



IGME

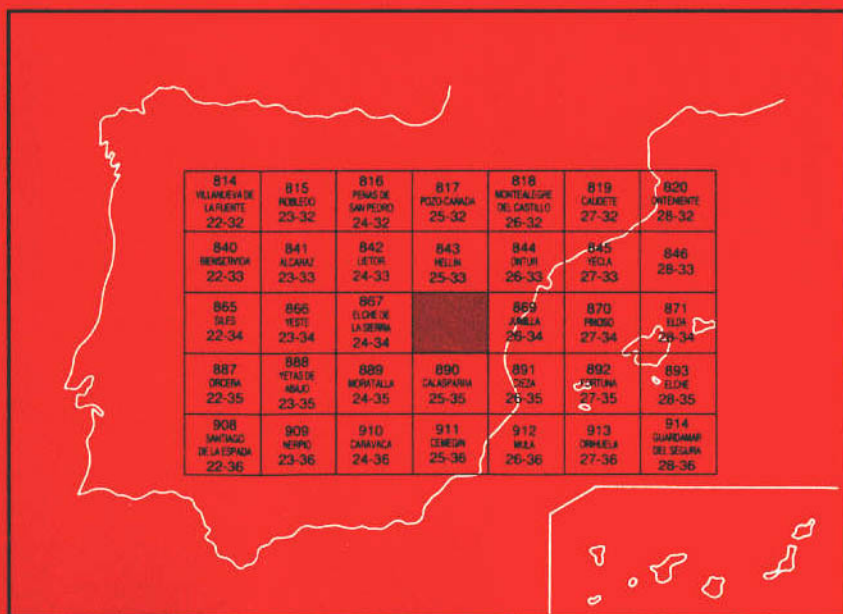
868

25-34

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ISSO



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ISSO

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria, han sido realizados por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME.

AUTORES Y COLABORADORES

CARTOGRAFIA Y REDACCION DE MEMORIA:

I. C. Gállego Coiduras
A. García de Domingo
L. Jerez Mir
F. López Olmedo

ASESORES:

Jurásico:

L. González Lastra
Facultad de Geológicas. Universidad de Oviedo

Cretácico:

C. Arias y L. Vilas
Depto. de Estratigrafía
Facultad de Geológicas. Universidad Complutense de Madrid

Terciario continental:

Guillermo Gutiérrez
Universidad de Valencia

Terciario marino:

Depto. de Petrología
Universidad Complutense de Madrid

ESTUDIO DE MUESTRAS:

L. Granados Granados y J. González Lastra

DIRECCION Y SUPERVISION DEL IGME:

E. Elizaga Muñoz

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España, existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Estudio sedimentológico, micropaleontológico de dichas muestras.
- Informes sedimentológicos de series.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

INDICE

	<u>Páginas</u>
1. INTRODUCCION	7
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	7
1.2. ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL	7
1.3. CARACTERISTICAS GEOLOGICAS GENERALES DEL PREBE- TICO EXTERNO EN LA REGION DE HELLIN-ISSO	9
1.4. ANTECEDENTES	12
2. ESTRATIGRAFIA	12
2.1. CARACTERISCIAS GENERALES	12
2.1.1. Triásico	12
2.1.1.1. Arcillas rojas y yesos (TG ₃ ^{ay})	12
2.1.1.2. Dolomías tableadas (TG ₃ ^d)	13
2.1.2. Jurásico	13
2.1.2.1. Dolomías y calizas dolomíticas (J ₁₋₂ ¹)	15
2.1.2.2. Dolomías, calizas dolomíticas y/u oolíticas con inter- calaciones de margas verdes (J ₁₋₂ ²)	15
2.1.2.3. Dolomías y calizas dolomíticas con intercalaciones de margas verdes y rojas (J ₁₋₂ ¹⁻²)	15
2.1.2.4. Dolomías y calizas oolíticas masivas (J ₁₋₂ ³)	16
2.1.2.5. Dolomías masivas con grava y arena dispersa (JS ₁₋₂ ³)	16

2.1.2.6.	Margas amarillas y margo-calizas. Ocasionalmente calizas nodulosas con ammonites (J_{31-32}^{3-2})	16
2.1.2.7.	Margas y margo-calizas con intercalaciones de arenisca, calizas arenosas y dolomías arenosas (J_{31-32}^{3-2})	17
2.1.2.8.	Dolomías ocreas, a veces con fantasmas de pisolitos (J_{32}^{2-3})	17
2.1.2.9.	Dolomías masivas arenosas (J_{32}^{2-3})	18
2.1.2.10.	Calizas oolíticas y pisolíticas (J_{32}^{2-3})	18
2.1.2.11.	Calizas micritas, arenas y margas ($J_{32}^3-C_{11}$)	18
2.1.3.	Cretácico	19
2.1.3.1.	Margas, calizas, dolomías, arenas y conglomerados (C_{14-15})	19
2.1.3.2.	Areniscas, arcillas, arenas y conglomerados (C_{15-16})	19
2.1.3.3.	Conglomerados, arenas y arcillas versicolores (C_{16})	20
2.1.3.4.	Dolomías blancas y limos dolomíticos (C_{21-22})	20
2.1.3.5.	Calizas de grano fino y calizas de «Cailleux noires» (C_{23-26})	20
2.2.	TERCIARIO. CONSIDERACIONES GENERALES	21
2.2.1.	Mioceno	22
2.2.1.1.	Arenas y conglomerados cuarcíticos rojos ($T_{11-12}^{Ba1-Ba2}$)	22
2.2.1.2.	Calizas masivas blancas ($T_{11-12}^{Ba2-Ba2}$)	22
2.2.1.3.	Biocalcarenitas ($T_{12-11}^{Ba1-Bb2}$)	22
2.2.1.4.	Conglomerado poligénico, areniscas y arcillas rojas (T_{11}^{Bb3})	24
2.2.1.5.	Margas blancas (T_{12}^{Bb})	25
2.2.1.6.	Biocalcarenitas (T_{12-11}^{Bb-Bc1})	25
2.2.2.	Mioceno superior-Plioceno	25
2.2.2.1.	Areniscas y conglomerados calcáreos ($T_{C12-12}^{Bc1-Bc2}$)	26
2.2.2.2.	Margas blancas con yeso (T_{c12}^{Bc2})	26
2.2.2.3.	Margas blancas y calizas finamente tableadas (T_{C-m}^{Bc2})	26
2.2.2.4.	Calizas tableadas blancas (T_{c12}^{Bc2})	27
2.2.2.5.	Conglomerado poligénico (T_{c12-2}^{Bc2-B})	27
2.2.2.6.	Margas blancas con yesos (T_{m}^{Bc2-B})	27
2.2.2.7.	Arcillas rojas con yesos (T_{m-y}^{Bc2-B})	27
2.2.2.8.	Conglomerados y areniscas rojas ($T_{Cg_2}^B-Q_1$)	28
2.3.	CUATERNARIO	28
2.3.1.	Pleistoceno	28
2.3.1.1.	Travertinos (Q_1-T_r)	28
2.3.2.	Holoceno	28
2.3.2.1.	Mantos de arroyada difusa, abanicos aluviales y depósitos de playas (Q_2Ma, Q_2Pl)	28
2.3.2.2.	Glacis (Q_2G)	28

	<u>Páginas</u>
2.3.2.3. Conos de deyección (Q ₂ Cd)	29
2.3.2.4. Coluvión (Q ₂ C)	29
2.3.2.5. Aluvial-Coluvial (Q ₂ Al-C)	29
2.3.2.6. Depósito de Rambla (Q ₂ R)	29
2.3.2.7. Aluvial, llanura aluvial, terrazas y limos de inundación (Q ₂ Al; Q ₂ LL-A; Q ₂ T) (Q ₂ L ₁)	29
2.3.2.8. Costras carbonatadas (Q ₂ K)	30
2.3.2.9. Coluvial-Eluvial (Q ₂ C-E)	30
3. ROCAS IGNEAS	30
3.1. ROCAS VOLCANICAS	30
4. TECTONICA	31
4.1. CARACTERISTAS GENERALES	31
4.2. DOMINIOS ESTRUCTURALES	31
4.2.1. Unidad Beti-Ibérica	33
4.2.1.1. Sector Sierra de los Donceles-loma de Fajarde ...	33
4.2.1.2. Sector Sierra Seca-Sierra de los Donceles	33
4.2.1.3. Sector de Sierra de los Donceles a Sierra del Buho	34
4.2.1.4. Sector del Mioceno superior lacustre	34
4.2.2. Unidad Bética	34
4.2.2.1. Sector de Cabeza Llana-Sierra de Enmedio-Sierra de la Ra	34
4.2.2.2. Sector de vértice de Cabra y Sierra del Candil	36
4.2.2.3. Sector Cerros de la Umbria y La Melera	36
4.2.2.4. Sector de Minateda	36
4.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES	36
5. HISTORIA GEOLOGICA	38
6. GEOLOGIA ECONOMICA	41
6.1. MINERIA	41
6.2. CANTERAS	41
6.3. HIDROGEOLOGIA	41
7. BIBLIOGRAFIA	42

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja 868 (25-34) de Isso se encuentra situada al sur de la provincia de Albacete y norte de la de Murcia.

Se trata de una región de relieve medio con cotas que sobrepasan los 800 m. la sierra del Búho (897 m.) constituye la máxima elevación.

La red fluvial está representada fundamentalmente por el río Segura y por su afluente el río Mundo. El primero atraviesa el ángulo sur occidental de la Hoja, mientras que su afluente lo hace diagonalmente (NNO-SSE), hasta su confluencia en la vecina Hoja de Calasparra.

1.2. ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Isso se encuentra situada en el Prebético externo que ocupa la zona septentrional de las cordilleras Béticas (Fig. 1).

Las subdivisiones y nomenclaturas utilizadas a lo largo del trabajo corresponden a la realizada por JEREZ MIR (1980) para la Hoja de Elche de la Sierra y se expone de forma esquemática a continuación (Cuadro 2).

SITUACION DE LA ZONA ESTUDIADA EN EL CONTEXTO GEOLOGICO DE LAS CORDILLERAS BETICAS.

0 100 200 Km.

