clima intermedio entre el continental y el oceánico. El hecho de que las precipitaciones no ocurran durante el verano es importante, pues las lluvias, salvo en el caso de caer sobre formaciones de características muy especiales, no alimentarían de una manera muy notable los mantos acuíferos subterráneos. La localización, dentro del año, de las precipitaciones es tan importante, desde el punto de vista hidrológico, como la altura total anual de las lluvias.

No tenemos datos de repartición diaria de la lluvia dentro de los meses del año, lo que nos indicaría la intensidad con que ocurren las precipitaciones, aunque nuestra experiencia sobre la meteorología de la zona es de que en general las lluvias se reparten de una manera bastante regular dentro de los meses de otoño e invierno. (Esto no excluye la existencia, a veces, de tormentas de verano muy intensas y cortas que dan lugar al desbordamiento de los arroyos. Recordamos, a este respecto, la catástrofe de Lucena en el verano de 1961).

Resumiendo estos datos pluviométricos y aplicándolos a la recarga de los posibles acuíferos subterráneos pensamos que, tanto por la importancia de las precipitaciones totales anuales —sobre todo en los macizos montañosos— como por su repartición dentro de las estaciones y a lo largo de éstas, son factores que actúan de una manera favorable para la recarga.

Respecto a la climatología reproducimos el gráfico de las temperaturas en Lucena —única estación de la zona que posee este tipo de datos— del cual se puede deducir que en la región existen unos veranos muy calurosos, con unas estaciones intermedias templadas y unos inviernos no demasiados fríos. El índice de aridez (Martone) arroja para las regiones de la campiña un valor de

$$Ar = \frac{P}{T + 10} = 18$$

que hay que elevar a 30 ó 40 en las zonas montañosas.

La evaporación será, pues, intensa en los meses de verano; pero dado que las lluvias en esta época no son frecuentes y el agua caída en el invierno ha alcanzado ya las zonas de saturación y retención de los mantos acuíferos subterráneos, no es de temer grandes pérdidas en este sentido.

De todas maneras hay que distinguir las zonas de recarga en áreas karstificadas, como ocurre en las montañas, con permeabilidad de fisuras y grietas, en donde la evaporación siempre es mínima, de aquéllas en que debido a su permeabilidad de intersticios las pérdidas son mayores.

Por último, para acabar este apartado diremos que las pérdidas por evapotranspiración deben ser pequeñas en las zonas montañosas, debido a su escasa vegetación y a la naturaleza del terreno, y grandes en la mayor parte de la campiña por abundar en ésta los cultivos y la poca permeabilidad de las formaciones que la forman.

B) Consideraciones teóricas

En todo estudio de aguas subterráneas hay que hacer referencia a dos conceptos: al de cuenca hidrológica y al de cuenca hidráulica subterránea.

La unidad de cuenca hidrológica es un factor fisiográfico y topográfico fácil de aislar. Las cordilleras, montañas y elevaciones nos dividen las áreas en zonas dentro de las cuales el agua caída sobre ellas que no se ha infiltrado en el terreno es drenada por una red fluvial compuesta de una serie más o menos complicada de barrancos, arroyos, etc. La cuenca hidrológica es alimentada también, a veces, por los rebosaderos de las cuencas hidráulicas subterráneas que en ella existen.

El agua infiltrada en el terreno va descendiendo merced a la gravedad y a los fenómenos de la capilaridad hasta que, retenida por un nivel más impermeable, estas fuerzas son contrarrestadas por los rozamientos del agua contra la superficie de las partículas del terreno y por la contrapresión que ejerce el aire contenido en las formaciones. Una vez detenida el agua, por el cambio de permeabilidad, en lo que se llama zona de saturación del acuífero, la acumulación y el movimiento del agua es determinado por factores litológicos, estratigráficos y estructurales; en una palabra, geológicos. De ahí que a la ciencia que trata de las aguas subterráneas se llama hidro-

geología. No se puede comprender un estudio serio de hidrología subterránea sin uno previo y profundo de los factores geológicos. Estos factores geológicos, en especial los litológicos y estructurales son los que determinan y definen la unidad de cuenca hidráulica subterránea.

De lo que llevamos dicho se infiere que dentro de una cuenca hidrológica pueden existir una o varias cuencas hidráulicas subterráneas independientes o no entre ellas, y también que una cuenca hidráulica subterránea esté relacionada con varias cuencas hidrológicas.

Las cuencas hidrológicas e hidráulicas subterráneas, en general, mutuamente se interfieren y en cada caso concreto hay que ver las relaciones que existen entre ellas.

En las cuencas hidráulicas subterráneas hay cuatro factores importantes a considerar: la permeabilidad y coeficiente de almacenamiento del acuífero, que nos va a dar idea de la cantidad del agua y del rendimiento que podemos obtener en cada labor realizada en el manto; en tercer lugar, el nivel hidráulico subterráneo y, por último, el balance hidráulico de la cuenca, que nos permitirá explotarla de una manera racional sin temor a degradarla.

Los dos primeros factores se pueden determinar si hay realizadas en la cuenca suficientes labores, pozos y sondeos, haciendo en ellas ensayos de bombeo para obtener las curvas de depresión-tiempo para distintos caudales constantes.

El tercer factor, que nos va a indicar la altura donde va a quedar el agua en una labor a realizar, lo obtendremos con la confección de un mapa de niveles hidráulicos subterráneos o de líneas hidro-isohipsas si está a presión el acuífero. (En este caso, si queremos conocer a qué profundidad se va a encontrar el agua habría que hacer un mapa de líneas isobatas del techo de la formación impermeable que cierra el acuífero.)

También, para poder realizar estos mapas, hay que tener suficientes datos de labores y pozos que alcancen el manto; las fuentes, rebosaderos de éste, son elementos muy valiosos para determinar los niveles hidráulicos.

En cuarto lugar nos queda considerar el balance hidráulico de una cuenca.

En toda cuenca hidráulica subterránea cuyo acuífero esté en movimiento, que es lo que ocurre en la inmensa mayoría de los casos, hay una zona de alimentación, otra de circulación y otra de descarga. Para que el manto no se degrade hace falta que la recarga R sea igual a la descarga D .

En el caso más general, en el de una cuenca en comunicación con otras, el balance hidráulico, considerado en un año, es el siguiente:

$$P = E + I + S$$

Siendo P = la pluviometría anual, S la escorrentía superficial, I la infiltración y E el conjunto de la evotranspiración.

La infiltración I , a lo largo de un año, debe ser igual a la que sale, bien directamente, D_1 , o bien hacia otras cuencas, D_2 , disminuido con las aportaciones de otras cuencas o de las mismas cuencas hidrológicas, R_3 .

Por tanto, la recarga de la cuenca será $R = I + R_3$ y la descarga $D = D_1 + D_2$ como $R = D$ nos queda $I + R_3 = D_1 + D_2$.

En el caso más sencillo, el de un manto perfectamente aislado, tendremos:

$$P = I + E + S,$$

en donde

$$I = D_1 = D$$

y, por consiguiente, la ecuación general:

$$P = D + E + S$$

C) Cuencas hidráulicas subterráneas

Antes de hablar de las cuencas hidráulicas que encontramos en el área estudiada nos referimos a los valores de la infiltración según los distintos sedimentos que en ella afloran.

