

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

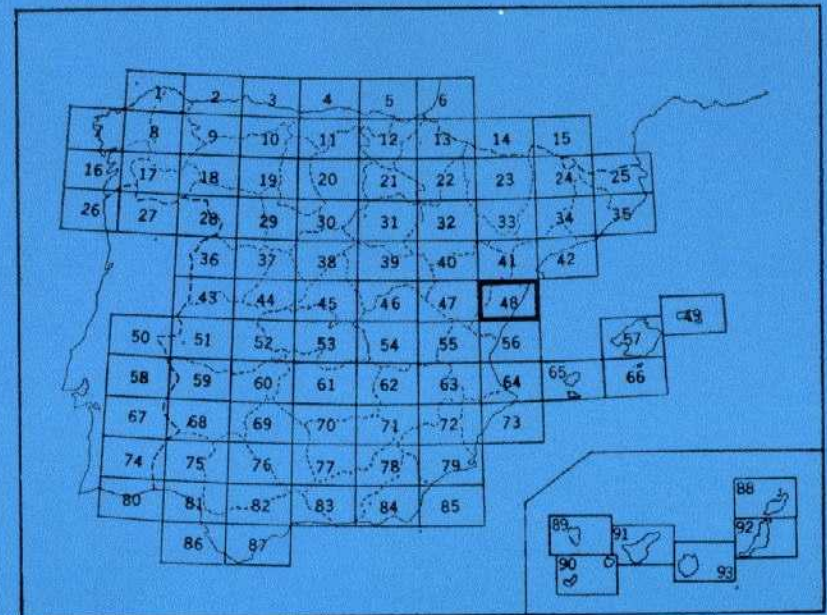
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

VINAROZ

Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

VINARÓZ

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por la división de Geología del IGME.

EDITADO
POR EL
DEPARTAMENTO DE PUBLICACIONES
DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO
DE ESPAÑA
RÍOS ROSAS, 23 - MADRID - 3

Depósito Legal: M - 30.699 - 1972

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La presente Memoria corresponde a la Hoja núm. 48 (Vinaroz) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000; tiene como finalidad dar una orientación sobre las características geológicas de esta zona a partir de los conocimientos existentes.

Está enclavada, en su mayor extensión, en la provincia de Castellón; al noroeste, la de Tarragona; al este, el mar Mediterráneo, y al oeste, la de Teruel.

En el área que nos ocupa hacen aparición diferentes términos de la serie estratigráfica. Comprende materiales Paleozoicos, Mesozoicos, Terciarios y Cuaternarios. De todos ellos, el Cretácico es el que ocupa mayor extensión superficial.

2 ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la zona que nos ocupa no es en sí excesivamente compleja a causa de la escasa diversidad de las

formaciones que en ella afloran, pero presenta dificultad su estudio, ya que la documentación de la que se ha partido es escasa.

Los terrenos que afloran van desde el Carbonífero al Cuaternario, pasando por el Mesozoico y Terciario. Los más abundantes son los mesozoicos y cuaternarios.

2.1 PALEOZOICO

Es de tipo pizarroso, siendo el piso más antiguo de la zona, que puede asimilarse al Carbonífero, y está integrado por pizarras arcillosas grises oscuras y pizarras de tonos ocres claros, alternando con tramos arenosos. El conjunto es atravesado por venas de cuarzo y está fuertemente diaclasado.

En Borriol y Villafamés describe LOTZE afloramientos de barras de grauwackas (*) muy cuarzosas y ricas en mica. La dirección de estos términos es generalmente NE.-SO. Para dicho autor, corresponderían al Devónico Superior o al Culm, y asimismo los autores de la Hoja 1 : 50.000 de Villafamés describen, al norte de Benicasim, afloramientos paleozoicos en facies análoga, que atribuyen al Carbonífero.

En la cartografía hay tres afloramientos: uno en Masía de Molet, otro en el llamado Desierto de las Palmas (Convento) y un tercero, más pequeño, hacia el este.

2.2 MESOZOICO

2.2.1 Triásico

Aparece sólo en la zona sur de la Hoja, aunque es indudable que los depósitos se encuentran en el substratum de toda el área considerada; presenta facies de tipo germánica típica.

(*) Se trata de un término equivoco que debe ser sustituido por el de «litarenitas». Se le conserva en esta Memoria en atención a la literatura geológica consultada.

Buntsandstein

Presenta gran superficie de afloramiento. Está formado litológicamente por areniscas de color rojizo, con estratificación cruzada, en paquetes de 30 m. de espesor, con intercalaciones de arcillas apizarradas y violáceas de un metro de potencia. Apoyándose casi siempre sobre Carbonífero, en contacto discordante, y un espesor de 200 m.

Los únicos afloramientos se encuentra en la Hoja 1 : 50.000 de Villafamés, en el norte de Borriol y al oeste de Benicasim; estos dos de gran extensión y otros más reducidos en las proximidades. Hay una mancha aislada al sur de Cirat, en la zona SO.

Muschelkalk

Aflora solamente en el SO. de la zona estudiada, como calizas dolomíticas oscuras, formando la cresta de los anticlinales. Por no tener fauna, hay que relacionarlo con los tramos en que entra en contacto; así ocurre en el sur de Villahermosa del Río y hacia el sur en Cirat. En Lucena del Cid existe otro afloramiento amplio, recubriendo asomos de Keuper.

A veces, el Muschelkalk está teñido por sales de hierro, que le dan un tono rojo sangre en venillas.