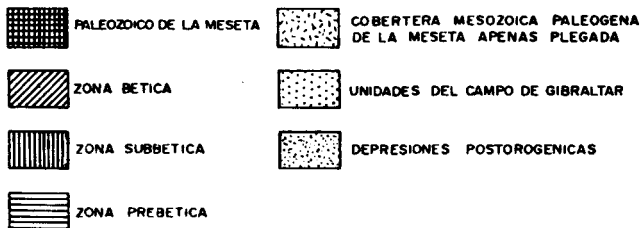
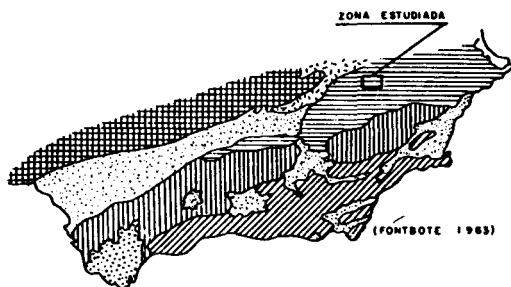
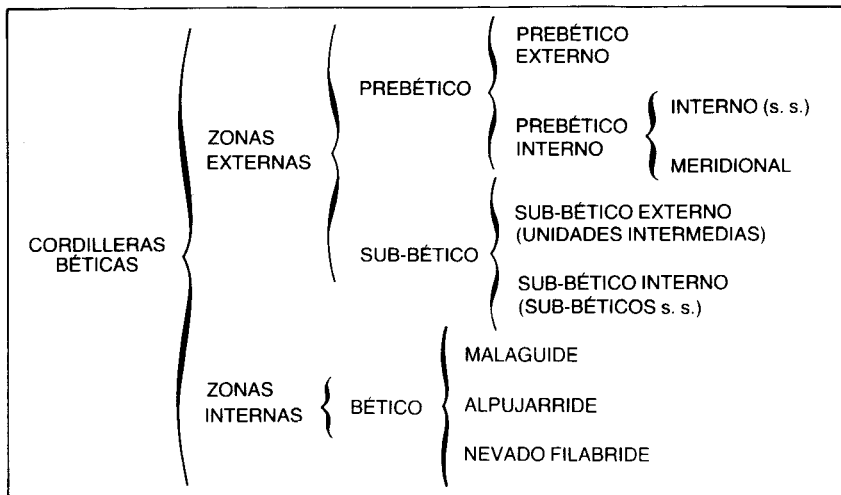


FIGURA N.º 1



CUADRO 2

El Prebético (s.l.) se divide en dos grandes unidades: Prebético externo y Prebético interno. Ambos constituyen dos dominios tectosedimentarios diferentes perteneciendo la zona del presente estudio sólo al más septentrional de los dos: Prebético externo.

Las características estratigráficas de este dominio en la región a estudiar son muy similares a las de la cordillera Ibérica. Se trata de depósitos marinos de poca profundidad (plataforma, lagoon, costeros, etc), incluso con episodios en facies continentales. La cobertura mesozóica también presenta poco espesor y su diferenciación con la de la cordillera Ibérica en las zonas más marginales o septentrionales es problemática. Solamente a nivel estructural es posible una diferenciación general entre ambos dominios, de ahí el hecho de incluir a determinadas zonas en el llamado sector Beti-Ibérico.

Las diferencias fundamentales entre el Prebético externo e interno según JEREZ MIR (1980) citadas en la Hoja de Elche de la Sierra son las siguientes:

- Diferencia de espesor de las coberturas de uno y otro dominio.
- Distintas facies a partir del Jurásico superior.
- Existencia de Paleógeno marino.
- Estilos tectónicos diferentes.

Este mismo autor señala además el desmantelamiento de los depósitos cretácicos en el Prebético externo, predominando los afloramientos jurásicos, contrariamente a lo que ocurre en el Prebético interno, donde el Cretácico está bien representado y el Jurásico aflora con carácter local.

1.3. CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS GENERALES DEL PREBETICO EXTERNO EN LA REGION DE HELLIN-ISSO

El Prebético externo es una unidad autóctona que se ve afectada por una tectónica de escamas con vergencia siempre hacia la Meseta y en las

que los depósitos arcillo-yesíferos del Keuper actúan como nivel de despegue regional.

Está constituido por una delgada cobertera, si se compara con las potentes series del Prebético interno. Las facies son bastante constantes.

El Triásico está formado fundamentalmente por un conjunto detrítico con algunas pasadas carbonatadas, que culmina con materiales arcillo-yesíferos. Estos últimos se inyectan a favor de fracturas o de forma diapírica en distintos puntos de este dominio.

El Jurásico inferior está constituido por dolomías y localmente calizas a veces con pasadas arcillosas o margosas e incluso de yesos. El Dogger, muy uniforme, presenta pequeñas variaciones dentro del conjunto dolomitizado que lo caracteriza. Merece destacar, en las zonas meridionales (región de Iseo-Elche de la Sierra) la presencia de cantos silíceos dentro de la masa dolomítica. A techo, en las zonas más externas presenta niveles de calizas oolíticas sin dolomitizar y que en parte permiten su datación.

A techo del Dogger existe un "hard-ground" muy marcado coincidente con una laguna estratigráfica que llega hasta el Oxfordiense inferior. La sedimentación se reanuda durante el Oxfordiense superior con unas calizas nodulosas. Por encima se desarrolla una formación calco-margosa del Kimmeridgiense inferior-medio que presenta variaciones laterales, desde un aumento en carbonatos hasta un enriquecimiento de detríticos, llegando incluso a estar representado por un conjunto detrítico formado por areniscas y conglomerados silíceos (sierra de Cubillas) (Hoja de Hellín) y sur de Campillo de las Doblas (Hoja de Pozo Cañada).

A techo existe otra unidad dolomítica a veces con fantasmas de oolitos y pisolitos del Kimmeridgiense medio.

Sólo en la parte más meridional de la región (sierra Melera) afloran depósitos marinos del Jurásico terminal (Portlandiense) y Cretácico inferior, excepción hecha de pequeños afloramientos aptienses en el sector norte de la Hoja de Hellín (facies "Weald") y unas dolomías de carácter somero del Aptiense, quedando emergida prácticamente toda la región a finales del Jurásico.

El Cretácico inferior de forma general está representado por las facies "Utrillas" y el superior por un conjunto dolomítico, sobre el que se apoya, cuando se conserva, un Senoniense calizo de carácter somero.

El Paleógeno marino no aflora en el Prebético externo (JEREZ MIR, 1973), apareciendo directamente el Mioceno marino (plegado y fracturado) apoyado sobre materiales de distinta edad.

Estructuralmente la región se caracteriza por un despegue generalizado entre el zócalo y la cobertera realizado a favor del Trías (facies Keuper). Las escamas al oeste de Hellín presentan generalmente vergencia hacia el antepaís, con planos muy tendidos cuanto mayor es su proximidad a éste y más verticalizados hacia el interior.

La estructura más singular corresponde al arco estructural (Cazorla-Alcaraz-Hellín), cuyas estribaciones entran en la región a estudiar. Dicho arco ve interrumpida su dirección en la zona adoptando un rumbo ENE-OSO típica de la cordillera Ibérica. Una falla de desgarre, dextrógira del zócalo, repercute en la cobertera según una ancha franja de cabalgamientos y escamas

de vergencias muy variadas que motiva en toda la región una gran complejidad estructural. Este accidente aparece situado en el esquema adjunto.

En superficie se observa, en la parte más occidental, direcciones estructurales NW-SE, que mientras en la región de Isso se van arqueando hasta tomar un rumbo NE-SW, en los alrededores de Hellín se produce una interferencia direccional compleja y anómala motivada por el accidente de zócalo. Hacia el NE, entre Tobarra y Ontur estructuras cabalgantes y vergentes al NW, se arquean denunciando claramente el accidente de zócalo descrito anteriormente.

No obstante, existen unas fallas de desgarre y alineaciones diapíricas donde aflora el Trías, que son elementos estructurales que terminan por definir el marco tectónico del Prebético externo.

Las características en detalle para este dominio pueden observarse según el Cuadro 3, resumen de JEREZ MIR, L. (1980).

DOMINIOS TECTO SEDIMENTARIOS	ESTRUCTURA DE LA ZONA PREBÉTICA	
	SUBZONA	ESTILOS TECTÓNICOS
PREBÉTICO INTERNO	I	Grandes pliegues y eventualmente pliegues-falla
	ALINEACIÓN DIAPÍRICA Y GRAN FALLA REGIONAL DE GRANDES SALTOS HORIZONTAL Y VERTICAL	
SERIE DE TRANSICIÓN AL NOROESTE	II	<ul style="list-style-type: none"> — Doble Arco de Escamas y pliegues-falla desde Cazoria a Hellin y desde Hellin a Jumilla, respectivamente. — Inflexiones beti-Ibéricas en las áreas de transición nororientales.
PREBÉTICO EXTERNO	ALINEACIÓN DIAPÍRICA Y FALLA DE DESGARRE REGIONAL DE SEGUNDO ORDEN	
	III	<ul style="list-style-type: none"> — Fallas normales, en «teclas de piano», al Norte. — Pliegues falla al Sur.
	SIMPLE CAMBIO DE ESTILO POR AUMENTO DEL JUEGO E IMPORTANCIA DEL KEUPER	
	IV	Cobertera tabular, no plegada, de la Meseta.
	CONTACTO DISCORDANTE SOBRE EL PALEOZÓICO DE LA MESETA	

CUADRO 3

1.4. ANTECEDENTES

Son muchos los autores, ya desde principios de siglo, que han estudiado las cordilleras Béticas y posteriormente las zonas más septentrionales de éstas (Prebético), así como sus relaciones con la cordillera Ibérica.

Los trabajos más clásicos son los de BLUMENTHAL (1927), BRINKMAN (1935) y FALLOT (1943). Posteriormente y hasta la década de los setenta, se llevan a cabo investigaciones en zonas menos extensas y en tramos más acotados. Es precisamente en dicha década cuando se produce un nuevo impulso en los trabajos regionales, FOURCADE (1970) y JEREZ MIR, L. (1973), los más completos y detallados hasta entonces existentes. Paralelamente se llevan a cabo estudios de carácter hidrogeológico por SANCHEZ DE LA TORRE (1968), GARCIA RODRIGO Y PENDAS (1971) y RODRIGUEZ ESTRELLA (1977), así como estudios en temas más específicos en el Jurásico y Cretácico, tanto en este área como en zonas próximas, ARIAS (1975), LINARES (1976), ARIAS Y FOURCADE (1977), ARIAS (1978), ARIAS, ELIZAGA y VILAS (1979) y ELIZAGA (1980) o del Terciario CALVO et al. (1978), CALVO (1978), USERA et al. (1979) y CALVO et al. (in litt).

No hay que olvidar trabajos regionales en áreas adyacentes, CHAMPE-TIER (1972) y AZEMA (1975) y la síntesis sobre las zonas externas de las cordilleras Béticas llevadas a cabo por la Universidad de Granada (1979).

Por último, es de destacar la confección del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente y la realización del M.A.G.N.A. Escala 1:50.000 de zonas próximas que ayudan sin duda alguna al esclarecimiento de problemas planteados tanto de índole estratigráfico como estructural.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CARACTERISTICAS GENERALES

Afloran en esta Hoja materiales cuyas edades van desde el Triásico hasta el Cuaternario, pertenecientes todos ellos al Prebético Externo. Las características estratigráficas son muy semejantes, en rasgos generales, a las de la cordillera Ibérica, existiendo en ciertos momentos (Jurásico superior) un paralelismo de facies en ambos dominios (Cuadro 4).