Ponderando los distintos factores que determinan el coeficiente de infiltración, fisuración, permeabilidad, intensidad de la lluvia, vegetación y topografía, y ayudados con la experiencia que nos dan otros trabajos realizados en formaciones parecidas, confeccionamos el siguiente cuadro de valores de la infiltración:

Formaciones	% Infiltración
1 Arcillas y yesos triásicos	< 5
2 Calizas del Suprakeuper y calizas dolomíticas del Lías inferior	85
3 Calizas blancas oolíticas del Lías y Jurásico	75
4 Margas cretáceas	5
5 Calizas detríticas eocenas y oligo-aquitanienses	35
6 Cuaternario: aluviales y diluviales	Variable

Estos coeficientes son de orden aproximativo. Como puede verse, los niveles interesantes por su gran coeficiente de infiltración lo constituyen las calizas liásicas y jurásicas de la sierra, a las que no hemos dudado asignarles coeficientes tan altos dado la gran fisuración que presentan y que le dan una permeabilidad, en conjunto, difícil de superar. Ellas, junto a los afloramientos de areniscas y calizas terciarias y algunas cuaternarias, son las únicas formaciones que pueden dar lugar a la existencia de acuíferos de cierta importancia. Las margas del Cretáceo son poco permeables y las arcillas triásicas prácticamente constituyen una barrera para la infiltración del agua.

Por ello, en lo que sigue, dividiremos nuestra exposición en dos partes: la primera se referirá a la zona sur de la Hoja, área de las Sierras Subbéticas, en donde existen las calizas secundarias. La segunda comprenderá el resto, la campiña, en la que aflora con cierta extensión el segundo nivel interesante, el de las areniscas y calizas terciarias.

I. CUENCA HIDRÁULICA SUBTERRÁNEA DE LA SIERRA DE CABRA (SUBBÉTICO)

Constituyendo el frente más avanzado del Subbético hallamos el macizo montañoso de Cabra, que se encuentra encuadrado al norte por los pueblos de Doña Mencía, Luque y Zuheros. Al sur por los de Zagrilla, Carcabuey y por parte de la carretera Priego-Cabra. Al oeste, por este último pueblo. La sierra se haya, por consiguiente, "a caballo" de nuestra Hoja y de la de Lucena. Por esa razón, y por formar una misma unidad hidrogeológica, nos tendremos que referir a áreas situadas geográficamente fuera del ámbito de la Hoja de Baena.

Tiene una superficie aproximada de unos 100 Km² de extensión y en su mayoría está formado por calizas liásicas y calizas oolíticas del Dogger.

Tectónicamente, como ya hemos visto en su apartado correspondiente, está formado por dos escamas superpuestas que reposan sobre el país prebético. Esta masa deslizada, aunque perteneciente a dos unidades montadas una encima de la otra, forman, en líneas generales, una misma cuenca hidráulica subterránea, al haberse puesto en contacto en zonas amplias, formaciones muy permeables de ambas escamas.

Esto no impide que en la escama de arriba haya retazos de calizas reposando sobre el Terciario o Cretáceo margoso de la unidad inferior. Cuando esto ocurre, en los contactos aparecen fuentes, siempre de poca importancia, que drenan estas pequeñas cuencas así formadas. Esta es la explicación, entre otras, de las fuentecillas que hay alrededor de la Ermita de Nuestra Señora de Cabra y de la fuente del Cortijo de Navazuelo.

Las calizas, nivel acuífero de esta cuenca, forman un verdadero país kárstico.

En la sierra se pueden observar frecuentes depresiones, llamadas con propiedad simas por los naturales de la comarca, que son debidas a los fenómenos de disolución de las calizas o indicadores de la existencia, en profundidad, de una importante red de cavidades. Esta red subterránea de drenaje, a lo largo de los tiempos, ha profundizado sus niveles de base, como lo prueba la existencia de fuentes fósiles en cotas mucho más altas que las existentes en la actualidad.

El fenómeno de karstificación hace que las calizas de la sierra presenten en general unas condiciones de porosidad y de permeabilidad —consideradas en grande— francamente altas. Si a esto añadimos el hecho de la importancia de las precipitaciones en esta zona y la ausencia de vegetación, todo ello nos lleva a la conclusión de que estas formaciones deben tener un elevado tanto por ciento de infiltración eficaz que nosotros pensamos oscilará entre el 70 y 80 por 100 del agua caída sobre ellas.

La media de las precipitaciones —en diez años— en Doña Mencía, Zuheros y Carcabuey es del orden de los 750 l/s; en Cabra esta cifra se acerca a los 1.000 l/s.; por consiguiente pensamos, teniendo en cuenta la mayor elevación de la sierra, que la lluvia media caída en ella debe ser alrededor de los 900 l/s. Esto nos da un volumen para la recarga anual media del orden de los 55.000.000 m³, evaluando el área de infiltración de las calizas en unos 80 Km².

La cuenca hidráulica subterránea de Cabra, dada su disposición estructural, no desagua en ninguna otra cuenca subterránea. Ella se drena fundamentalmente por la fuente del Río, en Cabra, la de Marbella entre Zuheros y Luque, y la de Alhama en la parte NO.; además de estas importantes fuentes, acaban de drenar la cuenca las de Zagrilla y las Palomas, al SW., y una serie de pequeños manantiales existentes a lo largo del perímetro del macizo montañoso.

Para conocer los caudales representativos de las tres primeras fuentes citadas habría que haber realizado aforos de una manera continuada a lo largo de un tiempo relativamente largo. No se han hecho y, por consiguiente, no poseemos datos. Solamente, respecto a la fuente de Alhama, tenemos los que nos ha facilitado la Delegación de Córdoba del Instituto Nacional de Colonización, referentes al periodo 1958-59, y que a continuación transcribimos:

1958	Noviembre	475	l/s.
1958	Diciembre	650	"
1959	Enero	810	"
1959	Febrero	740	"
1959	Marzo	625	"
1959	Abril	610	"
1959	Mayo	700	"
1959	Junio	740	"
1959	Julio	720	"
1959	Agosto	505	"
1959	Septiembre	440	"
1959	Octubre	435	"

Promedio = 620 l/s.

Junto a esto nuestros Ayudantes la han aforado en el mes de febrero del año 62 con un resultado de 465 l/s.

La fuente de Marbella, en mayo del mismo año, dio un aforo de 207 l/s.

De la fuente del río de Cabra no poseemos ningún dato, pues se presentaron dificultades administrativas para su aforo. De todas formas pensamos, con un criterio puramente estimativo, debe ser del orden de la de Alhama o quizá algo menor.

De todas maneras juzgamos que el caudal total de estas tres fuentes, junto con la de Zagrilla, las Piedras y las Palomas, debe totalizar del 80 al 90 por 100 del drenaje total de la cuenca de la sierra. El resto de la recarga se debe desaguar por las pequeñas fuentes que existen y por las exudaciones que encontramos en el contacto de las formaciones acuíferas con el muro impermeable.

Estas grandes fuentes, y en general todas las que drenan la sierra, tienen en común su régimen variable: grandes diferencias de caudales dentro de las estaciones del año y a lo largo de los ciclos pluviométricos. Todo ello, resultado de la permeabilidad en este tipo de cuencas —permeabilidad de fisuras y de cavidades—, permite una descarga rápida de la reserva del agua y que impide que estos acuíferos tengan un gran volante de reserva. Por consiguiente hacemos observar que los aforos en esta clase de fuentes, para que tengan un valor representativo, tienen que ser el resultado de observaciones durante bastantes años y las conclusiones que de ellos se sigan habrá que hacerlas siempre en función del ciclo pluviométrico. De ellos también se deduce —dado su régimen particular— el bajo coeficiente de utilización que permite este tipo de manantiales, puesto que la época de máximo aprovechamiento —el verano— coincide con el estiaje de ellas.