Un problema interesante es la existencia en el Muschelkalk del llamado «nivel rojo intermedio», que es una intercalación detrítica de arcillas, areniscas y conglomerados rojos entre las calizas. LOTZE (1928) afirma rotundamente que no existe tal tramo rojo, siguiendo con la misma opinión BRINKMANN (1948). Por último, D. RAMBAUD (1962) lo vuelve a describir al noroeste de Chelva.

Lo constituyen calizas dolomíticas oscuras y arcillas abigarradas con una potencia máxima aproximada del orden de 400 metros.

Keuper

Su presencia está limitada al SO. de la zona, bordeando en

muchos casos los asomos de Muschelkalk. Los más destacables afloramientos se encuentran al sur de Villahermosa del Río, Lucena del Cid y Cirat.

Está caracterizado por la existencia de arcillas abigarradas, saliníferas y yesíferas, que alternan con potentes bancos de yesos.

Suprakeuper

La litología varía de unos afloramientos a otros; así, en Villafamés (no representados en el mapa) es eminentemente dolomítico; en cambio, en la Hoja 1:50.000 de Alcira está constituido por carniolas y calizas tabladas, fuertemente tectonizadas debido al tramo más plástico e inferior del Keuper.

2.2.2 **Jurásico**

No se ha podido observar ningún afloramiento claramente atribuible al Lías en el interior de la Hoja. Quizá pudieran corresponder a este piso unos niveles de calizas dolomíticas, azoicas, que se encuentran en las proximidades de algunos asomos de Keuper anteriormente descritas.

El Dogger tampoco aparece en la cartografía de la Hoja debido a la forma tan irregular y discontinua en que se presenta, que no permite hacer una síntesis de él.

Malm

El Jurásico Superior aflora en numerosos puntos de la Hoja, pero sólo se han podido determinar con exactitud dos únicos tramos en la Hoja de Cuevas de Vinromá, correspondiendo el tramo más alto al Kimmeridgense-Portlandés y el más bajo al resto del Malm.

Entre los afloramientos más importantes se encuentra el de la Sierra Esparraguera, el anticlinal de Cintorres y la Sierra del Monte Turnell.

La litología, según la Hoja de Cuevas de Vinromá, es caliza

microcristalina, gris pardo, matriz margoso-caliza muy fina, algunos restos de crinoides y ofiúridos; sobre esto se encuentra caliza dolomítica castaño-rojiza, después caliza oolítica del Portlandés-Kimmeridgense, encima caliza dolomítica roja, con matriz recristalizada y alterada. Le sigue caliza recristalizada, pardo clara, con matriz caliza, a la que continúa caliza fina, con gran cantidad de restos orgánicos del Portlandés, una caliza margosa y al final caliza microcristalina, gris pardo, con matriz margoso-caliza muy fina, con restos escasos de Ostrácodos y Equinodermos, posiblemente Portlandés.

Tiene una potencia aproximada de 200 m.

2.2.3 Cretácico

2.2.3.1 *La facies Weald*

En la base del Cretácico se sitúa la facies wealdica, adquiriendo mucha importancia y desarrollo en la mitad sur de la Hoja.

Conocemos como wealdicas las formaciones de facies fluvio-lacustres y salobres con débiles intercalaciones marinas someras, que se extienden desde el Jurásico Superior hasta el Urgoaptense, y que no coinciden en extensión con las series patrón conocidas del Weald.

Sin embargo, presentan dificultades en su estudio, ya que los sedimentos wealdicos alcanzan, según las regiones, alturas muy diferentes dentro de la columna estratigráfica.

Así, en diversos lugares del norte de España (parte de las provincias de Santander y Vizcaya, por ejemplo) se presentan en la facies wealdica casi la totalidad del Malm y en algunos puntos incluso el Dogger Superior. La sedimentación prosigue con características muy semejantes hasta el Aptense. En algunas zonas de la provincia de Teruel se produce el mismo fenómeno, aunque con caracteres menos acentuados, y se presentan como facies wealdica sedimentos que por su edad corresponden al Jurásico Superior.

En Morella y Mirambel, HAHNE (1943) describe unos 120 m. de alternancias de arcillas, margas, areniscas y calizas arenosas, pero que no figuran en la cartografía.

La base de la facies wealdica en sus capas más altas corresponde al Portlandés, e incluso en su parte más alta al Neocomiense.

En cuanto al techo de la serie, la fijación está menos clara; parece que corresponden a esta facies depósitos de edad Aptense, e incluso en algunos lugares la facies de Utrillas (de características litológicas muy semejantes), prácticamente sin solución de continuidad. En su parte alta comienzan a aparecer episodios marinos, con formas del Barremense y del Aptense, los cuales son a su vez seguidos de nuevas intercalaciones con facies wealdica, hasta que finalmente predominan las series marinas, que en facies margosa y arcillosa presentan ya abundante fauna aptense.

Comienza la facies wealdica con niveles detríticos, de conglomerados y areniscas bastas, a los que siguen arcillas plásticas ocre y grises, alternando con margas arenosas de color ocre. Siguen areniscas y calizas arenosas, y en estas calizas se observan ya fragmentos de lamelibranquios y ostreas, que denotan su origen marino. En la parte alta de la serie se renuevan las margas y arcillas con bancos de arenisca y caliza arenosa intercalados y episodios marinos cada vez más frecuentes.