2.1.1 Triásico

Está relacionado en general, con procesos halocinéticos, por lo que su contacto con las demás formaciones es siempre mecánico.

Se han distinguido las siguientes unidades:

2.1.1.1. Arcillas rojas y yesos (TG_3^{ay})

Esta unidad representa las facies "Keuper". Litológicamente está constituida por arcillas, limolitas, margas yesíferas en las que se puede diferenciar

potentes paquetes de yesos, que han favorecido los procesos de diapirismo como ocurre en los alrededores del embalse del Cenajo, donde estos fenómenos afectan a los materiales del Mioceno superior continental.

En los afloramientos que bordean a la localidad de Isso se observa un aumento en detríticos que incluso llegan a formar niveles de arenas. El yeso, en este afloramiento, no se presenta en masas, sino diseminado y en escasa proporción.

Su espesor es difícil de precisar, debido a la relación existente entre los afloramientos de estos materiales y la tectónica diapírica que los afectan.

2.1.1.2. *Dólomías tableadas* (TG₃^d)

Existe un pequeño afloramiento al norte de la Hoja (Casas de Ochoa), en el que se observa por encima de las arcillas y yesos del tramo anterior y en tránsito gradual, una sucesión dolomítica, bien estratificada, formada por intramicritas y dolomicrosparitas de color gris y potencia aproximada de 15 m.

Esta unidad representa el tránsito del Triásico superior al Jurásico, realizándose mediante unas margas y margo-calizas amarillas sobre las que se depositan los tramos dolomíticos.

Esta formación es de características similares a la definida en la cordillera Ibérica por GOY et al. (1976) y denominada "Formación de Dolomías tableadas de Imón". ELIZAGA (1980) cita la presencia de esta misma unidad al sur de la Meseta y al norte del Prebético, por tanto, se trata de una formación con una gran extensión lateral.

2.1.2. Jurásico

En esta Hoja el conjunto jurásico está bien representado, si bien el límite inferior del Lías no ha podido ser reconocido. Por el contrario, el techo está bien definido, incluido el Portlandiense, observado en el sector SE (La Melera), en facies marinas y con continuidad sedimentaria hasta el Cretácico (Berriasiense).

En general se diferencia un conjunto inferior dolomítico (Lías-Dogger) y otro superior calizo-margoso-dolomítico, a veces cargado en terrígenos, correspondiente al Malm.

En los términos basales del Jurásico resulta difícil establecer edades debido a su litología de naturaleza dolomítica.

Estos niveles inferiores presentan importantes cambios laterales, tanto en espesor como en facies, como ocurre en el sector sur-oeste de la Hoja, en el que las características litológicas de las dolomías siguen conservándose, si bien existen pequeñas variaciones en cuanto a la composición textural, presentando gravas cuarcíticas y niveles arenosos dentro de la masa dolomítica.

El Malm, separado de la unidad anterior (Dogger) por un "hard-ground", está formado por una serie de unidades con abundante fauna y perfectamente datables. Litológicamente está constituido por una serie calco-margosa con importantes cambios laterales hacia el S y W, respectivamente.

Correlación entre formaciones del Jurásico en el Prebético externo y la cordillera Ibérica

PREBÉTICO EXTERNO					CORDILLERA IBÉRICA				
ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO CAZORLA – HELLÍN – YECLA			ISSO (868)		(GÓMEZ et al 1979)				
EDAD		FORMACIÓN	UNIDAD CARTOGRÁFICA		FORMACIONES			EDAD	
M A L M	KIMMERIDGIENSE PORTLANDIENSE	CABAÑAS	$J_{32}^3 - C_{11}$		CALIZAS CON ONCOLITOS DE HIGUERUELAS			KIMMERIDGIENSE PORTLANDIENSE	M A L M
		GALLINERO	Jd_{32}^{2-3}	Js_{32}^{2-3}					
		LORENTE	J_{31-32}^{3-2}	Js_{31-32}^{3-2}	RITMITA CALCÁREA DE LORIGUILLA				
	OXFORDIENSE SUPERIOR				MARGAS DE SOT DE CHERA			OXFORDIENSE	
DOGGER	CHORRO	J_{1-2}^3	Js_{1-2}^3	Mb. CALIZAS CON ESPONJAS DE YATOVA		F.m. CARBONATADA DE CHELVA			
				CAPA DE OOLITOS FERRUGI- NOSOS DE ARROYO FRIO					
				MB. CAL. NODUL. CASINOS			CALLOVIENSE AALENIENSE		
LIAS	COLLERAS	J_{1-2}^{1-2}	J_{1-2}^2		GRUPO ABLANQUEJO + GRUPO RENALES			LIAS	
	MADROÑO		J_{1-2}^1						
	CARRETAS								

CUADRO 4

Los niveles de calizas nodulosas y margas con ammonites piritosos (Oxfordiense superior) bien representadas en zonas del norte (Hoja de Hellín y Montealegre del Castillo), presentan aquí una potencia muy pequeña como máximo 10 m. (serreta de la Ra), llegando incluso a desaparecer en la zona occidental (FOURCADE, 1970, y JEREZ MIR, 1973).

Lo mismo sucede con las calizas oolíticas y pisolíticas del Kimmeridgiense medio que, desaparecen en esta Hoja pasando a facies de dolomías masivas e incluso en la zona sur-occidental comienzan a cargarse de material detrítico.

2.1.2.1. *Dolomías y calizas dolomíticas ($J_{1,2}^1$)*

La amplitud de afloramientos de este tramo es muy pequeña, estando limitada a algunos sectores de sierra Seca.

Litológicamente está constituido por una serie calco-dolomítica (dolointramicrocritas y dolomicritas) generalmente de grano fino, aumentando la dolomía hacia el techo.

No se ha encontrado en este nivel fauna determinativa; no obstante, las microfacies y posición relativa de este conjunto permite suponerle una edad Lías inferior-medio, equivalente a la "Fm. Carretas" definida en el Estudio Hidrogeológico de Cazorla-Hellín-Yecla (IGME-IRYDA, 1971).

Esta unidad parece corresponder a depósitos de tipo supramareal con precipitación de fangos dolomíticos.

2.1.2.2. *Dolomías, calizas dolomíticas y/u oolíticas con intercalaciones de margas verdes ($J_{1,2}^2$)*

Litológicamente está formado por calizas y dolomías (dolomicroesparita, micritas e intramicritas), con pasadas de margas verdes y rojas con abundantes restos de *Fravreina*, *Nautiloculina*, *Algas*, *Ostrácodos*, *Lamelibranchios*, *Equinodermos* y *Espículas*.

Sedimentológicamente pertenece a un medio mareal somero con secuencias "Shoaling upwards". A techo se pasa a un medio intermareal a lagunar.

Este tramo está bien definido en la carretera de Hellín a Elche de la Sierra, a la altura del Km. 12 en el lugar denominado loma de Fajarde.

La potencia en el sector citado anteriormente es de unos 90 m. Del estudio de las microfacies, así como por correlación con el trabajo de otros autores, PENDAS (1971) y JEREZ MIR (1973), se le supone a esta unidad una edad Lías medio-superior.

2.1.2.3. *Dolomías y calizas dolomíticas con intercalaciones de margas verdes y rojas ($J_{1,2}^{1,2}$)*

Para el sector occidental de la Hoja, se ha empleado esta terminología de Lías indiferenciado debido fundamentalmente a las pequeñas extensiones de afloramiento en las que no se han podido determinar a qué tramo de los anteriores descritos pertenece.

2.1.2.4. *Dolomías y calizas oolíticas masivas* (J_{1-2}^3)

El límite con los tramos anteriores es impreciso, realizándose generalmente su separación en base al cambio litológico que experimenta la serie.

Se trata de unas dolomías de aspecto masivo, granudas, de grano medio a grueso, de formas romboédricas y que suelen presentar "de visu" aspecto brechoide debido a los procesos secundarios de dolomitización.

En el límite superior de este conjunto dolomítico aparece un "hard-ground" que ha podido ser datado por JEREZ MIR, L. (1973), al encontrar en él un ejemplar de "*Gregoryceras*" sp del Oxfordiense superior.

Geográficamente tienen una gran extensión en esta hoja, ocupando siempre las zonas topográficamente elevadas. Su potencia se estima en unos 50 m.

En la Hoja de Elche de la Sierra (JEREZ MIR, L., 1980) y en el techo de esta formación se observan en algunas ocasiones unas calizas oolíticas que pasan lateralmente a las dolomías granudas típicas, lo que indica el proceso de dolomitización secundaria de esta formación.

Su edad es imprecisa debido a la ausencia de fauna, aunque por correlación con otras zonas descritas (FOURCADE, 1970; GARCIA RODRIGUEZ y PENDAS, 1971; JEREZ MIR, 1973-1980) en las que citan la presencia en los tramos calcáreos con *Nautiloculina*, *Trocholina* y *Glomospira*, típicas del Bhatoniense (Hoja de Hellín), se puede suponer que este tramo calco-dolomítico estaría representado por lo menos hasta dicha edad.

2.1.2.5. *Dolomías masivas con grava y arena dispersa* (J_{1-2}^3)

Se trata de una monótona serie dolomítica, de aspecto muy parecido a la anterior, pero que tiene la particularidad de estar cargada en terrígenos (arena y grava de cuarzo) con distribución irregular en la vertical.

Geográficamente estos niveles dolomíticos detríticos se sitúan al sur del embalse del Cenajo, en la sierra del Búho, sierra Maraña y en parte de la sierra de Cubillas.

En el sector de la sierra del Búho se puede apreciar como por debajo de esta formación aparecen los niveles dolomíticos arcillosos atribuidos al Lías superior, por lo que se le ha asignado una edad Dogger.

Este tramo presenta abundantes estructuras de corriente, parcialmente borradas por la diagénesis, aunque se pueden reconocer canales con estratificación en relleno de surco y "lags" con cantos de cuarcita, por lo que el ambiente sedimentario podría corresponder a un ambiente submareal.

2.1.2.6. *Margas amarillas y margo-calizas. Ocasionalmente calizas nodulosas con ammonites* (J_{31-32}^{3-2})

Esta unidad está compuesta por unos tramos basales de calizas margo-nodulosas en general de pequeño espesor, no alcanzando nunca más de 15 m. de potencia y que en el sector occidental de la Hoja llegan a desaparecer. Sobre ellos se deposita una serie rítmica de margas y margo-calizas amarillas con una potencia aproximada de 100 m.

Este nivel muy rico en fauna en los tramos inferiores ha proporcionado: *Nodophthalmidium* aff *jurassicum*, *Ammodiscus*, *Lenticulina*, *Cadosina*, *Protoglobigerinas*, así como numerosos restos de *Equínidos*, *Lamelibranchios*, *Ostrácodos* y abundantes *Ammonites*. Yacimientos parecidos a éste han sido estudiados en la Hoja de Elche de la Sierra (JEREZ MIR, L., 1973), encontrándose bien representada la "zona transversarium" del Oxfordiense superior.