Y con esto entramos en el tema central de la investigación de esta cuenca: la manera de aprovecharla racionalmente y al máximo.

La sierra de Cabra, como ya sabemos, está formada por una gran masa

del Subbético deslizado sobre un Prebético, en líneas generales autóctono. En las cotas más bajas del contacto de ambas formaciones es donde surgen las grandes fuentes que drenan la cuenca. Esta cota es, para los tres grandes manantiales tantas veces citados, aproximadamente la misma, la de 500 metros sobre el nivel del mar.

Por consiguiente, para que hubiera posibilidades de explotarla en mejores condiciones que las actuales, las calizas de la sierra tendrían que existir a cota más baja y recubiertas por formaciones impermeables. En este caso, mediante sondeos que las alcanzaran, se encontraría en ellas agua ascendente y siempre con posibilidad de deprimir el acuífero lo suficiente para obtener caudales interesantes en las épocas de estiaje.

Esta fue la línea directriz que inspiró toda nuestra ulterior investigación. Ver si —alrededor de los bordes del macizo y sin alejarnos de él— las calizas se encontraban en profundidad, aunque en ningún momento se nos ocultó la gran dificultad que presentaban estos trabajos, debido precisamente al hecho de que el acuífero se hallaba en formaciones subbéticas que pertenecían al frente de un deslizamiento importante.

La investigación la dividimos en dos fases: la del borde sur y la del norte y oeste. En ambas se pretendía resolver necesidades concretas. Respecto a la del borde sur se encontrará referencia de ella en la hoja de Lucena, ya publicada.

Solamente haremos constar aquí que fue fructífera, alumbrándose importantes caudales de agua, con todos ellos artesianos. Desde el punto de vista geológico también ha sido interesante, pues se ha puesto en evidencia la realidad de los cabalgamientos; pues los sondeos se emboquillaron en Keuper y después de atravesar potencias variables de éste se alcanzaron las calizas oolíticas jurásicas.

Nos referimos, pues, a la investigación de la falda norte y oeste de la sierra. Encontrar agua en esta vertiente ofrecía el máximo interés; efectivamente, el Instituto Nacional de Colonización nos había señalado dos zonas extensas, muy aptas para ser regadas: la del Salobral, hacia el extremo noreste de la sierra y la que se encuentra al norte del pueblo de Luque, en las inmediaciones de su estación. Junto a estos fines agrícolas el agua serviría para resolver de una manera definitiva el problema de abastecimiento que tiene planteado el pueblo de Montilla.

Como ya hemos dicho el borde norte y oeste de la Sierra de Cabra constituye el frente del Subbético deslizado sobre el Prebético más o menos autóctono. El contacto de ambas unidades se hace a cotas bastante altas y más elevadas que las fuentes que drenan a la cuenca, que precisamente surgen en los puntos más bajos de la sierra. Por consiguiente, dada esta circuns-

tancia, las posibilidades de encontrar aguas eran muy pequeñas. Solamente en algunas zonas la sierra parece meterse debajo del Terciario y del Cretáceo que la marginan. Por tanto, cabría la posibilidad de que en ellas el frente de deslizamiento no coincidiese con los afloramientos superficiales y que se hallasen las calizas, y el acuífero, a una profundidad inferior al nivel hidráulico subterráneo de la cuenca. A verificar esta hipótesis fueron encaminados nuestros trabajos, aunque no se nos ocultaban las dificultades y las pocas posibilidades de éxito que esta tarea tenía.

Una zona, desde este punto de vista, atrayente era el borde noroeste de la sierra, que además presentaba el interés de su mayor proximidad al pueblo de Montilla.

Efectivamente, en la falda occidental de la sierra las calizas oolíticas, sobre las que descansan concordantes la facies titónica, el Neocomiense y el Terciario, buzan localmente al oeste, formando una ladera estructural con una pendiente de 40° a 45°. A cotas más bajas encontramos una serie de mogotes que forman las pequeñas elevaciones que se alzan al norte del pueblo de Cabra.

Pensamos que eran restos de la escama superior que habían deslizado por encima de la ladera estructural de la sierra, constituida por las formaciones de la unidad inferior. Era posible, por consiguiente, encontrar debajo de este Trías deslizado las calizas oolíticas de la escama inferior. Abonaba esta suposición la existencia de la fuente de las Piedras, situada al pie del mogote más occidental y de cuya pequeña superficie de infiltración no podía provenir su apreciable caudal.

Para comprobar esta hipótesis se comenzaron unos sondeos de investigación de pequeño diámetro, realizados con una máquina del Instituto Geológico, cuya situación se ve en el mapa que publicamos en el trabajo "Estudio hidrogeológico del Sur de la provincia de Córdoba", de Coma y Felgueroso, y la Hoja de Lucena.

En el sondeo número 1, emboquillado en el Keuper, se atravesaron 45 metros de arcillas abigarradas y yesos de esta formación; temiendo que estuviéramos en el Keuper autóctono se trasladó la sonda al punto número 2. Aquí se perforaron también 44 metros de arcillas y yesos del Keuper y luego un metro de cantos calizos sueltos y con aspecto de rodados; esto nos hizo suponer que estábamos muy cerca de la base de la escama superior de deslizamiento. Efectivamente, a los 46 metros aparecieron calizas arenosas, que fueron clasificadas por nuestro Laboratorio de Micropaleontología como pertenecientes al Aquitaniense. Pero dado que estábamos un poco alejados de la sierra era posible que las calizas oolíticas estuvieran laminadas en

profundidad. Por consiguiente, una vez comprobado la realidad del deslizamiento de la escama superior decidimos acercarnos más a la sierra.

Situamos un tercer sondeo en las proximidades de la ladera, en el Keuper, a unos 200 metros del afloramiento de las calizas oolíticas. Los 119 metros primeros fueron realizados por una sonda del Instituto Nacional de Colonización.

Después de atravesar 41 metros de margas y yesos del Keuper entramos en una serie formada por margo-calizas detríticas, en donde fueron reconocidas microfauna del Aquitaniense y del Oligoceno. El sondeo se paró a los 252 metros de profundidad, límite de las posibilidades de la máquina, sin haber salido del Oligoceno.

Esto nos mostró que, en profundidad, el espesor del Terciario era a todas luces anormal. Por su situación, respecto a los afloramientos calizos y su buzamiento, si éste se hubiese conservado se debería haber alcanzado el oolítico entre los 170 y 180 metros de profundidad. Así es que los estratos de la unidad inferior debían haber descendido, bien debido a una falla o una flexura, quedando siempre la posibilidad de que la parte caliza hubiese desaparecido por laminación.

El resultado de este sondeo nos confirmó las grandes dificultades que tenía la investigación en la zona. No obstante, para agotar las posibilidades, decidimos realizar algunos sondeos más, esta vez en el frente norte, con cargo a los presupuestos oficiales de este Centro, con una máquina de capacidad bastante mayor, una Failling 2.500 del Instituto Nacional de Colonización.

Emplazamos un sondeo en el arroyo de Santa María, a una distancia aproximadamente intermedia entre los pueblos de Doña Mencía y Cabra y a unos dos kilómetros al norte de los afloramientos calizos de la sierra.