El espesor aproximado de esta facies puede establecerse entre 100 y 150 m.

Hacia la zona norte, la parte superior de la facies wealdica es predominantemente margosa, y en la zona meridional, concretamente en Torreblanca, es de carácter arenoso, empezando a presentarse los bancos de arenas caoliníferas, que tan potentes y características son, al oeste de la zona que ahora estudiamos.

Según HAHNE (1943), el hasta hace poco llamado Wealdense es una facies que engloba niveles estratigráficos de facies de estuario y lagunar, situados debajo del Cretácico Inferior marino. La localización en la edad geológica ha dado lugar a diversas

opiniones; así, FALLOT y BATALLER la colocan sobre el Urgo-Aptense; por el contrario, HAHNE (1943) demuestra que en todos los afloramientos se encuentra debajo y que los autores anteriores consideraron aún como weáldicas las formaciones arenoso-margasas del Urgo-Aptense. Así, no afloran rocas más antiguas; de las calizas urgonianas debajo está la facies weáldica.

Esta facies está en toda la zona estudiada debajo del Urgo-Aptense, para lo cual podemos tomar como yacente al Barremense; la facies weáldica, por tanto, es más antigua que el Barremense.

Su extensión mayor se localiza en la provincia de Castellón; aquí, los estratos en gran parte están casi horizontales, formando siempre el basamento del Urgo-Aptense, y en todos los profundos barrancos y valles aflora la serie. En la provincia de Teruel ocupa menos extensión y se presenta en pliegues-falla muy abruptos. Hacia el N. va disminuyendo hasta llegar pronto a su fin.

2.2.3.2 *Urgo-Aptense*

Sobre la facies weáldica descansa una serie marina predominantemente caliza, de la cual se han ocupado ya hace tiempo los geólogos LUCAS DE ALDANA, ALCIBAR, VILANOVA, LANDERER, COQUAND y otros. Este último dio el siguiente perfil, de abajo arriba:

Calizas, areniscas y margas; sobre esta serie, calizas y areniscas ferruginosas alternantes con arcillas arenosas; encima, arenas y arcillas coloreadas con Belemnites.

Para fijar la edad de esta formación contamos con los hechos siguientes. Sobre la serie salobre lacustre de la facies weáldica se encuentra en general el Urgo-Aptense, que en el este de la región —alrededores de Tortosa— y en la parte oriental de los Puertos de Beceite es rico en *Requienia Lousdalii* D'Orb., mientras que en el O. se caracteriza por contener orbi-

tolinas. Este Urgonense debe, pues, corresponder al Barremense del sur de Francia y es anterior al Aptense.

La parte inferior de la serie es de edad Aptense, como lo demuestran, sobre todo, los cefalópodos fósiles.

En resumen, se puede decir que las capas marinas del Cretácico Inferior deben corresponder esencialmente al Barremense y al Aptense.

El Urgo-Aptense ocupa la mayor parte de la región, sobre todo en la provincia de Castellón, donde, por ser casi horizontales los estratos, grandes superficies se ven formadas exclusivamente por ellos, como ocurre en el SO., donde la zona entre Castellfort y Mirambel pertenece en su mayor parte al Urgo-Aptense.

Su extensión es menor en la provincia de Teruel, pero también aquí muchos anticlinales hacen aflorar en varios puntos el Urgo-Aptense. Este terreno, lo mismo que la facies wealdica, va disminuyendo en dirección N. hasta terminar.

El límite N. del Urgo-Aptense sigue aproximadamente una línea que une los pueblos de Ariño, Gargallo, Alcorisa, Mas de las Matas, Aguas Vivas y Puertos de Beceite (situado en la Hoja núm. 41).

El Aptense tiene una representación extensa en la Hoja. Así, próximo a la costa, al sur de Peñíscola, aparece el tramo más inferior reconocible, y está integrado por calizas más o menos compactas, que a veces aparecen dolomitizadas en lechos finos. Los paquetes oscilan entre 2 y 30 m. de potencia, intercalados por pequeños espesores de margas, con fauna de tipo nerítico, como ostreas, rudistos, equinodermos y orbitolinas.

Los paquetes inferiores descansan en el NE. de la Hoja de escala 1 : 50.000 de Alcalá de Chisvert, sobre el Jurásico, mientras que en el borde SO. descansan discordantemente sobre el Triásico Inferior y Medio e Incluso sobre Paleozoico.

El Aptense va siendo superior a medida que nos alejamos de la costa; así, en la parte oriental del Valle de San Mateo, existe un paquete de gran espesor, probablemente mayor de

1.000 metros, constituido por bancos de calizas de espesor variable, en alternancia con otros margosos más potentes y abundantes que en la parte inferior del tramo anterior.

El tercer paquete, estratigráficamente superior, se presenta al O. del Valle de San Mateo, ocupando la Sierra de Valdancha y Sierra de Engarcerán hasta perderse hacia el S. en las inmediaciones de Alcora, donde está recubierto por el Mioceno y Cuaternario. Está integrado también por una alternancia de bancos calizos y margosos que, en los niveles superiores, son de carácter arenoso margoso. Su espesor llega a alcanzar hasta 20 m.

En la zona de Cervera del Maestre se sitúa lo más probable sobre el segundo nivel, que es concordante con él, en forma de suave sinclinal de eje, buzando hacia el N.