En el tramo superior son frecuentes los *Equínidos*, *Ammodiscus*, *Protoglobirina*, *Nodosaria*, *Lamelibranchios*, *Serpula* y *Ostrácodos*. FOURCADE ha localizado en este tramo *Ammonites* del Kimmeridgiense inferior.

Por tanto, la edad estará comprendida entre el Oxfordiense superior y el Kimmeridgiense inferior.

Desde el punto de vista sedimentológico, en conjunto esta unidad corresponde a depósitos de plataforma que evolucionan a un medio submareal con tendencia a intermareal.

2.1.2.7. *Margas y margo-calizas con intercalaciones de areniscas, calizas arenosas y dolomías arenosas (Js³⁻²₃₁₋₃₂)*

En el sector sur-oeste de la Hoja, en las zonas de la sierra de Cubillas y Almirez, por encima de los tramos dolomíticos arenosos del Dogger, se deposita una serie detrítica ordenada en secuencias positivas, de areniscas con cantos blandos en la base y arcillas limosas con ripples de oleaje en el techo, que representan un relleno de canales submareales de un medio estuario micromareal, con gran influencia de aportes fluviales.

La potencia de este tramo es muy variable, alcanzando en la sierra de Cubillas aproximadamente unos 40 m.

El aumento de detríticos de esta unidad implica que el sector sur-oeste de la hoja correspondería a un área de pequeña batimetría relacionada con un umbral alargado de dirección NO-SE (JEREZ MIR, L., 1973), ya detectado en la Hoja de Hellín (843) y en la de Pozo Cañada al SE del Campillo de las Doblas (ELIZAGA, 1980).

2.1.2.8. *Dolomías ocreas, a veces con fantasmas de pisolitos (Jd²⁻³₃₂)*

Se trata de un conjunto dolomítico masivo, de color ocre, que en ocasiones y a techo de la serie, presenta fantasmas de pisolitos.

Su potencia es muy variable, ya que en muchas zonas constituyen la última representación del Jurásico, lo que implica que este tramo en ciertos sectores ha sufrido una fuerte erosión, de ahí que su potencia sea muy variable, oscilando de los 10 a los 70 m.

Se atribuye al Kimmeridgiense medio, por la presencia de *Alveosepta powerse* (REDMONG) (JEREZ MIR, L., 1973).

Su ambiente sedimentario resulta difícil de precisar, debido a los procesos de dolomitización secundaria, no obstante podrían asimilarse a un medio costero.

2.1.2.9. Dolomías masivas arenosas (J_{32}^{2-3})

En el sector sur-occidental de la Hoja de Isso (cerro del Algibe) y sobre los materiales calizo-detríticos del Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior, se observan unos niveles dolomíticos arenosos que lateralmente pasan a las dolomías masivas descritas anteriormente.

Estas dolomías arenosas han librado: *Alveosepta* y *Everticyclammina*, así como restos de *Briozos*, *Equinodermos*, *Lamelibranquios*.

Este tramo quedaría integrado dentro de un ambiente de sedimentación costero (marino lagunar), permaneciendo ligado al umbral de dirección NO-SE descrito anteriormente. Al ser un cambio lateral de las dolomías anteriores, su edad sería de Kimmeridgiense medio.

2.1.2.10. Calizas oolíticas y pisolíticas (J_{32}^{2-3})

Se trata de una caliza masiva con oolitos y pisolitos, y que lateralmente pasan a los tramos dolomíticos anteriores.

Geográficamente se localizan como un nivel en el sector centro-occidental de la Hoja (sierra del Baladre) por encima del Kimmeridgiense inferior. Su textura es de intramicirrudita, siendo su potencia muy pequeña, no llegando a alcanzar más de 20 m.

Se ha observado la presencia de: *Nautiloculina oolítica*, *Epistomina*, *Eggerella*, *Pesudocyclammina*, así como ha aportado este tramo la siguiente fauna: *Lamelibranquios*, *Serpúlidos*, *Ostrácodos*, *Equínidos* y restos de *algas*, por lo que se le asigna una edad de Kimmeridgiense medio.

2.1.2.11. Calizas micritas, arenas y margas ($J_{32}^3-C_{11}$)

En sierra Melera (ángulo SE de la Hoja) así como al sur de la rambla del Salvador, se desarrolla sobre las dolomías del Kimmeridgiense medio una potente serie carbonatada de calizas grises y margas, con algún episodio detrítico intercalado, a la que JEREZ MIR, L. (1973) asigna una edad que iría desde el Kimmeridgiense medio-superior hasta el Valanginiense.

La columna levantada en sierra Melera denuncia la presencia de *Alveosepta powersi*, citada por ese autor en los niveles basales así como *Clypeina jurásica* y *Anchispirocyclina lusitánica* a techo. Esto hace suponer una edad Kimmeridgiense medio-Berriasiense para estos materiales, de tal modo que quedaría comprendido el Portlandiense y parte del Cretácico inferior.

No obstante, habría que hacer referencia al paso entre los dos sistemas, que podría estar representado a techo de la serie por un nivel de arcillas rojas que sedimentológicamente representan una clara ruptura sedimentaria. A falta de otros argumentos que avalen la hipótesis hay que pensar en el inicio de la sedimentación cretácica, a partir de dicha interrupción.

En conjunto se trata de una serie regresiva cuyos niveles basales corresponden a ciclos de plataforma mareal somera y restringida (quizás "lagoon"),

formados por margas y calizas con estructuras de escape de fluidos y packstones bioclásticos.

En el medio intermareal se denuncian esporádicas emersiones con acumulaciones de pelets por corrientes laterales, mientras que las zonas protegidas presentan cierto contenido en sales, ya que temporalmente son invadidas por el mar.

Episodios efímeros de alta energía quedan plasmados en la serie, al igual que invasiones de agua dulce, que dan lugar a depósitos de calizas intraclásticas.

2.1.3. Cretácico

2.1.3.1. *Margas, calizas, dolomías, arenas y conglomerados (C₁₄₋₁₅)*

En discordancia erosiva sobre la serie calcárea del Portlandiense-Barremiense, se desarrolla un conjunto definido por calizas y margas con aparición de detríticos a techo, a la vez que se intercala pequeños niveles dolomíticos y de conglomerados.

En sierra Melera, la única zona donde afloran estos materiales, se puede observar en detalle una sucesión compuesta por dolomías arenosas y micro-conglomerados, alternando con algún nivel arcilloso que puede llegar a contener yesos.

Hacia el techo de la serie y por encima de unos niveles de conglomerados cuarcíticos se desarrollan unos paquetes de dolomías arenosas.

Estos materiales han proporcionado *Choffatella decipiens*, lo que hace suponer una edad Barremiense o incluso Aptiense inferior.

En general se trata de depósitos marinos, con interpretación sedimentológica difícil de realizar, dado el carácter restringido de los afloramientos. No obstante, pueden corresponder a sedimentos de poca profundidad, próximos a la línea de costa, con episodios tipo "lagoon" y formación de barras carbonatadas.

2.1.3.2. *Areniscas, arcillas, arenas y conglomerados (C₁₅₋₁₆)*

Esta formación detrítica de espesor bastante considerable aflora en el ángulo sur-oriental de la Hoja y más concretamente en la parte meridional de sierra Melera.

Aparece definida por un conjunto litológico de carácter detrítico bastante heterogéneo, donde areniscas y conglomerados alternan con finos (arenas, arcillas y limos arcillosos). Esta sucesión se mantiene bastante constante a lo largo de la serie si bien existe hacia el techo un predominio de arenas y arcillas.

Tanto el muro como el techo no son claramente observables, ya que estos afloramientos se encuentran limitados por fracturas, lo que impide ver su relación con las unidades supra e infrayacentes.

De todos modos y atendiendo a criterios regionales se sitúan estos depósitos por encima de la unidad anterior y representan un tránsito gradual a las arenas en facies "Utrillas".

Por correlación con otros trabajos (JEREZ MIR, 1973 y 1980) les corresponde una edad Aptiense superior-Albiense inferior.

2.1.3.3. *Conglomerados, arenas y arcillas versicolores (C₁₆)*

Conjunto litológico compuesto por gravas, arenas y areniscas silíceas con arcillas versicolores, predominando los detríticos gruesos en el muro de la formación.

Su espesor no constante varía entre 50 y 100 m. En general la potencia aumenta de norte a sur.

Este nivel siempre se apoya en discordancia erosiva sobre el Jurásico, en esta Hoja sobre el Kimmeridgiense medio, aunque puede llegar a apoyarse hasta en el Dogger (Hojas de Peñas de San Pedro y Hellín).

La distribución espacial de estas facies es difícil de precisar con el estudio de una sola Hoja. El modelo sedimentológico que presenta ELIZAGA (1980) para zonas situadas al norte de esta Hoja (Hellín, 843) supone a estos sedimentos, originados por abanicos aluviales procedentes de la Meseta (zona de sierra Morena), correspondiendo parte de esta región a las zonas distales de estos abanicos, asignándoles una edad Albiense s.l.

La zona donde mejor se observa este tramo es en el peñón de los Pájaros al norte de las Minas de Hellín, en donde se puede estimar más de 100 m. de potencia y observar las características expuestas.

2.1.3.4. *Dolomías blancas y limos dolomíticos (C₂₁₋₂₂)*

Este conjunto comienza con una secuencia de dolomías cristalinas de grano medio, que hacia el sur se hacen masivas y contienen fantasmas de Orbitolinas. A techo aparecen unas secuencias de calizas dolomíticas bien estratificadas de grano fino intercalándose niveles dolomíticos de grano muy fino.

La fauna generalmente es banal, encontrándose, sombras de *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Algas* y *Orbitolinidos*.

Su espesor es variable; en la serreta de la Ra se observa del orden de 80 m., aumentando la potencia de norte a sur.

Sedimentológicamente y en ese área, parecen corresponder a sedimentos marinos someros, que evolucionarían en la vertical desde depósitos litorales a marinos restringidos, plataforma interna y mareales.

Se les asigna una edad Cenomaniense e incluso Turoniense, aunque no existen argumentos paleontológicos que avalen la presencia del último.

Esta datación se ha realizado por correlación y en base a restos de *Cerithium gallicum* D'Orb hallados en cerro Gordo (JEREZ MIR, L., 1973), situado en el límite de las Hojas de Elche de la Sierra, Moratalla y Calasparra.

2.1.3.5. *Calizas de grano fino y calizas de "Cailleux noires" (C₂₃₋₂₆)*

Hay que citar dos grandes afloramientos situados en la cerrada del embalse de Camarillas y al sur de los Cerros de la Umbría.

Su espesor es variable oscilando entre los 60 m. en la serreta de la Ra y los 250 m. aproximadamente de los cerros de Umbría.