La perforación fue emboquillada en el borde oriental de la extensa mancha de Keuper, que a partir de ahí se extiende hacia el SW. y llega hasta Monturque. Para nosotros este Keuper era autóctono, pero por las observaciones de campo dedujimos que estaba extravasado sobre el Neocomiense y Cretáceo superior que le rodeaba. La cota de terreno era inferior a la de las grandes fuentes que drenan la sierra. Nuestro objetivo era ver si debajo de este Keuper prebético extravasado encontramos todavía el subbético deslizado y a las calizas oolíticas de la unidad inferior de la sierra.

Casi simultáneamente, al comienzo de este sondeo, la Compañía General de Geofísica, filial de su homónima francesa, realizó una prospección geofísica por el método eléctrico de grandes líneas. Se hicieron un perfil eléctrico paralelo al arroyo de Santa María, compuesto de cinco sondeos eléctricos con líneas de emisión de corrientes de 10.000 metros, lo que permitió

una profundidad de investigación grande, y unos cuantos sondeos paramétricos para conocer la resistividad verdadera de los afloramientos. El sondeo eléctrico número 1 coincidió con el emplazamiento de la perforación.

Los resultados geofísicos mostraron la existencia, en la vertical de la perforación y en la de los emplazamientos de los sondeos eléctricos números 2 y 3, de un terreno resistente, cuya resistencia transversal era superior al millón de ohmios, y cuyo techo se situaba aproximadamente entre los 1.200 y 1.300 metros. Este terreno resistente podría ser las calizas. Dada la importancia del problema a dilucidar se decidió llegar con la perforación hasta esta profundidad.

El sondeo mecánico atravesó 183 metros de arcillas y yesos del Triás con una intercalación, entre los 156 y 158, de calizas dolomíticas oscuras, posiblemente del *Muschelkalk*. A partir de los 183 metros hasta 300 metros los detritus de la perforación arrojan fauna del Oligoceno-Aquitaniense, Paleoceno y Cretáceo superior. Desde los 300 metros, aproximadamente, y hasta el final del sondeo, 1.153 metros, se encontró al Cretáceo inferior. Estos límites no son exactos, dado que el Laboratorio de Micropaleontología ha actuado, en la mayoría del sondeo, sobre detritus de la perforación y no sobre testigos. De estos últimos se sacaron solamente tres.

A continuación transcribimos la fauna encontrada en los distintos pisos:

Oligoceno-Aquitaniense: *Melobesias*, *Globigerina mayari*, *venezuelana*, *dissimilis*, *Globigeninoides bisphaericus*.

Paleoceno y Cretáceo superior: *Truncorotalias*, *Globotruncanas*, *Rugoglobigerinas*, *Globorotalidos*.

Cretáceo inferior: *Radiolarios*, *Globigerínidos*, *Nannoconus*, *Anomalínidos*, *Tintínidos*, *Calpionellas*, entre otras la *alpina*, *elíptica*, *oblonga*, *darderi*.

En esta fauna del Cretáceo inferior se han podido reconocer asociaciones que caracterizan al Aptense-Barremiense y al Neocomiense, dentro de éste al Valanginiense-Hauteriviense y al Berriasiense. Litológicamente son margo-calizas grises que hacia la parte baja del sondeo se hacen algo detríticas.

El sondeo se paró a los 1.153 metros sin salir de estas margo-calizas neocomienses, habiéndose alcanzado ya el Berriasiense inferior. La razón fue las grandes dificultades que tenía la máquina para continuar la perforación.

Ahora bien, el estudio geofísico también nos daba en la vertical de los sondeos eléctricos números 4 y 5, situados más al SW., ya en plena mancha triásica, la existencia de un terreno, cuya resistencia transversal era del orden de los 200.000 ohmios, entre los 450 y 500 metros de profundidad.

Para investigar este nivel resistente, y siguiendo las indicaciones del estudio geofísico, se emplazó un segundo sondeo unos 5 kilómetros aguas abajo del primero, en el cruce del arroyo Santa María con el camino que va de Rute a Montoro y que pasa por Cabra.

Este sondeo, después de atravesar 487 metros de margas y arcillas triásicas cortó una potente masa de yesos y sales que duraron hasta los 605 metros. A continuación, y hasta los 724 metros, se volvieron a atravesar margas y arcillas abigarradas. A partir de esta profundidad, y hasta los 800 metros, fin del sondeo, de nuevo hallamos sales.

Por consiguiente, la resistencia que había señalado la geofísica era debida a estas masas de sales triásicas. El sondeo había permanecido todo el tiempo en el Triás autóctono y era inútil continuar.

A la vista del resultado de este último sondeo creemos que las formaciones atravesadas en el primero pertenecen al Prebético, y que el terreno resistente señalado por la geofísica en la vertical de él no corresponde a las calizas subbéticas de la sierra.

Para terminar con la investigación del borde norte del macizo montañoso de Cabra se realizó también por la Compañía General de Geofísica otro perfil eléctrico, compuesto de cuatro sondeos eléctricos, de las mismas características que el anterior; esta vez hacia la extremidad noroeste de la sierra, en la zona de Luque, a lo largo de la carretera general de Baena a Córdoba, entre los kilómetros 61 y 67.

Las curvas de resistividades halladas mostraron que en profundidad no había ningún terreno resistente que pudiera asimilarse a las calizas. Por consiguiente, en esta zona tampoco procedía seguir la investigación.

Como consecuencia de todos estos trabajos creemos que el frente de deslizamiento del Subbético coincide, en líneas generales, con el borde norte de los afloramientos de la sierra y, por tanto, que las posibilidades de encontrar caudales de agua interesantes en esta parte septentrional del macizo de Cabra son prácticamente nulas.

La única zona que aún nos quedaría por investigar de una manera exhaustiva sería el borde occidental de la sierra, donde hicimos nuestros primeros sondeos de investigación y de los que ya hemos tratado.

Es posible que por debajo de la escama superior deslizada —en esta zona, al NE., y en los alrededores de Cabra— continúen durante cierto espacio, y en lugares determinados, la unidad inferior con sus calizas. La existencia de la fuente de las Piedras abona esta idea, pero la dificultad que presentaba la investigación era grande, dada la discontinuidad, debido a las laminaciones, que deben tener en profundidad dichas calizas.

Esto nos hizo suspender, por el momento, la investigación en dicha zona.

La situación de los trabajos realizados en el arroyo de Santa María y en la zona de Luque han sido reproducidos en los trabajos ya citados en la página 82.

2. CUENCAS HIDRÁULICAS SUBTERRÁNEAS EN LA ZONA PREBÉTICA (CAMPIÑA).

La zona de la Campiña se extiende al norte y oeste de la Sierra de Cabra y ocupa la mayor parte de la Hoja de Baena.

En este área, como se deduce del estudio geológico, solamente se ha depositado sedimentación prebética; por consiguiente faltan los niveles calizos liásicos y jurásicos que son los que almacenan los grandes acuíferos y que acabamos de estudiar.

Por ello las posibilidades, en esta zona, se ven limitadas grandemente y se reducen a las que tienen los niveles calizos oligo-aquitanienses, las areniscas tortonienses y algunos cuaternarios.

Hacemos a continuación el estudio de las cuencas subterráneas de estas distintas formaciones.

a) Cuencas hidráulicas subterráneas de las calizas oligo-aquitanienses.

Cuenca hidráulica subterránea de Nueva Carteya.—Designamos con este nombre a la cuenca que existe al sur de Nueva Carteya.