Existen otras litologías; así, al N. de Cervera del Maestre, un tercer tramo soporta un pequeño nivel eminentemente margoso, sobre el que se apoya otro superior y potente de caliza margosa, nuevamente plegado, que va a hundirse en los sedimentos cuaternarios de la parte central de la región de Uldecona.

En el Valle de La Jana, Traiguera y San Jorge, se aprecia una facies de tipo límnic, próxima a la costa, en la que en su espesor total, de 80-100 metros, alternan margas ocre, arcillas compactas, algún nivel de yeso prácticamente irreconocible y restringidas manifestaciones de lignitos. Otro nivel análogo existe en la Muela de Godall, próxima a esta localidad, donde se ha llegado a explotar el lignito.

Los niveles superiores están formados por calizas que forman las cornisas y mesas de la Sierra de Valdancha, apreciables en la parte N. (CHERT y ROSELL), en la Hoja 1 : 50.000 de Uldecona.

2.2.3.3 *Las capas de Utrillas*

Encima de las calizas del Urgo-Aptense viene una serie predominantemente detrítica, arenoso-arcillosa, con bancos de mar-

gas de muy poca importancia. Estas encierran capas de lignito, que, especialmente en Utrillas, se explotan en gran escala.

La estratigrafía es la que sigue:

Una parte superior, con poco o nada de lignito, compuesta de arenas y areniscas, generalmente rojizas y blancas con tonos amarillos y verdes; irregularmente distribuidas se encuentran partes fuertemente ferruginosas.

Otra parte inferior con mucho lignito, compuesta predominantemente de arenas de diversa coloración, con variable número de capas, a las que se asocian calizas nodulosas y margas de color gris, que ordinariamente son ricas en ostreas.

Referente a su edad, se han colocado, según los autores, en el Urgonense (*), Gargasense y Cenomanense. FALLOT (1945) atribuye las capas de Utrillas, en lo esencial, al Albense, y a su vez están cubiertas, según ellos creen, por estratos de edad Albense Superior, dando como prueba de ello el hallazgo de *Thetis*, sp.

Esta gran diversidad de opiniones se explica por la escasez de fósiles; sólo se han encontrado ostreidos, que, debido a su mal estado de conservación, apenas sirven para caracterizar divisiones estratigráficas.

En el Albense se encuentran arcillas ocreas y grises, compactas, que alternan con areniscas de grano grueso y arenas caoliníferas, a veces rojizas y frecuentemente blancas. Todo ello da lugar a formaciones fácilmente erosionables y que producen, en consecuencia, un área definida, con topografía ondulada.

2.2.3.4 *Cretácico Superior*

Concordantes con las Capas de Utrillas, siguen en primer lugar calizas amarillentas y grises con alternancias de margas, arcillas y arenas, muy ricas en fósiles (dominantemente

(*) El urgonense es en realidad una **facies** en general carbonatada, que puede abarcar cronológicamente desde el Barremense hasta el Aptense.

ostreas), y sobre éstas una potente serie de calizas masivas y también en lajas.

Petrográficamente se hace una fácil división de la serie en dos grupos, como ya lo hacían los autores antiguos; la parte inferior menor es de menor potencia que la superior.

El grupo inferior lo componen una serie de calizas y margas amarillentas y grises, frecuentemente con numerosas ostreas y orbitolinas, así como otros muchos fósiles. El paso a las Capas de Utrillas se hace generalmente porque las calizas y las areniscas van disminuyendo y fácilmente desaparecen; en la parte superior se establece el límite con la desaparición total de todas las intercalaciones arcillo-margosas.

En el grupo superior, la secuencia consta de potencias calizas macizas grises en unas partes y de calizas y margas en otras, encontrándose, en poca cantidad, también arcillas. El grupo es muy pobre en fósiles, así que se tropieza con grandes dificultades para fijar su edad. La parte inferior parece corresponder todavía al Cenomanense, y para la parte superior admite recientemente FALLOT (1945) como más verosímil edad Senonense.

Es probable que, además de Cenomanense y Senonense, exista Turonense en la serie, por la estrecha relación de ellos, nada indica la existencia de una laguna estratigráfica.

El Cretácico Superior está íntimamente ligado en su reparto a las Capas de Utrillas. Así, está limitado en la zona correspondiente a la provincia de Castellón al territorio comprendido entre Mosqueruela y Villafranca (Sierra Brusca). Por el contrario, en la provincia de Teruel existe el Cretácico Superior en muchos puntos; se encuentra en los flancos del anticlinal de Cañadas, situado en el NO. de la zona estudiada.

2.3 Terciario

Existen en la Hoja contados afloramientos de Eoceno y Oligoceno. Están situados en el NO. y SO. y los forman materiales detríticos y conglomerados.

2.3.1 Mioceno

Debido a fenómenos tectónicos muy recientes, se han producido importantes depósitos de conglomerados y brechas no consolidadas, cuya edad puede estimarse comprendida entre el Mioceno Superior y Cuaternario. De estos depósitos, los más importantes jalonan las estructuras actuales y se encuentran preferentemente en los flancos orientales de las sierras de Engarcerán y Esparraguera. Están constituidos por elementos cretácicos y jurásicos (con gran predominio de calizas aptenses) y matriz margo-arcillosa poco consistente. Los elementos, especialmente en el borde nororiental de la Sierra de Engarcerán, son de gran tamaño, encontrándose incluso cantos rodados de más de medio metro cúbico de volumen.

En conjunto, el espesor de la formación es reducido y no sobrepasa en general los 50 metros.