Litológicamente se observa un tramo basal de caliza blanca, masiva con textura de micrita a microesparita y potencia de 10 a 30 m. Sobre este tramo se deposita una alternancia de calizas microcristalinas, tipo micritas, intramicritas, biomicritas e intraesparitas.

La edad es difícil de precisar, si bien la presencia en su mitad inferior de *Globotruncana sigali* (Reichel), *Globotruncana fornicata* (Plummer), *Nummofallotia cretácica* (Schlumberger), las hace asimilables al Santoniense (JEREZ MIR, L., 1973).

La mitad superior de la serie contiene: *Nummofallotia* sp., *Bolivinopsis* sp., *Rotalia cayeusi*, así como restos de *Equínidos*, *Lituolídos*, *Ataxophragmiidos*, *Algas*, *Miliólidos*, *Textularidos*, *Lamelibranquios* y *Lagénidos*, que corresponderían a un Senoniense superior sensu lato.

El ambiente de sedimentación comenzaría con unos episodios semirestringidos, pasando en los tramos superiores a medio lagunar.

2.2. TERCIARIO. CONSIDERACIONES GENERALES

En el Terciario se han distinguido varios episodios sedimentarios diferentes; los inferiores, de naturaleza esencialmente marina, y los superiores, continentales de tipo lacustre con influencia fluvial, culminando con unos depósitos pliocenos sedimentados a favor de fosas tectónicas y de naturaleza fluvial. Por el contrario, se desconoce la presencia de depósitos paleógenos.

JEREZ MIR, L. (1980) en la Hoja de Elche de la Sierra habla de depósitos marinos pre y sinorogénicos (Burdigaliense y Langhiense) y postorogénicos (Serravallense). Dado que en la Hoja de Hellín la totalidad de estos materiales miocenos se encuentran implicados en una tectónica de escamas, frecuentemente cabalgados por el Jurásico, para evitar confusionismos se prescinde de la utilización de tal sistemática.

La datación de las distintas unidades se ha realizado en base a una serie de criterios tales como:

- 1º. Presencia de unos sedimentos continentales discordantes y estratigráficamente por encima de los depósitos que han sido datados por vertebrados y micromamíferos (N. LOPEZ, 1978), asignando una edad Vallesiense para los tramos inferiores, llegando al Tuoliense superior en los tramos superiores.
- 2º. Utilización y datación en base a la escala empleada por CALVO (1978) y CALVO et al. (1978), así como la comparación con las agrupaciones faunísticas citadas por USERA et al. (1979).

No obstante, hay actualmente planteada una problemática sobre la interrelación de las escalas bioestratigráficas marinas y continentales que impiden una perfecta correlación y situación en el tiempo en ambos tipos de depósitos, lo que motiva muchas veces desplazar forzosamente la escala cronoes-tratigráfica de materiales de igual edad.

Se adjunta la tabla empleada (Cuadro 5) para las correlaciones de los depósitos continentales y marinos en relación con los yacimientos de micromamíferos y las zonas de BLOW y MEIN.

Todo esto lleva consigo un relativo desacuerdo en las dataciones de las facies marinas que distintos autores han realizado en el Prebético. Esta pequeña discrepancia repercute en la datación de las fases orogénicas, que se ven desplazadas en el tiempo, lo que motiva cierto confusiónismo a la hora de su consulta y utilización.

En la Hoja de Iso aparecen representadas las formaciones marinas, claramente discordantes entre sí, de edad Burdigaliense-Langhiense y Serravalliense-Tortonense inferior, respectivamente.

Ambos conjuntos se disponen discordantes sobre los niveles mesozoicos.

2.2.1. Mioceno

2.2.1.1. Arenas y conglomerados cuarcíticos rojos ($Tc_{11-12}^{Ba1-Ba2}$)

Litológicamente se compone de gravas de cuarzo y cuarcitas, areniscas y arcillas rojas. En Minateda, estos niveles inferiores presentan una disminución apreciable del tamaño del grano en la vertical, intercalándose bancos de arenas y areniscas de color blanco, bien estratificadas. Esta formación disminuye de espesor hacia el norte, pasando en la Hoja de Hellín a estar constituida por conglomerados, arcillas rojizas con frecuente presencia de yesos. La potencia de este tramo oscila entre 20 y 30 m.

JEREZ MIR, L. (1980) en la Hoja de Elche de la Sierra observa una formación de conglomerados cuarcíticos, arenas y areniscas rojas bajo las calizas con algas del Aquitaniense-Burdigaliense. Subyacente a este conjunto y discordante con él existen unos depósitos marinos lagunares datados como Chattiense. Correlacionando estos depósitos con los encontrados en esta Hoja, dada su similitud de facies, se les puede atribuir una edad equivalente. Es decir, Aquitaniense-Burdigaliense inferior.

2.2.1.2. Calizas masivas blancas ($Tc_{11-12}^{Ba2-Ba2}$)

Esta unidad, de aspecto marmóreo y parcialmente recristalizada, está formada por unas calizas con textura variable entre biomicroritas y biomicrorruditas, con gran abundancia de *Algas* y *Melobesias*, por lo que también reciben el nombre de "Calizas de algas". Su potencia se estima alrededor de los 30 m. Han sido datadas en la cuenca de Moratalla (JEREZ MIR, L., 1973) entre episodios de margas aquitanienses y burdigalienses.

2.2.1.3. Biocalcarenitas ($Tc_{12-11}^{Ba1-Bb2}$)

Corresponden a un conjunto de depósitos calcáreos bioclásticos muy homogéneos y de carácter molásico, con textura de biomicrorruditas y biosparruditas más o menos arenosas.

**Correlación entre los depósitos marinos y continentales en el Mioceno Superior
(según Calvo et al 1979)**

MARINO	ZONAS DE BLOW	ZONAS DE MEIN	Yacimientos correlacionados	Yacimientos Prebético Externo	Miunchen (1975) Edad. Mamife	Edades Absolutas
ZANCLIENSE	N. 18				?	5 m.a.
MESINIENSE		M.N. 13	LA ALBERCA LIBRILLA KHENDEK	CENAJO I		6
?	N. 17				TUROLIENSE	7
						8
TORTONIENSE		M.N. 12	CREVILLENTE SIDI SALEM			9
	N. 16	M.N. 11				10
		M.N. 10	KASTELLIOS	HIJAR I		11
	N. 15	M.N. 9			VALLESIENSE	12
SERRA-VALLIENSE						

CUADRO 5

La base de esta formación suele estar constituida por un tramo detrítico de pequeña potencia 1 a 2 m., formados por una brecha de cantos mesozoicos con matriz calcárea y abundantes fragmentos de *Lamelibranchios*.

Los niveles superiores, calcáreo bioclásticos, pueden presentar estratificación cruzada neta a gran escala.

Los depósitos en general corresponden a ambientes litorales (playas, barras costeras), aunque en la parte meridional de esta Hoja se han encontrado zonas equiparables a ambientes más profundos.

La fauna en general es muy abundante encontrándose: *Globigerinoideos* aff. *trilobus*, *Algas rodofíceas*, *Briozoos*, *Pelecípodos*, así como fragmentos de *Equínidos* y *Foraminíferos bentónicos*, todo este conjunto estaría comprendido entre el Burdigaliense superior-Langhiense inferior. La potencia del tramo no sobrepasa los 100 m.

En general este conjunto calcáreo-bioclástico sufrió una deformación relativamente importante previa al depósito de los materiales correspondientes a la transgresión "Helveciense", como se puede observar en la localidad de Minateda, donde en clara discordancia angular se observa la presencia de las dos formaciones marinas. Posee una potencia muy variable, oscilando entre los 40 m. en el collado de Los Lobos y los 120 en Minateda.

2.2.1.4. Conglomerado poligénico, areniscas y arcillas rojas (Tcg^{Bb3}₁₁)

Esta formación se deposita discordante sobre los niveles anteriores y está constituida por unos conglomerados con cemento calcáreo y cantos de cuarzo, caliza, dolomía y arenisca, variando el porcentaje de cada uno según sea la composición litológica del área madre.

Los ambientes de sedimentación pueden ser variados; en unas ocasiones cuando los sedimentos están formados por conglomerados arenoso-arcillosos rojizos, netamente continentales, son propios de ambientes de abanico aluvial más o menos evolucionados, mientras que en otras, los sedimentos presentan facies típicas de zonas *fluvio-lacustre* muy reducidas. Todo este conjunto constituiría el relleno primario de este área a finales del Langhiense, principios del Serravalliense. Su espesor es variable, aunque por lo general no sobrepasa los 40 m.

Existen algunas zonas en donde no es observable este nivel y sólo se aprecian unos depósitos detríticos poligénicos con matriz bioclástica, con espesor muy reducido de unos 10 m., que forman parte de las unidades marinas superiores. Estos depósitos se asocian a relieves mesozoicos costeros como acantilados rocosos, cordones litorales, playas, etc. A techo pasan gradualmente a biocalcarenitas.

Aunque el conjunto ha resultado azoico debido fundamentalmente al carácter detrítico del mismo, se le ha asignado una edad Langhiense superior-Serravalliense inferior, por correlación con otros niveles detríticos de iguales características fuera de los límites de esta Hoja (CALVO SORANDO, 1978).

2.2.1.5. *Margas blancas* (Tm_{12}^{Bb})

Su área de mayor extensión de afloramiento se sitúa en el sector occidental de la Hoja, formando parte del sinclinal de Valcárcel y directamente sobre los conglomerados anteriores, aunque en otros sectores estos niveles de margas se encuentran entre bancos de biocalcarenitas de la unidad siguiente.

Litológicamente este tramo está formado por margas y calizas relativamente arenosas con abundante fauna: *Orbulina bilobata*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides aff ruber*, *Orbulina universa*, *Radiolarios*, *Ostrácodos*, y espículas de *Esponjas*.

Paleogeográficamente estas margas se sedimentarían en zonas de surco, delimitadas por plataformas generalmente poco desarrolladas.

El espesor no suele ser muy elevado aunque en las zonas donde más desarrollo adquiere, alcanza potencias considerables, próximas a los 200 m.

La edad de estas margas es muy variable. Se les asigna la de Serravaliense, aunque en la cuenca de Calasparra fue datado su techo como Tortoniense inferior (datación realizada por BIZON, E.).

2.2.1.6. *Biocalcarenitas* (Tc_{12-11}^{Bb-Bc1})

Sobre las margas anteriores y algunas veces directamente sobre los conglomerados de la unidad (Tcg_{11}^{Bb3}) se depositan unos tramos calcáreo-detriticos, más o menos arenosos, con gran abundancia de *Briozoos*, *Algas rodofticeas*, *Equínidos*, *Pelecípedos*, *Foraminíferos bentónicos* y ocasionalmente *Gasterópodos* y *Serpulidos*.

El ambiente sedimentario corresponde en general a depósitos playeros y barras de dunas hidráulicas en plataformas someras.