El nivel acuífero está constituido en este caso por las calizas detríticas oligo-aquitanienses que afloran en la Sierra de Nueva Carteya. Esta formación sufre hacia el norte un cambio lateral de facies, apreciando margas en lugar de calizas; por ello, el límite septentrional que hemos establecido para esta cuenca subterránea es hipotético, ya que no podemos, en profundidad, saber la zona en donde se realiza el cambio de facies de calizas a margas.

La cuenca hidrológica de alimentación se compone de dos partes: una, la principal, en donde afloran las calizas, y otra, menos importante, en la que se encuentran terrenos margosos. La primera tiene una superficie de 7,8 Km² y la segunda de 8,1 Km²; partiendo de una pluviometría de 650 l/m² y suponiendo una infiltración del 35 por 100 para las calizas y del 5 por 100 para las margas, tenemos una recarga anual de:

$$\frac{650 \times 1.000.000}{100} (7,8 \times 35 + 8,1 \times 5)$$

que equivale a un caudal de:

$$\frac{650 \times 1.000.000 (7,8 \times 35 + 8,1 \times 5)}{60 \times 60 \times 24 \times 360 \times 100} = 65 \text{ l/s}$$

Multitud de pequeñas fuentes constituyen el drenaje fundamental de esta cuenca, cuyo caudal conjunto es de 18 l/s. Los aforos fueron realizados en junio de 1961.

Es pues posible que, por medio de sondeos que alcanzaran estas calizas, se podría obtener un caudal en cierto modo interesante; las perforaciones deberían situarse entre Nueva Carteya y la sierra del mismo nombre y más bien cerca de esta última. Las aguas serían artesianas o semiartesianas.

Ahora bien, hay dos circunstancias adversas que conviene considerar:

1.^a Debido al cambio lateral de facies de las calizas, los sondeos no deben separarse mucho de la Sierra de Nueva Carteya, pues se corre el riesgo de no cortar ese nivel.

2.^a En el caso probable de que las perforaciones dieran un resultado positivo, y puesto en explotación por medio de los sondeos este manto hidráulico, existe la posibilidad de reducir o anular el caudal de parte de las fuentes que existen en la Sierra de Nueva Carteya.

La calidad de las aguas de esta cuenca es buena, tanto para el riego como para usos domésticos.

Como ejemplo copiamos el análisis del agua que actualmente abastece al pueblo de Nueva Carteya:

Residuo seco...	0,158 gr/l.
Anhídrido sulfúrico...	0,030 "
Calcio...	0,018 "
Calcio más magnesio...	0,043 "
Cloro ...	0,018 "
Sodio ...	0,009 "
Conductividad eléctrica a 25° C ...	305 microohmios/cm.
Índice de Scott ...	113,5
SAR ...	0,3

Cuenca hidráulica de Doña Mencía.—Como en el caso anterior el nivel está constituido por las calizas oligo-aquitanienses y también, por las mismas circunstancias que en el caso precedente, el límite oriental de la cuenca es hipotético.

La cuenca hidrológica de alimentación se compone también de dos partes: la zona en donde afloran las calizas tiene una superficie de 1,76 kiló-

metros cuadrados y la de las margas 3 Km²; partiendo de los mismos valores anteriores, pero considerando ahora 700 l/m² tenemos una recarga anual de:

$$\frac{700 \times 1.000.000}{100} (1,76 \times 35 + 3 \times 5)$$

equivalente a un caudal de:

$$\frac{700 \times 1.000.000}{100 \times 60 \times 60 \times 24 \times 360} (1,76 \times 35 + 3 \times 5) = 16,8 \text{ l/s.}$$

Vemos, pues, que en este caso el caudal disponible es bastante reducido, estando drenada la cuenca en su mayor parte por las fuentes existentes. Además, en esta zona, los plegamientos y fracturas han podido independizar zonas de la cuenca.

Por estas circunstancias creemos que las labores efectuadas para la explotación de la cuenca no tienen muchas posibilidades de alumbrar grandes caudales y por ello no creemos oportuno recomendar ningún trabajo en este caso.

Las aguas de esta cuenca son un poco más duras que las de la cuenca de Nueva Carteya. Ello es debido a las sales de calcio que llevan disueltas. De todas formas son potables y aptas para el riego.

Transcribimos a continuación el análisis de las aguas de un manantial de esta cuenca, análisis que creemos representativo:

Residuo seco	0,367
Anhídrido sulfúrico	0,055
Calcio	0,082
Calcio más magnesio	0,099
Cloro	0,048
Sodio	0,023
Conductividad eléctrica a 25° C	545 microhmios/cm.
Índice de Scott	42,5
SAR	0,6

b) Cuencas cuaternarias.

En la zona de la campiña aparecen ocupando extensiones apreciables terrenos modernos cuaternarios, especialmente diluviales; debido a que en el área abundan las formaciones margo-arcillosas, estos cuaternarios están hechos generalmente a expensas de los mismos materiales, lo que les da, en la mayoría de los casos, unas características poco apropiadas para la forma-

ción de acuíferos interesantes. Solamente algunas zonas —a causa de sus condiciones particulares —presentan factores positivos en este sentido; a continuación nos referimos a algunas de estas áreas.

Cuenca cuaternaria de Nueva Carteya.—El arroyo Carchena, que nace unos kilómetros al sur de Nueva Carteya, ha formado, en una parte de su recorrido, un aluvial permeable que en zonas tiene una relativa potencia.

Este aluvial da lugar a una cuenca subterránea con una alimentación interesante; esta recarga la constituyen fundamentalmente, de un lado, el desagüe de la cuenca de las calizas oligo-aquitanienses, a las que ya nos hemos referido, y de otra los aportes subterráneos de los terrenos diluviales situados en la cuenca hidrológica del arroyo.

Entre este acuífero subterráneo y las aguas superficiales del Carchena hay una interdependencia y relación. El arroyo recarga y drena a la cuenca subterránea según los períodos del ciclo anual. Por esta razón, dado que no conocemos los aforos del arroyo en sus distintas épocas, no podemos hacer un balance hidráulico de la cuenca; sin embargo, pensamos que ésta se puede explotar más intensamente de lo que se hace en la actualidad.

A nuestro juicio la zona interesante se extiende *a grosso modo* desde la carretera, que de las cercanías de Nueva Carteya va a Castro del Río, hasta aproximadamente un kilómetro aguas abajo del cruce de la carretera de Montilla a Nueva Carteya con el arroyo Carchena, puesto que a partir de aquí el aluvial se vuelve más arcilloso, menos potente, y el Trías comienza a aflorar.

Las labores que se quisieran hacer se situarían siempre en el aluvial, allí donde éste es más potente, y consistirían en pozos que alcanzarían el substratum impermeable y, en su caso, en galerías trazadas en el fondo de éstos.

La localización de estos trabajos deberá ser el resultado de un estudio previo y local de este aluvial.

MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Baena la actividad minera ha sido y es muy escasa. Se limita a una serie de canteras de yesos localizadas en el Triásico y algunas explotaciones de calizas jurásicas y terciarias.

La relación de ellas es la siguiente:

Núm.	N O M B R E	Sustancia
1	Cantera Gómez Barba	Yeso
2	Cantera Cubero	Yeso
3	Cantera Cárdenas	Yeso
4	Cantera Moreno	Yeso
5	Cantera Villarreal	Yeso
6	Cantera Aguachá	Yeso
7	Cantera S. Juliá	Yeso
8	Cantera Povedano	Yeso
9	Cantera Pedrizas	Yeso
10	Cantera Llanos la Fuente	Yeso
11	Cantera Llanos la Fuente	Yeso
12	Cantera Tajo Algarroba	Caliza marmórea
13	Cantera Albendin	Yeso
14	Cantera Zabala	Caliza
15	Cantera Las Cuevas... ..	Yeso

No se tienen noticias de ninguna otra dentro de la Hoja; no obstante, hay muchas canteras, salinas muy próximas a la delimitación norte y este de la hoja 967.