En la base se encuentran también sedimentos detríticos, con predominio de areniscas de grano grueso y conglomerados. Estos conglomerados en los bordes de la cuenca llegan a alcanzar gran desarrollo, tal como ocurre en los cerros inmediatos a Cuevas de Vinromá, donde las formaciones detríticas tienen una potencia superior a los 100 metros.

2.3.2 El Mioceno-Plioceno aparece sólo en pocos puntos hacia el SO. de la Hoja y su litología está representada por margas, arcillas y conglomerados.

2.4 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son muy extensos y potentes en la Hoja que estudiamos y se pueden dividir en tres tipos diferentes:

- El primero de ellos lo forman depósitos de tierras arcillo-arenosas, con niveles intercalados de gravas calizas poco consolidadas. Dan origen a amplios valles cultiva-

dos, como los de Alcalá de Chisvert y Cuevas de Vinromá, que hacia el norte se unen, presentando una gran superficie, que llega hasta la costa. El espesor de estas formaciones, en la parte central de los valles, llega incluso a sobrepasar los 30 metros.

Estos depósitos son originados por la erosión de las series Jurásicas y Cretácicas, predominantemente calizas; por esta razón la facies es poco arenosa.

- El segundo tipo lo forman depósitos cuaternarios constituidos por gravas y formaciones detríticas que jalonan el curso de los arroyos y ramblas de la zona. El carácter de éstos es torrencial, con períodos de absoluta falta de caudal y otros de grandes inundaciones; por eso los materiales arrastrados son heterométricos. Predominan entre éstos los elementos calizos, procedentes de la denudación de las formaciones jurásicas y cretácicas, pero se encuentran también cantos del Trías e incluso pizarras del Paleozoico.
- Por último, el tercer tipo de depósitos cuaternarios está constituido por la costra de travertinos que cubre gran parte de las depresiones, que están poco consolidados, y su potencia es en general inferior a medio metro, e incluso a veces de sólo unos centímetros.

Como es frecuente en la costa de Castellón, existe aquí una importante circulación subterránea de agua dulce que, procedente de las formaciones mesozoicas, atraviesa los depósitos permeables del Mioceno Superior y Cuaternario, llegando hasta el mar.

Existen en la zona costera surgencias de agua dulce y salobre, que inundan gran parte de las áreas bajas próximas al mar. Por esto en las costas bajas de Castellón son muy frecuentes estas zonas pantanosas, que en múltiples lugares han sido saneadas mediante labores artificiales de drenaje e incluso dedicadas al cultivo del arroz.

El carácter pantanoso de la zona que nos ocupa existe desde

el Cuaternario Superior y ha dado lugar a importantes acumulaciones de turba, cuya explotación industrial ha sido intentada en repetidas ocasiones.

3 TECTONICA

La zona que nos ocupa se halla intensamente plegada y afectada además por fuertes fenómenos de distensión que dan origen a una importante red de fracturas.

Los antecedentes geológicos de la región, y especialmente los trabajos de BRINKMANN (1931), LOTZE (1931) y HAHNE (1931), proporcionan datos interesantes. Existe en la región un substratum paleozoico plegado por las orogenias hercinianas.

Se trata, en conjunto, de materiales que han estado sometidos a una tectónica violenta, con pliegues de dirección NO., y en la que el empuje tectónico está dirigido de SO. al NE., dejando salir, en consecuencia, hacia el SE. las formaciones inferiores.

Un sistema de fallas produce un descenso en bloques transversales hacia el mar, dando lugar a repeticiones de las series de NO. a SE. y neutraliza las elevaciones de los ejes hacia el sureste, ya que pone en contacto lateral los niveles inferiores con los términos más altos de la serie.

Se hace notar la circunstancia que supone la correspondencia de la disposición morfológica y orientación de la costa de Levante con la tectónica del interior.

Las fallas longitudinales producen un descenso en bloques paralelos y, dentro de la zona estudiada, se aprecia un área central, al oeste de la cual los bloques hundidos se encuentran al este de las fallas, mientras que a poniente el descenso se realiza hacia el oeste.

Las líneas tectónicas siguen la dirección alpina paralela a la costa. La dirección de los ejes anticlinales y la de las cadenas montañosas es N.-NE., es decir, que parecen obedecer todos los fenómenos a una misma causa; son consecuencia de

una única tectónica de plegamiento, es decir, que el movimiento alpino ha dejado clara su huella.

Toda la Sierra de Montsiá, como la del Godall, está constituida por el Aptense, característico del litoral Mediterráneo.

En todos los horizontes calizos y en su parte alta hay bancos magnesianos, y a veces en un mismo banco sólo en ciertas zonas, confirmándose que el fenómeno de dolomitización no tiene relación con la estratigrafía.

El Jurásico llega a faltar por completo en algunos puntos de la Cordillera Ibérica, lo que puede significar una falta de sedimentación en algunos bloques, ya que en otros hay indicios de que su ausencia se debe a una fase orogénica débil, seguida de emersión y erosión.

La abundancia de conglomerados en la base de la formación jurásico-cretácica de tipo wealdico y su facies continental denotan claramente una emersión después de las formaciones del Jurásico francamente marinas, que llegan con esta facies a un punto en que las más altas se pueden reconocer estratigráficamente hasta el Kimmeridgense, por lo que la orogenia paleoalpina debió tener sus movimientos iniciales en dicho piso del Jurásico Superior.