Las características paleomorfológicas del sustrato sólo permitieron la deposición de sedimentos someros, generalmente sometidos a la acción del oleaje y corrientes.

Su disposición por encima de los tramos margosos anteriores señala una regresión dentro de los sedimentos marinos neógenos en la zona Prebética externa.

El espesor de esta formación es variable, alcanzando en algunas zonas los 200 m. de potencia.

Teniendo en cuenta la gran homogeneidad de facies encontradas en estas potentes series de biocalcarenitas, se puede pensar en procesos de subsidencia continuada y lenta del sustrato.

La edad de este tramo estaría comprendida entre el Serravaliense y el Tortoniense inferior, pudiendo fluctuar debido a las condiciones paleogeográficas de su sedimentación.

2.2.2. Mioceno superior-Plioceno

Son depósitos sedimentados en cuencas aisladas de pequeña extensión. Geográficamente ocupan la zona meridional de la Hoja, siendo la cuenca de

las Minas de Hellín la que presenta una mayor amplitud. Se estima la potencia total del conjunto en unos 450-500 m.

Estas cuencas, delimitadas por fallas de dirección NO-SE, afectan unas veces a la secuencia continental completa y otras sólo a los niveles inferiores, de lo que se deduce que la sedimentación en estas cuencas se produjo en una etapa de distensión.

Este complejo continental está constituido por las siguientes unidades:

2.2.2.1. Areniscas y conglomerados calcáreos ($Tc_{C12-12}^{Bc1-Bc2}$)

Constituyen el tramo basal de la formación lacustre y están relacionados con las zonas marginales de la cuenca, como ocurre en la cerrada del embalse de Camarillas, en la que el conglomerado tiene una potencia aproximada de 1 m. y con los procesos halocinéticos de ascenso de las margas y yesos triásicos observables en la cuenca del Cenajo.

Litológicamente están formados por conglomerados y areniscas procedentes del Jurásico, de los depósitos detríticos del Cretácico inferior y del Mioceno marino, con pequeñas pasadas carbonáticas. Localmente aparecen niveles margosos ricos en materia orgánica.

El espesor de este tramo oscila alrededor de los 90 m. medibles junto a la cerrada del embalse del Cenajo. La edad debe corresponder al Tortonien-se medio (Vallesiense superior) (CALVO SORANDO et al., 1979), ya que sólo se han observado restos de espículas y algas sin ningún valor cronoestratigráfico.

2.2.2.2. Margas blancas con yeso (Ty_{C12}^{Bc2})

Alcanza su máximo desarrollo en la zona de las Minas de Hellín, en las proximidades del embalse del Cenajo.

Litológicamente está formada por margas arcillosas blancas con evaporitas; localmente se encuentran nivelillos de lignito y azufre, que han tenido una intensa explotación en años anteriores y que actualmente se encuentran abandonados.

En este tramo y en el sector del embalse del Cenajo se han encontrado unos niveles con *Globigerinas* que pudieran indicar una relación de estas cuencas continentales con el mar o bien una resedimentación del Mioceno marino, depositándose como fragmentos de rocas calcáreas. La potencia de este tramo está comprendida entre los 150 y los 200 m.

2.2.2.3. Margas blancas y calizas finamente tableadas ($Tc-m_{C12}^{Bc2}$)

Litológicamente está formado por margas y calizas tableadas blancas que ocasionalmente intercalan algunos niveles arenosos.

En el techo de este tramo abundan niveles ricos en diatomitas, que son intensamente explotados en las zonas del embalse del Cenajo y en el borde septentrional de la cuenca de las Minas, a la altura del Tesorico, que es donde mayor desarrollo alcanzan.

El espesor es de 250 m. aproximadamente. Su edad ha podido ser determinada gracias a la abundancia de restos fósiles (*Micromamíferos, Peces, Gasterópodos*), muy bien conservados en el seno de las diatomitas y niveles margosos asociados, que permiten situar este tramo en el Turolense superior (Messiniense) (CALVO SORANDO et al., 1978).

2.2.2.4. *Calizas tableadas blancas* (Tc_{c12}^{Bc2})

Está constituida esta unidad por calizas arcillosas lacustres, dolomitizadas, con aumento del espesor de los bancos hacia el techo.

Representan un cambio lateral del tramo anterior cuando aumenta el porcentaje de calizas. En este tramo se aprecian pequeñas fracturas, "convoluted bedding", zonas de acoplamiento que dan lugar a estructuras y pequeñas fallas de acomodación que indican una subsidencia sinsedimentaria.

2.2.2.5. *Conglomerado poligénico* (Tcg_{c12-2}^{Bc2-B})

Este tramo no es reconocible más que en algunos puntos como, por ejemplo, en el borde septentrional de la cuenca de las Minas, cerca de la casa del Tesorico y en la zona meridional de la Hoja, al sur de Almirez.

Litológicamente es un conglomerado poligénico de naturaleza fluvial que lateralmente pasa a unas calizas lagunares. El espesor máximo observado es de 30 m. Se le ha asignado una edad Messiniense superior-Plioceno por correlación con otras zonas fuera de la Hoja (Hoja de Calasparra, 890), donde aparecen estos conglomerados por encima de coladas volcánicas datadas recientemente en 5,4 m.d.a. (BELLON et al., 1980).

2.2.2.6. *Margas blancas con yesos* (Tm_{c12-2}^{Bc2-B})

En la zona septentrional y limitando con la Hoja de Hellín, afloran unas margas con abundantes yesos, que corresponderían a sedimentos de cuencas lacustres con influencia fluvial.

No ha sido posible una datación faunística, ya que ésta resulta banal. Ahora bien, su posición estratigráfica relativa y sus microfacies, similares a las de la Hoja de Hellín, datadas como Turolense superior-Plioceno, inducen a asignarles, por correlación, una edad equivalente.

2.2.2.7. *Arcillas rojas con yesos* ($Tm-y_{c12-2}^{Bc2-B}$)

En la zona septentrional (norte de Agra) y discordante sobre el Dogger dolomítico se ha observado un pequeño afloramiento de margas rojas con abundantes granos de cuarzo, óxido de hierro y yesos diagenéticos, que incluso llegan a formar en las diaclasas "rosas del desierto". La edad, por correlación con los afloramientos similares de Hellín, parece ser Mioceno superior-Plioceno.

2.2.2.8. *Conglomerados y areniscas rojas* ($TcQ_2^B-Q_1$)

Discordantemente sobre las formaciones anteriores se apoyan unos sedimentos fluviales formados por conglomerados poligénicos cementados por carbonatos, areniscas y arcillas de color rojo. Geográficamente se disponen rellenando zonas actualmente deprimidas, como en la cuenca de Hellín, depositándose los conglomerados en los bordes de estas depresiones (Casas de Blas García), mientras que hacia el centro de la cuenca aparecen materiales de granulometría fina. Su potencia es variable, llegando a alcanzar decenas de metros. Aunque no se han encontrado restos fósiles, la edad atribuida a estos depósitos es de Plioceno superior-Villafranchense.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. *Travertinos* (Q_1-T_1)

Estos depósitos tienen muy poca representación, ya que sólo se ha encontrado un pequeño afloramiento en la margen derecha del río Segura a la altura de las Minas de Hellín. Su génesis parece estar relacionada con antiguas fuentes y manantiales.

No hay información paleontológica que avale su edad. Se les ha asignado al Cuaternario antiguo en base a los datos de L. JEREZ (1973).

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. *Mantos de arroyada difusa, abanicos aluviales y depósitos de playas* (Q_2Ma, Q_2Pl)

Son depósitos de poco desarrollo superficial, formados por conglomerados, brechas, arenas y limos frecuentemente encostrados. Se depositan al pie de las zonas montañosas por procesos de arroyada a lo largo de la ladera. Esto motiva la creación en determinadas áreas de una geometría definida, formada por elementos finos arcillo-limosos, que constituyen los depósitos de playas.

Actualmente la red de drenaje se está encajando en estos depósitos, lo que indica que pueden pertenecer a un Holoceno antiguo.

2.3.2.2. *Glacis* (Q_2G)

Están representados en la zona oriental de la Hoja y forman una topografía suave con una pendiente aproximada de 5°. Litológicamente están formados por un conjunto arcilloso ocre, en el que se intercalan niveles de cantos calcáreos subredondeados y heterométricos, con carácter discontinuo.

Genéticamente están relacionados con divagaciones laterales de aguas superficiales.

2.3.2.3. Conos de deyección (Q_2Cd)

Se sitúan de una forma irregular, al pie de las zonas montañosas. Litológicamente están formados por conglomerados, arenas y arcillas, con un encostramiento superficial que impide un reconocimiento en la vertical de los distintos tipos de facies.

2.3.2.4. Coluvión (Q_2C)

Son depósitos de pequeña extensión longitudinal, que se sitúan al pie de las zonas con fuerte relieve, entre el resalte morfológico y áreas de suave pendiente o de pie de monte.

Están constituidos por brechas de naturaleza calcárea, muy heterométricas, arenas y arcillas.

2.3.2.5. Aluvial-Coluvial (Q_2Al-C)

Forman los sedimentos de fondo que rodean a la población de Isso. Son depósitos mixtos formados por la acción conjunta de una red efímera actual, con aportes laterales de las laderas.

Litológicamente están constituidos por arenas y arcillas con algunos niveles de conglomerados.

2.3.2.6. Depósitos de Rambla (Q_2R)

Son depósitos ubicados en cauces por los que circula el agua de forma intermitente.

Están formados por cantos, en su mayor parte de caliza, bien redondeados y heterométricos, como corresponde a un régimen de rambla; en algunos casos el depósito se presenta cementado.

2.3.2.7. Aluvial, llanura aluvial, terrazas y limos de inundación. (Q_2Al ; Q_2LL-A ; Q_2T ; Q_2Li)

En este epígrafe se han agrupado a los depósitos relacionados con la red hidrográfica actual, constituida principalmente por el río Segura y su afluente el río Mundo.

Desde el punto de vista litológico están formados por conglomerados, arcillas y arenas.

En el río Mundo, en el sector septentrional de la Hoja, se han observado dos niveles de terrazas, de pequeña representación superficial, englobados cartográficamente en una sola unidad.

En el río Segura, en el sector de Las Minas, se advierten por encima de la terraza baja la presencia de materiales aluviales colgados, que pueden corresponder a unas primeras etapas de encajamiento fluvial.

En las cercanías de Agramón se ha observado la presencia de limos blancos con yesos, asociados a los depósitos fluviales y genéticamente relacionados con la composición litológica del sustrato.

2.3.2.8. *Costras carbonatadas (Q₂K)*

Adquieren un gran desarrollo en la Hoja y aparecen asociadas a casi todos los depósitos cuaternarios.

Sólo se han representado en aquellos puntos donde ya sea por su extensión como por su potencia adquieren un gran desarrollo. Su origen es sin duda edáfico bajo condiciones climáticas de aridez extrema.