Las calizas jurásicas de la Sierra de Cabra, especialmente las del Lías inferior-medio y las oolíticas, pueden suministrar buenos materiales para

la construcción de algunos de ellos, incluso para la ornamentación, como sucede con los niveles del Titónico.

También son aptos para estos usos las calizas aquitanienses que afloran en muchas zonas de la Hoja.

Respecto a yacimientos de hierros, en Baena no se han encontrado tantas manifestaciones como las que existen en las que la limitan por el este y el sur.

Solamente en las proximidades, y al este del pueblo de Baena, en las pequeñas manchas triásicas que allí existen, y en el ángulo NE. de la Hoja, en el término de Albendín, hay tres concesiones de mineral de hierro, aunque creemos que no han sido explotadas.

Todos ellos arman en las calizas triásicas y su origen debe ser el mismo que el de los yacimientos conocidos de Zamoranos.

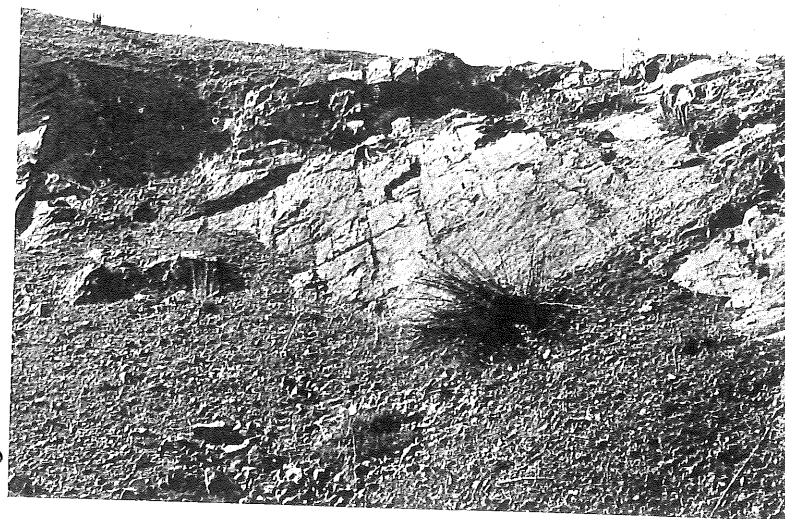
VII

BIBLIOGRAFIA

- ALASTRÚE: Datos para una nueva interpretación tectónica de los alpides subbéticos (parte central).—Estudios Geográficos. Año IX, núm. 12.
- Bosquejo geológico de las Cordilleras Subbéticas entre Iznalloz y Jaén.—Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 1944.
- BLUMENTHAL (von Moritz): Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central, und Süd-West Andalusien.—Basel, 1927.
- BLUMENTHAL (M. M.): Le Miocène d'Antequera (Andalousie) et son importance au point de vue de la date des recouvrements.—C. R. Som. S. G. F., núm. 10, 1929.
- La structure de la Chaîne pénibétique entre Antequera y Loja.—C. R. Ac. Sc. T. 191, 1930.
- Geologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitrofes (Andalousie).—B. S. G. F., 1931.
- Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalousie.—C. R. As. Sc. T. 197.
- BRINKMANN (R.): Betikum und Keltiberikum in Südostspanien.—Geol. d. West Hel. Gebiete, n.º 6, 1931.
- et GALLWITZ (H.): Der betische Aussenrand in Süd-Ost Spanien.—Geol. West. Hed. Gebiete, 1933.
- BUSNARDO (R.): Regards sur la géologie de la région de Jaén.—Tomo a la Mem. de P. Fallot.—Soc. Géol. de France. T. 1, 1960-62.
- CARANDELL: Introducción al estudio fisiográfico y geológico de la región egabrense.—Bol. S. E. H. N. Tomo ext., 1921.
- La Sierra de Cabra. Excursión a los Lanchares y al Picacho.—XIV Cong. Geol. Int. Excursión A-5, De Sierra Morena a Sierra Nevada, págs. 37-73. Madrid, 1926.

- CARANDELL: Segunda nota acerca de la tectónica de la Sierra de Cabra.—
Boletín de la R. S. de Hist. Nat. T. XXVIII. 1928, pág. 75.
- CARBONELL (A.): Criaderos de hierros de Córdoba y Jaén.—M. Inst. Geol. y Minero. T. VI. Madrid, 1944.
- Contribución al estudio de la geología y de la tectónica andaluza.—Bol. Inst. Geol. XLIX, págs. 81-215, 1927.
- Nota sobre los depósitos foraminíferos terciarios de Córdoba.
- Nota sobre los vertebrados terciarios hallados en Córdoba.
- COMA (J.) y FELGUEROSO (C.): Hoja de Lucena, núm. 989.—Inst. Geológico y Min. de Esp., 1965.
- DUPUY DE LÔME (E.): Hoja núm. 946, Martos.—Inst. Geol. y Min. de Esp., 1959.
- Alumbramiento de aguas subterráneas en la provincia de Jaén.— Bol. Inst. Geol. y Min. Tomo LXX, 1959.
- DOUVILLÉ (R.): Esquises géologiques des Préalpes subbétiques (partie centrale).—Fc. des Sc. Paris. Sr. A. núm. 526, núm. 1.246; 1906.
- et LEMOINE (P.): Sur le genre *Lepidocyclina* Gümbel.—Me. pal. Soc. Geol. France. XIII. Paris, 1904.
- FALLOT (P.): Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra.—
C. R. Sc. T. 185, 1927.
- Sur la géologie de la région d'Antequera (Andalousie).—C. R. Ac. Sc. T. 185, 1927.
- Sur la terminaison occidentale de la Sierra de Cazorla (Andalousie).—
C. R. Ac. Sc. T. 186, 1928.
- Sur les marmo-calcaires rouges senonniens des environs de Priego de Córdoba.—Bol. R. S. H. N. T. XXVIII, 1929.
- Etat de nos connaissances sur la structure des Chaînes bétiques et subbétiques.—Libre jubilaire S. G. F., 1930.
- Le Trias.—Geol. Ch. bet. et subbétique.—Ass. pour l'étude geol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. II, 1933.
- Le Lias.—Geol. Ch. bet. et subbt.—Ass. pour l'étude geol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. II, 1933.
- Le Dogger. Geol. Ch. bet. et subbet.—Ass. pour l'étude geol. de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. II, 1933.
- Le Jurassique superieur. Geol. Ch. bet. et subbet.—Ass. pour l'étude géologique de la Méditerranée occid. Vol. IV, part. III, 1934.
- El sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas.
- Sur le rôle des ablations basales dans la nappe subbétique.—C. R. Ac. Sc., 1944.