En la Cordillera Ibérica, en la provincia de Castellón, existen varias discordancias similares a la anterior. Formado al cortar en valle muy profundo el río Villahermosa, afluente del Mijares, un amplio anticlinal de calizas y margas aptenses del Cretácico Medio, con conglomerados en la base, que desde la carretera de Castellón a Teruel se extiende hasta el elevado pico de Peña Golosa, de 1.813 m. de altitud, entre los pueblos de Villahermosa del Río y Cedramán. Debajo del núcleo del citado anticlinal aparece un segundo anticlinal, de eje desplazado del anterior aproximadamente de 1 a 2 Km. hacia el SO., formado en su parte central por calizas y dolomías del Muschelkalk, con margas abigarradas del Keuper a los dos lados, a las que siguen dolomías del Suprakeuper, terrenos estos que son cubiertos en discordancia por los conglomerados y calizas de la base del Aptense del anticlinal de la parte superior, el cual

cierra periclinalmente en todo el contorno, teniendo el ojal una longitud de 5 Km. y una anchura media de 2 Km.

Otro ejemplo lo podemos encontrar entre los pueblos de Borriol y Benicasim, cerca de Castellón, en donde sobre pizarras y grauwackas paleozoicas muy replegadas vienen en discordancia herciniana los conglomerados y areniscas del Buntsandstein, buzando 45° al SE., cortados bajo el Monasterio del Desierto de las Palmas por una falla que los pone en contacto otra vez con las pizarras paleozoicas. La discordancia herciniana y las areniscas del Trías Inferior se repiten de nuevo al norte de Benicasim; aquí se apoyan conglomerados y calizas cretácicas del Aptense con orbitolinas y toucasia, discordantes a su vez unos 25° con las areniscas y formando un sinclinal.

El anclinal de Cañada, que en su parte S. muestra dirección general N. 160°, en el S. pasa a la N. 55° O., y en el curso superior del río Monleón toma la OE.; después gira pronto a la dirección S., mientras que en su parte N. es OE.

El anticlinal de Villafranca en el N. sigue dirección casi N.-S.; después, en Villafranca, cambia al NO., pero pronto vuelve a la dirección S.

El anticlinal de Cintorres, con dirección general NS., pasa después a la NO.

Según HAHNE (1943), se ha producido un importante plegamiento entre el Terciario Inferior y el Superior, que puede considerarse como el principal de esta zona, y a él se refieren los ejes descritos en este trabajo. Para la determinación de la edad del plegamiento tenemos lo siguiente: Mientras que la pobrísima fauna permite atribuir a la serie inferior del Terciario como Oligoceno, la del Terciario Superior debe corresponder al Mioceno Superior.

El plegamiento es, pues, posterior al Ludense y anterior al Mioceno Superior.

En este intervalo se sitúan las fases sávica y estaírica, pero no es posible afirmar a cuál de las dos corresponden las lagunas estratigráficas de las series.

En varios puntos dentro y fuera de esta Hoja, cerca de Ca-

landa, se manifiesta el plegamiento moderno; no obstante, en la zona estudiada no puede fijarse con exactitud su edad, ya que el Terciario Superior es afectado también por el plegamiento, como lo demuestra el hecho de que en muchos puntos calga el Mesozoico sobre él; por otra parte, faltan aquí sedimentos posteriores al Mioceno (exceptuando los cuaternarios) y no puede, pues, fijarse la edad exacta de este plegamiento.

Únicamente podemos decir que ROYO GOMEZ (1926) ha descrito de otras regiones un plegamiento posterior al Pontienense (Fase Rodánica), y quizá éste haya actuado también aquí.

El plegamiento preoligocénico

En general suele descansar el Oligoceno completamente concordante con el Mesozoico; únicamente en muy pocos puntos se manifiesta un plegamiento entre el Cretácico y el Oligoceno. Existen varios ejemplos fuera de la Hoja estudiada y dentro de ella; en el flanco sur del anticlinal de Montalbán (al N. de la Hoja y fuera de ella), aquí se presenta el Oligoceno muchas veces discordante sobre distintos pisos del Cretácico hasta las Capas de Utrillas.

El plegamiento en esta zona lo podemos encajar en un tipo intermedio entre el tipo Germánico y el Jura, ya que no corresponden a ese tipo los anticlinales, además de la escasez de sus fallas, y respecto al segundo tipo, tampoco, por la ausencia de series de pliegues largos; aquí, en todas partes, se observa un fuerte cambio en sus direcciones.

Los depósitos cuaternarios de la costa están formados a expensas de los materiales derrubados de la Sierra de Montsiá. Presentan un fuerte declive hacia el mar y cerca de éste forman a modo de terraza, viéndose clara la estratificación. Esta terraza se continúa al sur, formando una región agrícola muy rica.

La terraza de dichos depósitos cuaternarios se encuentra a 6 u 8 metros sobre el nivel del mar y es muy interesante el

dato de que el mar ha elevado su nivel, dado que los conglomerados cuaternarios están en él sumergidos.

La forma de los pliegues, en lugar de presentarse de tipo continuo, experimenta cambios bruscos en el buzamiento de sus flancos, formándose anticlinales en forma de artesa. Frecuentemente estos cambios de buzamiento van acompañados de roturas, que tienen como consecuencia que los estratos pierdan la continuidad, y en conjunto parece como si las capas tuvieran una gran rigidez y los estratos se quebrasen al ser comprimidos. Así, por ejemplo, al O. y al SO. de Portell de Morella, en toda la extensión que alcanza la vista, aparecen las capas horizontales o subhorizontales, pero entre Cintorres y Portell existe un anticlinal con los flancos bastante levantados y en el que la parte central presenta las capas sensiblemente horizontales.