2.3.2.9. *Coluvial-Eluvial (Q₂C-E)*

Son depósitos formados por procesos edáficos con aportes laterales de las laderas próximos a ellos.

Están formados por arcillas oscuras con cantos, en general de naturaleza calcárea, también pueden contener sales, según sea la naturaleza del sustrato sobre el que se apoyan.

3. ROCAS IGNEAS

3.1. ROCAS VOLCANICAS

Se pueden distinguir tres afloramientos de rocas ígneas, todas ellas relacionadas con la falla denominada por JEREZ MIR, L., (1973), de Almirez-Jumilla.

De los tres afloramientos el más importante es el que irrumpe en el mismo núcleo anticlinal de la sierra del vértice de Cabras.

La roca es de color oscuro, presenta una estructura columnar, en primas hexagonales, lo que indica un rápido enfriamiento de toda la masa.

La textura es porfídica con matriz holocristalina de grano fino. Contiene abundantes fenocristales de olivino parcialmente serpentinizados, siendo escasos los de flogopita y piroxeno. Todo ello se encuentra en una matriz de sanidina. La roca se ha clasificado como fortunita.

Relacionado con este afloramiento existe otro de pequeñas dimensiones, situado a unos 500 m. del anterior y posiblemente se trata de una salida secundaria del primero.

Existe un tercer afloramiento situado en la carretera de Cancarix a Jumilla próximo al diapiro de Quijonate, con características similares a los anteriores.

La edad de este vulcanismo es Mioceno superior-Plioceno, habiendo sido datada en la Hoja de Calasparra (890) (BELLON et al., 1980), asignándoles una edad de 5,4 m. d. a.

4. TECTONICA

4.1. CARACTERISTICAS GENERALES

La Hoja de Isso se encuentra enclavada dentro del sector denominado Prebético externo caracterizado estructuralmente por una fuerte tectónica en escamas, así como pliegues apretados e incluso volcados en algunos puntos.

Forma parte del arco estructural Cazorla-Hellín, que divide a la Hoja en dos sectores ya definidos por JEREZ MIR, L., (1973), en su *tesis doctoral*, denominándolas.

1º. Unidad Beti-Ibérica del Prebético externo, en donde predominan las direcciones NO-SE.

2º. Unidad Bética del Prebético externo, con direcciones NE-SO.

Estas unidades quedan delimitadas por el curso del río Mundo, de dirección NO-SE.

Este cambio brusco en las alineaciones estaría justificado por la existencia de una gran falla de desgarre "dextrogira" que afectaría al zócalo (ALVARO et al., 1975).

La situación exacta de esta discontinuidad sería difícil de fijar, ya que se trata de una franja muy tectonizada de varios kilómetros de ancha (Fig. 6).

Todos estos fenómenos en el zócalo producen un acortamiento en la cobertera, cuyos efectos se traducen en una gran cantidad de pliegues, con fuertes buzamientos en los flancos y un gran número de fallas inversas.

También merecen destacarse los movimientos halocinéticos del Keuper íntimamente ligados a fracturas en el zócalo. Este fenómeno se pone de manifiesto en la alineación Cabras-Quijonate-Morrón de Jumilla (JEREZ MIR, L., 1973), en donde los afloramientos de Keuper acompañan a manifestaciones volcánicas de "jumillitas y fortunitas" que detectan una importante falla en el zócalo.

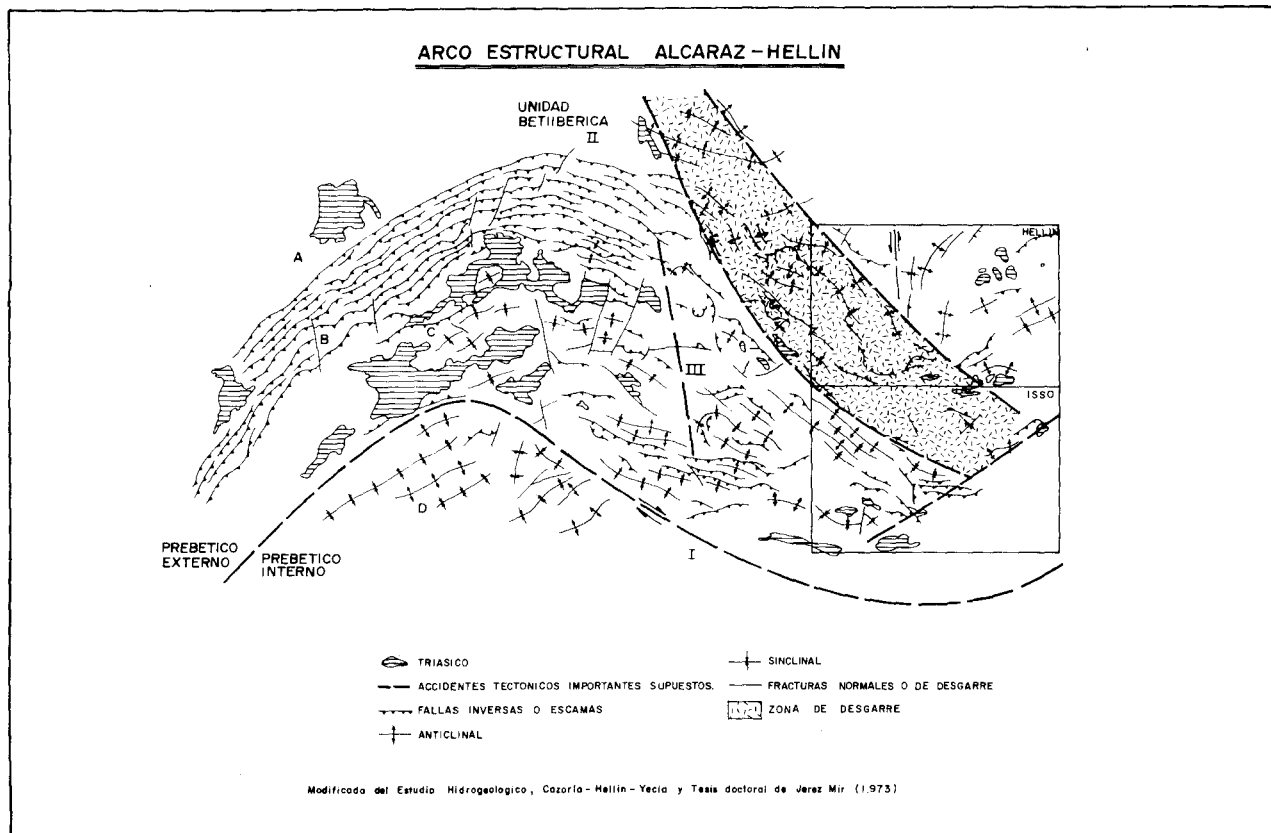
4.2. DOMINIOS ESTRUCTURALES

Para el estudio concreto de la deformación se han diferenciado varios sectores, atendiendo a la división efectuada por uno de los autores (JEREZ MIR, L., 1973), en su Tesis Doctoral. A continuación se hace referencia a las características principales de ellos, según han sido descritas en ese trabajo.

En principio se han diferenciado claramente dos unidades:

- Unidad Beti-Ibérica del Prebético externo.
- Unidad Bética del Prebético externo.

En la unidad Beti-Ibérica del Prebético externo los pliegues y escamas tienen tendencia a orientarse según direcciones NO-SE, ONO-ESE y con vergencias generalmente hacia el norte.



En esta unidad se han diferenciado los sectores:

- Sector de la sierra de los Donceles-loma de Fajarde.
- Sector de la sierra de los Donceles-sierra Seca.
- Sector sierra de los Donceles a sierra del Búho.
- Sector Mioceno superior-lacustre.

En la unidad Bética del Prebético Externo, la dirección de pliegues y escamas es NE-SO y ENE-OSO, aunque en el sector de la sierra de Cabeza Llana se observa una inflexión en los rumbos estructurales con tendencia a orientarse N-S.

En ella se han distinguido:

- Sector de la sierra de la Ra y sierra de Enmedio y sierra de Cabeza
- Llana.
- Sector del vértice de Cabra y sierra del Candil.
- Sector de cerros de la Umbría y la Melera.
- Sector de Minateda.

4.2.1. Unidad Beti-Ibérica

4.2.1.1. Sector sierra de los Donceles-loma de Fajarde.

Las estructuras de este sector chocan bruscamente hacia el ESE con la unidad Bética del Prebético externo, a lo largo del curso del río Mundo.

Las estructuras se orientan con rumbos NO-SE, siendo éstas amplias y tranquilas en la zona de la loma de Fajarde. Las fracturas se producen aprovechando el nivel de despegue de las arcillas del techo del Lías, aunque en profundidad el despegue original se habría producido a favor de las margas y yesos del Keuper.

Así ocurre, por ejemplo, en Peñalavada, en el que el Dogger cabalga a los materiales detríticos del Mioceno inferior marino, completando el relleno de la estructura los materiales superiores del Mioceno marino.

4.2.1.2. Sector sierra Seca-sierra de los Donceles

En este sector existe una gran heterogeneidad en las direcciones de las estructuras, no obstante predominan las orientaciones NO-SE.

El Keuper ha protagonizado un papel importante en el desarrollo de las escamas tectónicas que afectan a este sector. El diapirismo pudo comenzar en el Kimmeridgiense inferior relacionándose con la existencia de un umbral con zona axial en el río Mundo (JEREZ MIR, 1980). Este diapirismo, incipiente en un principio, funcionaría más intensamente en los intervalos de cierta distensión consiguiente a las fases de comprensión y más intensamente en la distensión general posterior al plegamiento principal.

A grosso modo se observa en este sector una serie de escamas con desplazamiento hacia el SO y pliegues muy apretados. En la zona oriental de la

sierra de los Donceles se ponen en evidencia cómo estas direcciones tectónicas cambian su rumbo, llegando a adoptar la E-O, todas ellas con desplazamientos hacia el norte.

4.2.1.3. *Sector de sierra de los Donceles a sierra del Búho*

Este dominio se caracteriza por la gran variación que sufren las direcciones estructurales, predominando las estructuras orientadas NO-SE, con desviaciones hacia el E-O.

En la sierra del Búho se localiza un sinclinal con vergencia sur y dirección NO-SE que cambia su rumbo hasta ponerse en dirección E-O.

En la sierra del Baladre, constituida esencialmente por dolomías del Dogger, aparece un conjunto de escamas en dirección NO-SE y E-O, cabalgando hacia el sur, con planos de fallas muy tendidas.

Los esfuerzos tienden a variar entre las direcciones N-S y NNE-SSO, pareciendo haber querido imprimir a esta parte de la cobertera una cierta acción de giro relacionado con los movimientos halocinéticos del Keuper subyacente.

4.2.1.4. *Sector del Mioceno superior-lacustre*

Por lo general, estas facies del Mioceno superior se encuentran siempre subhorizontales y únicamente hacia los bordes de la cuenca adquieren los estratos un pequeño buzamiento hacia el centro de la misma.