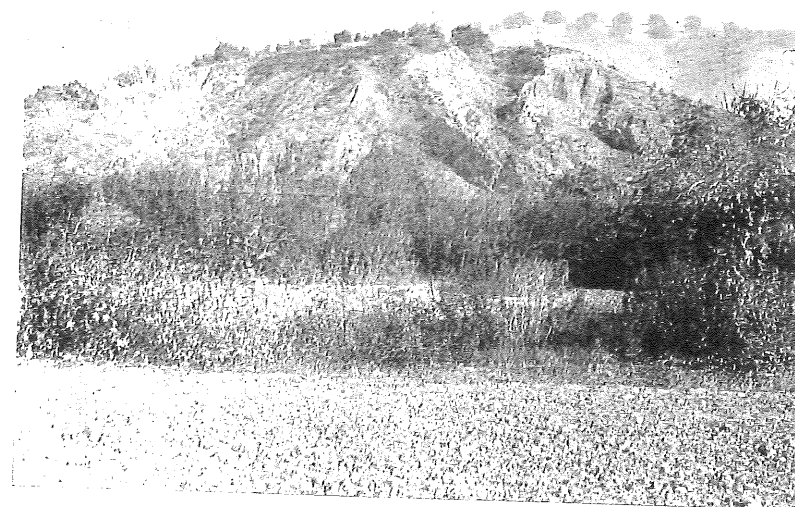
- FALLOT (P.): Les Cordilleres Bétiques.—Estudios Geológicos, Instituto de Investigaciones Geológicas "Lucas Mallada", núm. 8. Barcelona, 1948.
- FELGUEROSO (C.) y COMA (J.): Estudio geológico de la parte más meridional de la provincia de Córdoba.—Bol. núm. 75. Inst. Geol. y Min. de España, 1964.
- HERNÁNDEZ PACHECO (E.): La Sierra Morena, la Llanura Bética.—XIV Cong. Geol. Int. Madrid, 1926.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: El sistema Cretáceo en España.—Mem. T. LVII, 1956.
- KILIAN (W.): El yacimiento titónico de la fuente de los Frailes, cerca de Cabra (Córdoba).—Boletín XVIII, 1891, pág. 449.
- LIZÁUR (J.) y PRIETO (I.): Hoja núm. 945. Castro del Río, 1945.
- Hoja núm. 924, Bujalance. 1950.
- Hoja núm. 965, Ecija. 1956.
- MALLADA (L.): Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba.—
Bol. Com. Mapa Geol. T. VIII, págs. 1-55, 1880.
- PEYRE (Y.): El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas.—
N. y C. del I. Geol. Min. núm. 67, 1962.
- PRIETO (I.) y LIZÁUR (J.): Hoja núm. 944, Espejo. 1955.
- SOLÉ SABARÍS: Bibliografía geológica y fisiográfica de las Cordilleras Béticas.—Ibid. Granada, 1942.
- Estado actual de nuestros conocimientos sobre los alpides españoles.—
Bol. Univ. Granada. T. XIV, dic. 1942.
- STAUB (R.): Gedanken sur Tectonik Spaniens Vierteljahreschr. d. Naturforschenden.—Cessellsdr. Zurich. LXXI, 1826.



Fot. 1.—Afloramiento de las calizas del Muschelkalk cerca del cortijo de Iscar.



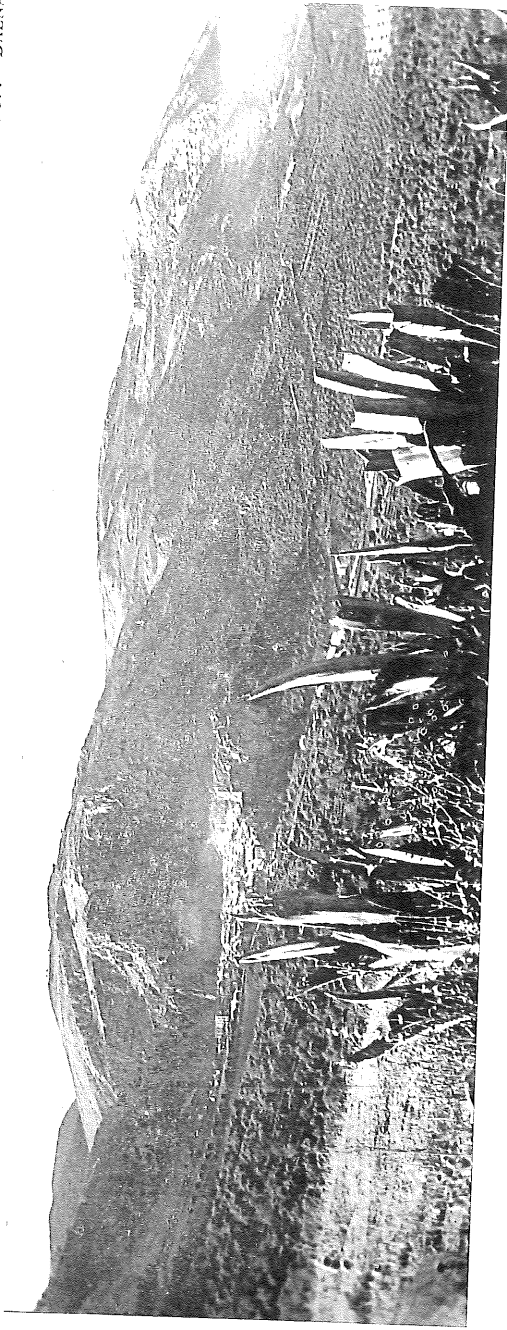
Fot. 2.—Muschelkalk de la vertiente norte del vértice Ameriques.



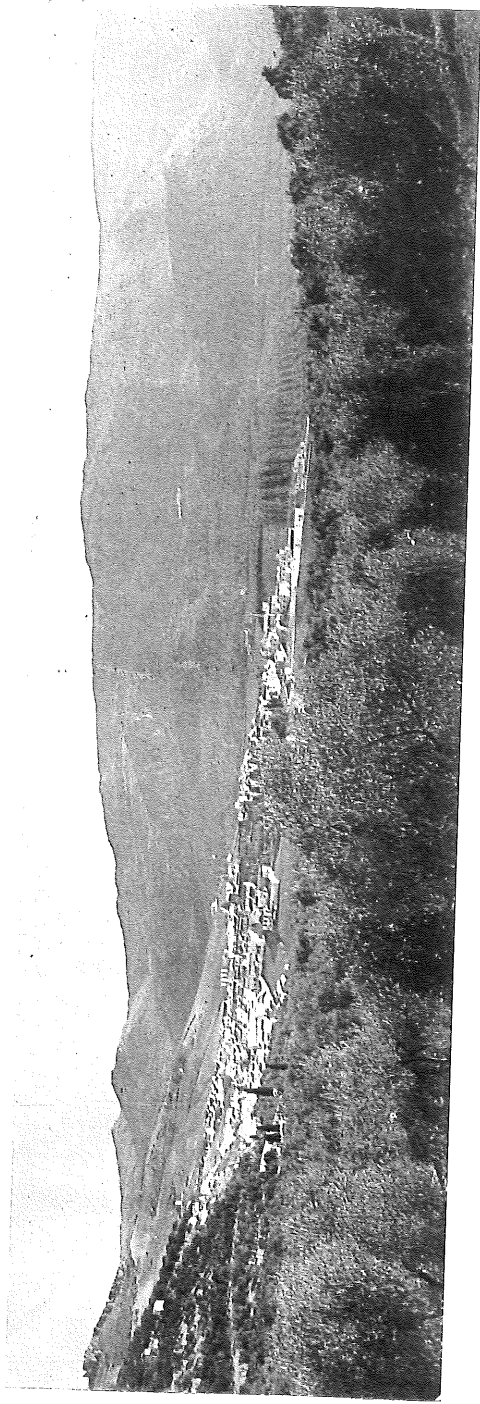
Fot. 3.—Margas y arcillas en la margen derecha del río Marbella, cerca del caserío de la Tora.