También en las fallas se dan las mismas características; así, en el kilómetro 177 de la carretera a Zaragoza se presenta un curioso accidente de compresión con una dirección aproximadamente E.-O. y en el que el empuje parece haber sido dirigido hacia el N. Este accidente afecta desde la caliza inferior hasta el nivel de orbitolinas y va perdiendo intensidad hacia el O., hasta llegar a desaparecer.

Al norte de la zona estudiada los terrenos infracretácicos presentan bastantes accidentes, algunos muy intensos. En la carretera de Morella a Zaragoza se puede observar, cerca del kilómetro 167, un fenómeno del tipo de los que venimos citando. El anticlinal, cortado por la carretera, no presenta los estratos convexos, cambiando el buzamiento de manera continua, sino que la charnela aparece quebrada y los flancos son rectos o ligeramente cóncavos hacia arriba. En la rama S. se repite el fenómeno, y en el corte de la carretera puede observarse que los estratos están quebrados, presentando a ambos lados de la rotura una concavidad hacia arriba bastante acusada.

Más al norte de este lugar los pliegues adquieren más intensidad, resultando una zona sumamente rota. A la altura del pueblo de Ortells (a 3,6 Km. hacia el norte, fuera de la Hoja) existe un pliegue falla, dando como consecuencia que las mar-

gas se apoyen normalmente sobre las calizas de toucasias, con interposición, a veces, del nivel continental, de modo que se presenta una sucesión inversa análoga a la que, según hemos dicho, fue observada por ALVARADO (1933) y perteneciente al mismo nivel.

Los movimientos tectónicos que han originado estos pliegues influyeron, sin ninguna duda, sobre los depósitos terciarios que se encuentran al N. de Morella, ya que éstos están frecuentemente plegados en el contacto. Estos trastornos del Terciario afectan en general sólo al contacto, pues los estratos se van poniendo horizontales a medida que nos alejamos del Cretácico.

4 HISTORIA GEOLOGICA

El estudio de la historia geológica de la Hoja que consideramos, e incluso de la región en que está situada, se ve dificultado por la presencia de grandes lagunas estratigráficas, que impiden no sólo apreciar la continuidad de las series, sino incluso los efectos de diferentes fases orogénicas.

Existe en la región un substratum paleozoico consolidado y plegado por las orogenias hercinianas. La intensidad mayor del plegamiento tuvo lugar entre el Culm y el Estefanense.

Según LOTZE, existen en la Ibérica afloramientos del Carbonífero Superior discordantes sobre los pliegues hercinianos y concordantes con el Trías. Estos depósitos del Carbonífero Superior, e incluso los posiblemente existentes del Pérmico, sólo debieron recubrir una extensión relativamente reducida de las actuales cadenas ibéricas.

Transgresivos sobre diferentes niveles paleozoicos, aparecen los sedimentos triásicos, que comienzan por conglomerados y arcillas rojo-vinosas, atribuibles al Permotrías. Siguen a continuación las arcillas y areniscas del Buntsandstein, que, como sabemos, llegan a alcanzar en la región estudiada notable desarrollo.

Hacia la zona central de la Ibérica se produce, al final del Buntsandstein, una nueva emersión, de tal manera que, al oeste de la zona que ahora estudiamos, el Muschelkalk es transgresivo sobre el Buntsandstein Medio. Las calizas y dolomías del Muschelkalk, aunque con escaso desarrollo, son constantes en la mayor parte de la región considerada.

Después se depositan los típicos depósitos de arcillas y evaporitas del Keuper.

A ellos suceden las calizas, dolomías y carníolas del Supra-keuper, que también se extienden con regularidad en la mayor parte del lado oriental de las Cordilleras Ibéricas.

El tránsito del Supra-keuper al Lías se realiza de forma casi insensible, a través de una serie de calizas en facies poco profunda.

Los datos que poseemos no son suficientes para deducir las características de la sedimentación del Jurásico en la región que nos ocupa. Parece que, al menos para una gran parte de la Ibérica, la sedimentación fue continua durante muy prolongadas épocas del Jurásico.

En algunas zonas faltan los sedimentos del Dogger y en la parte sur de la Ibérica hay una laguna en la sedimentación del Jurásico Superior a la altura del Oxfordense.

La facies del Jurásico en la Ibérica es poco profunda y varía de litoral a nerítica.

A partir del Jurásico Superior tiene lugar una emersión casi general de la Ibérica y los depósitos jurásicos marinos son continuados por las formaciones fluvio-lacustres, con breves intercalaciones marinas y períodos de emersión completa, que dan lugar a la llamada facies weáldica.

En el Aptense, una gran transgresión cubre extensiones muy vastas de la Ibérica. En general, los sedimentos claramente marinos corresponden ya al Aptense Medio, y el Aptense Inferior presenta todavía facies weáldica.

Durante el Albense, la sedimentación en la mayor parte de la Ibérica tiene lugar en la conocida facies de Utrillas, y sola-

mente en algunos lugares existen alternancias de sedimentos fluvio-lacustres y marinos.

Los depósitos cenomanenses son extensos; en cuanto al Turonense y Senonense, su sedimentación no alcanzó a toda la región estudiada.