Fot. 4.—Zuheros. Base del deslizamiento jurásico.



Fot. 5.—Frente del deslizamiento jurásico. Zuheros al pie del escarpe.



Fot. 6.—Doña Mencía. Al fondo la Sierra de Cabra, deslizada.

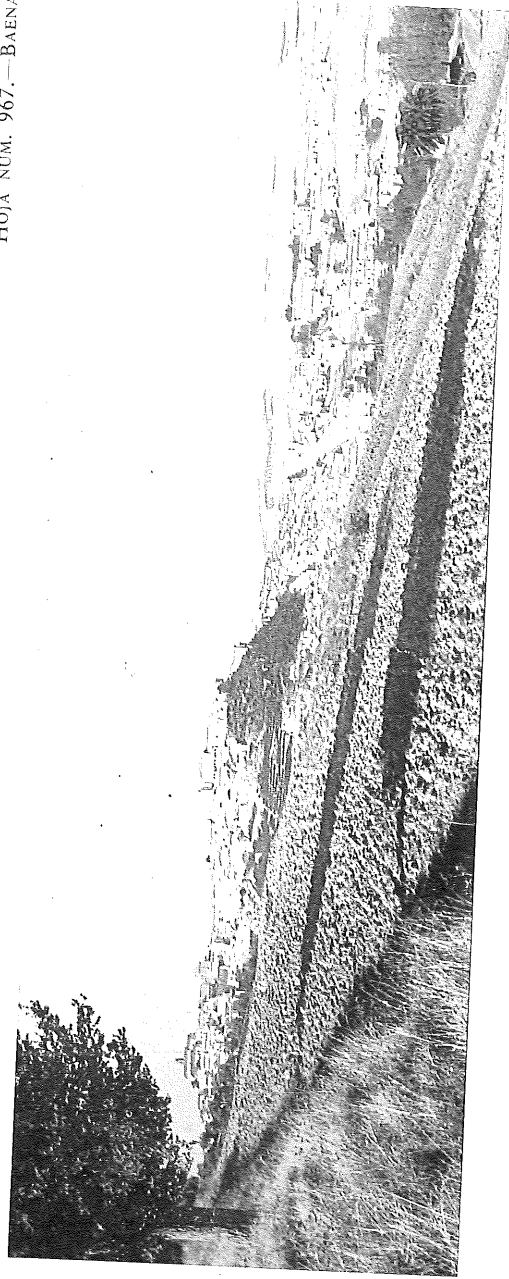


Fot. 7.—El deslizamiento jurásico en la zona de Luque.

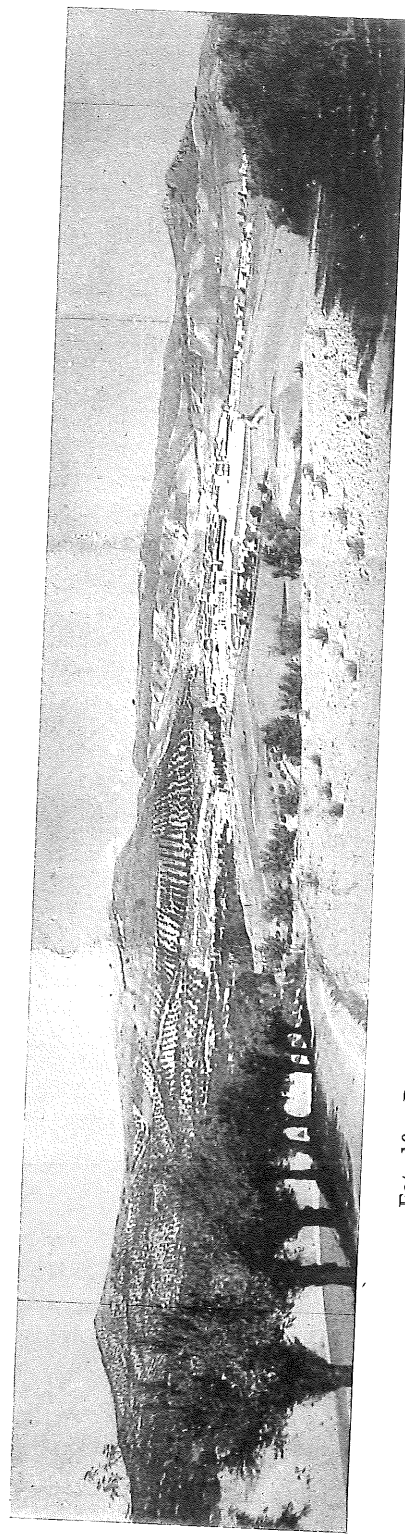


Fot. 8.—Afloramiento de las margas del Cretáceo inferior.

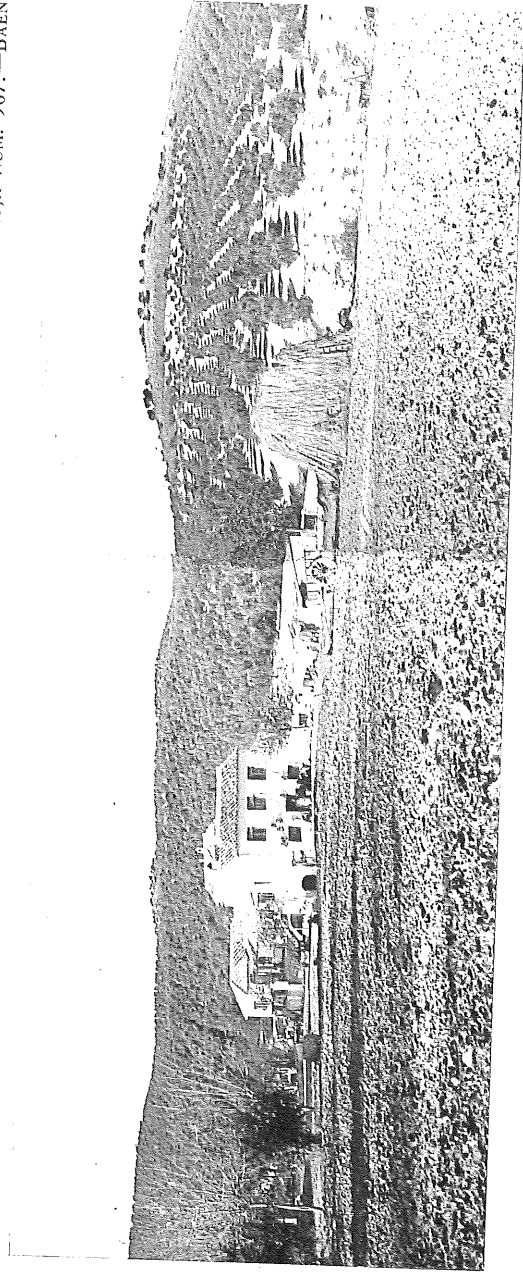
HOJA NÚM. 967.—BAENA



Fot. 9.—Formación estampiense-aquitaniense en Baena.



Fot. 10.—Doña Mencía. Al fondo el Estampiense-Aquitaniense de La Serrezuela.



Fot. 11.—Paisaje terciario: olivares en las laderas margosas y cerros desnudos de calizas aquitanienes.



Fot. 12.—Margas burdigalienses asomando entre el Cuaternario de la zona de Las Vegas.