Así, los sedimentos eocenos alcanzaron algunas zonas de las actuales cadenas ibéricas y a partir de este momento no vuelven a encontrarse sedimentos marinos en la región.

Son oligocénicas algunas series detríticas en relación con los movimientos orogénicos, pero, en cambio, los depósitos lacustres del Mioceno son muy extensos y potentes en gran parte de la región.

En las orogenias hercínicas la fase más intensa es la astúrica, es decir, entre el Culm y el Estefanense.

Determinadas discordancias entre Keuper y Jurásico deben ser atribuidas más bien a fenómenos de halocinesis.

No se puede aún determinar la edad de los pliegues de traza NE. que se encuentran en la zona costera de Castellón, y concretamente en el interior de la zona estudiada. Parece comprobado que estos pliegues son posteriores a los de traza NO. y, en consecuencia, debemos considerarlos posteriores al Aquitaniense y anteriores al Pontienense, que yace transgresivo y discordante sobre aquéllos. Es posible que correspondan, en líneas generales, a la fase estaírica, pero por falta de sedimentación intermedia que permita estudiar las discordancias no es posible precisar más.

Es evidente la fracturación intensa, de época post-Pontienense. Tanto en la gran falla al oeste de Alcalá de Chisvert como las paralelas a la costa obedecen, entre otras fracturas de la zona, a procesos de distensión producidos en el Plioceno, e incluso quizá en parte durante el Cuaternario.

El episodio final, vigente en nuestros días, es un hundimiento general que afecta también a zonas limítrofes, que va a hacer posible la acumulación de una potente costra de sedimentos clásticos continentales que rellenarán las depresiones

formadas por la fracturación. En las zonas altas montañosas, más calcáreas, se produce un fenómeno de carstificación.

5 BIBLIOGRAFIA

AERO SERVICE.—«Estudio hidrogeológico de la provincia de Castellón». I. N. C., 1966.

ALMELA, A.; GARRIDO, J.—«Nota sobre el Infracretácico de los alrededores de Morella». *Not. y Com.*, n.º 11, págs. 37-47. *Inst. Geol. y Min. de España*, 1943.

ALVARADO, A. DE.—«Macizo del Maestrazgo (Zona Este). Algunas notas referentes a su estratigrafía y tectónica». *Boletín Inst. Geol. y Min. de España*, t. 53, pág. 97, 1933.

ANONIMO.—«Investigación hidrológica en Villafamés (Castellón de la Plana)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 48, págs. 457-514, 1944.

— «Investigación hidrológica por el método sísmico en Alcora (Castellón de la Plana)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 48, págs. 107-150, 1944.

BRINKMANN, R.—«Las cadenas béticas y celtibéricas en el SE. de España». *Cons. Sup. Inv. Cient., Inst. «Lucas Mallada»*, Madrid, 1948.

CANTOS FIGUEROLA, J.—«Investigación hidrológica en Castellón». *Rev. Geol.*, t. VI, págs. 226-232, 1947.

— «Investigación hidrológica por el método sísmico de prospección en Castellón». *Rev. Geol.*, t. IV, págs. 1-16, 1945.

DERREAL, Y.—«Etude geologique de la Région Comprise entre Camarillas y Galve (provincia de Teruel)». *Univ. de Poitiers. Diplome d'Etudes Superieures de Sciences Naturelles*, páginas 1-35, 1959.

DUPUY DE LOME, E.—«Hoja núm. 593. Cuevas de Vinroena (Castellón)». *Inst. Geol. y Min. de España*, 1958.

— «Hoja núm. 594. Alcalá de Chisvert (Castellón)». *Inst. Geol. y Min. de España*, 1963.

- FALLOT, P.—«Estudios geológicos en la zona Subbética». *Cons. Sup. Inv. Cient., Inst. «Lucas Mallada»*, Madrid, 1945.
- GARCIA SIÑERIZ, J.—«La investigación hidrológica en Castellón de la Plana por medio del método eléctrico de corriente continua». *Rev. Geol.*, t. V, 1946.
- HAHNE, C.—«Investigaciones estratigráficas y tectónicas de las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona». *P. Al. G. E.*, n.º 2, pág. 51-98, 1943.
- LOTZE, F.—«Estratigrafía y tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas». *P. Ex. G. E.*, n.º 8, págs. 1-315, 1954-55.
- RAMBAUD, DOMINIQUE.—«Descripción geológica de Tuéjar (Valencia)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, Madrid, 1962.
- REIG, F.—«La discordancia paleoalpina del Jurásico Superior en la Península Ibérica». *Bol. Inf. y Est.*, n.º 10, págs. 49-54, 1961.
- RIGHTER, G.; TEICHMÜLLER, R.—«Die Eutwicklung der Kelteberischeer Ketten Abh. der Gersel». *Wissensch Zu Göttingen*, 1933.
- RIOS, J. M.; ALMELA, A.—«Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre Alto Aragón y Maestrazgo». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LIV, págs. 333-381, 1951.
- ROYO GOMEZ, J.—«Notas geológicas sobre la prov. de Valencia». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat*, Madrid, 1926.
- SIÑERIZ, J. G.—«Investigación hidrológica en Castellón (zona de Burriel y Benicasim)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º LII, págs. 289-318, 1949.
- «Investigación hidrológica en Castellón (zona del Mijares)». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º LIII, págs. 319-334, 1949.