En algunas zonas como en la cumbre de las Bragas y loma de Medianiles, se observan unos anticlinales y sinclinales suavemente plegados que se producirían como consecuencia de los reajustes gravitatorios de los bloques mesozoicos subyacentes.

4.2.2. **Unidad Bética**

4.2.2.1. *Sector de Cabeza Llana-sierra de Enmedio-sierra de la Ra.*

En la sierra de Cabeza Llana se han localizado varias escamas tectónicas, puestas de manifiesto previamente por FOURCADE (1970), con direcciones E-O y NO-SE y vergencia hacia el S.

Las dolomías del Dogger cabalgan hacia el S, a favor de las facies detríticas del Albiense superior, cobijando las calizas, margas y dolomías del Kimmeridgiense. Asimismo, se observan unos pliegues con dirección SSO e inmersión hacia el NNE afectados por varias fallas de "desgarre" de componente horizontal aproximada de unos 500 m.

La sierra de Enmedio y sierra de la Ra es una prolongación de la sierra de Cabeza Llana, aunque se ha observado la ausencia de fallas inversas en estas zonas.

Las estructuras más significativas observadas en esta última zona han sido los pliegues con orientación NE-SO. En general los esfuerzos se orientarían en dirección NNO-SSE, resultando de mayor intensidad los dirigidos con componente principal hacia el sur.

**ESQUEMA DE LOS PRINCIPALES LINEAMIENTOS EN LA ZONA
HELLIN - ISSO**

(C. ANTON PACHECO, IGME 1980)

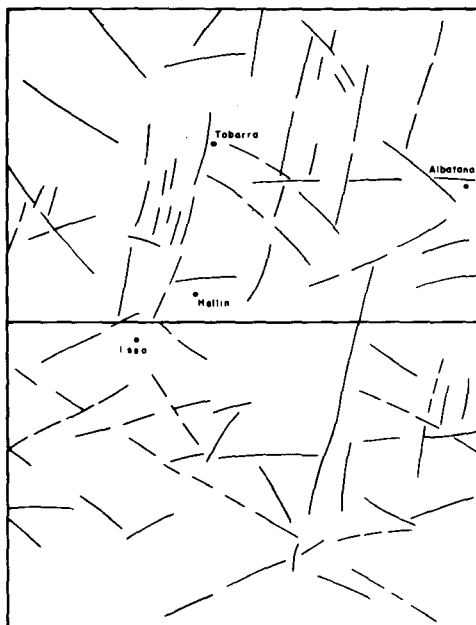


FIGURA N.º 7

4.2.2.2. Sector del vértice de Cabra y sierra del Candil

En el vértice de Cabra se observa una estructura braquianticlinal con dirección axial NE-SO, en la que emerge un pitón volcánico de "fortunitas". El flanco sur del anticlinal está afectado por fallas normales, relacionadas con la efusión del magma básico.

En la sierra del Candil, ya estudiada por FOURCADE (1970), se observa una falla inversa, mediante la cual las dolomías del Dogger invertidas cabalgan sobre el Kimmeridgiense.

Asimismo, se observan varios pliegues de vergencias opuestos en las que los pliegues menores habrían sido tan fuertemente comprimidos y trastornados por planos de fallas inversas, que su estructura interna aparece muy desdibujada en el estado actual. Los esfuerzos de comprensión se orientarían en general hacia el NO-SE.

4.2.2.3. Sector cerros de la Umbría y la Melera

En los cerros de la Umbría, se observa una serie monoclinas del Malm, buzando hacia el SE, sobre la que se disponen en discordancia las biocalcarenitas del Mioceno marino. Bajo este Mioceno se observa un retazo de dolomías del Cenomaniense-Turonense en disposición vertical. En la vertiente sur afloran las capas detríticas del Albiense superior y sobre ellas los materiales dolomíticos Cenomanienses-Turonenses, buzando hacia el norte. Estructuralmente es un dominio poco complicado con pliegues y estructuras laxas.

En la Melera se han observado pliegues suaves de dirección NNE-SSO y varias fallas de rumbo NE-SO con salto vertical.

4.2.2.4. Sector de Minateda

En este epígrafe se describe una discordancia que afecta a los sedimentos marinos del Neógeno y que se puede observar por distintos sectores de la Hoja como en Agra, Collado de los Lobos, sierra del Baladre y Minateda.

Esta discordancia es clásica, habiendo sido citada con anterioridad por BRINKMAN (1933). Se observa cómo los sedimentos marinos del Aquitaniense-Burdigaliense inferior se encuentran plegados y con un buzamiento de 30° al sur.

Por encima y discordante sobre el anterior, se observan los depósitos marinos del Langhiense perfectamente horizontales.

4.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Las primeras perturbaciones importantes en el área estudiada debieron suceder durante el Jurásico, con movimientos de basculación y hundimiento progresivo del área prebética interna y tendencia a la elevación de la prebética externa, lo cual daría lugar a la formación de umbrales, como los de-

tectados en el Kimmeridgiense, en el sector occidental de la Hoja. Estos movimientos de basculamiento producen la elevación y posterior erosión de los materiales jurásicos hasta ahora depositados, excepto en el sector sur-oriental (sierra de la Melera), en donde la sedimentación es continua para todo el Jurásico superior-Cretácico inferior.

Estos efectos son atribuidos a la fase neocimérica, como ha sido citado por otros autores, entre ellos (JEREZ MIR, L., 1971; ARIAS, C., 1978) en distintas áreas.

Posteriormente y durante el Cretácico inferior debieron existir movimientos, denunciados por discordancias intracretáceas en la sierra de la Melera, y que en el resto de la Hoja no se han detectado, debido a la falta de sedimentos.

Continúa la sedimentación con la deposición de las facies "Utrillas", que detectan una serie de movimientos atribuidos probablemente a movimientos regionales de acoplamiento en grandes bloques.

En el Cretácico superior existe una continuidad sedimentaria, ya que no hay datos que permitan demostrar la existencia de movimientos.

Durante el Paleógeno, las regiones del Prebético externo debieron quedar próximas a la emersión o completamente emergidas, ya que no se han encontrado depósitos marinos de tal edad. Esta emersión puede tener su origen en una fase de comprensión citada por JEREZ MIR, L., (1973-1980), y detectada en áreas adyacentes que plegaría a los materiales mesozoicos y daría lugar a un relieve donde posteriormente se depositarían los materiales marinos neógenos.

Estos primeros depósitos marinos de edad Aquitaniense-Burdigaliense inferior en discordancia erosiva sobre el Mesozoico del Prebético externo se encuentran discordantes sobre el Oligoceno en el Prebético interno, lo que indica la existencia de una importante fase de plegamiento anterior a la sedimentación neógena, ya que estos materiales se encuentran implicados en la fuerte tectónica de escamas distribuidas regularmente por toda la Hoja.

Sobre estos depósitos se observa una formación marina (con episodios continentales en la base) de edad Langhiense-Serravalliense que normalmente fosiliza las estructuras anteriores, lo que indica que la fase álgida de la deformación debió ocurrir en el Burdigaliense.

Durante el Serravalliense tienen lugar, por una parte, la sedimentación marina anteriormente descrita y, por otra, la iniciación de una serie de movimientos que en esta Hoja sólo dan lugar a pliegues muy laxos, pero que en zonas más al norte (Hellín y Montealegre) producen movimientos bastante importantes que pliegan y fracturan toda la serie. Esta fase podría ser debida a la presión de las masas gravitatorias de las unidades alóctonas sobre la cobertera Prebética.

A finales del Tortonense inferior y coincidiendo con esta última fase comprensiva es cuando tiene lugar el cierre del estrecho Nord-bético (CALVO et al., 1978), al mismo tiempo que se produce el último deslizamiento gravitacional del manto sub-bético (JEREZ MIR, L., 1973 y 1980).

Posteriormente se desarrolla una fase distensiva que condiciona la formación de las cuencas miocenas continentales, observándose cómo esas fallas gravitacionales afectan a sedimentos continentales de edad Vallesiense-Turolense.

Esta fase habría afectado al mismo zócalo y sería responsable del vulcanismo básico y de los procesos de diapirismo del Keuper.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Establecer la historia geológica evolutiva de la región no resulta sencillo, ya que como anteriormente se ha indicado hay planteada una problemática sobre la delimitación de lo que se entiende por Prebético externo y cordillera Ibérica. No obstante, queda reconocida una similitud de facies en ambos dominios, aunque con caracteres propios.

Durante el Triásico medio tiene lugar una sedimentación marina que comienza con episodios carbonatados, aportes terrígenos, probablemente procedentes de la Meseta y ligados a cambios climáticos, parecen depositarse en un medio marino de plataforma de poca profundidad. Bajo condiciones de aridez (clima cálido) se generaliza una regresión marina a finales del Triásico, dando lugar a formación de depósitos salinos. Posteriormente y aún en el Triásico superior se produce una precipitación de carbonatos en un ambiente marino de poca profundidad, intermareal con tendencia a veces a la inmersión.

Durante el Jurásico inferior el ambiente es francamente marino con deposición de carbonatos en un régimen de llanura mareal y canales submareales. De todas formas se trataría de un ambiente restringido con comunicaciones con el mar abierto y que según las zonas estarían afectadas por ambientes de alta o baja energía llegando incluso a formarse "charcas" que se irían desecando paulatinamente.

Durante el Dogger es difícil establecer las condiciones de sedimentación ya que la dolomitización secundaria impide observaciones sedimentológicas reconociéndose en algún punto niveles oolíticos que hablarían de zonas con determinada energía. Resulta interesante destacar la subsidencia de la cuenca para esos tiempos, ya que se observa una acumulación de sedimentos únicamente justificada por un marcado y progresivo hundimiento de la cuenca. La presencia de clastos silíceos empastados en los carbonatos y estructuras de corriente, observadas en el sector sur-oeste de la Hoja, indican un aporte detrítico, probablemente procedente de un umbral paleozoico o permo-triásico (JEREZ MIR, L., 1973).

A finales del Dogger parece existir una clara interrupción sedimentaria observable a nivel regional, cuya edad resulta difícil de precisar. En la Hoja de Hellín afloran calizas oolíticas de probable edad Bathoniense por debajo de esta interrupción, lo que hace pensar en que la discontinuidad sedimentaria debió suceder al menos a finales de esos tiempos o en el Calloviense, en cuyo caso se correlacionaría esta interrupción con el nivel de oolitos ferruginosos del Calloviense existente en la cordillera Ibérica (GOMEZ et al., 1979).

A partir de esta interrupción es cuando mejor se conoce la evolución de la cuenca jurásica. Probablemente debió existir algún fenómeno que cambió la cuenca de sedimentación. En el Oxfordiense superior, que es cuando se

tiene los primeros registros paleontológicos, parece producirse una transgresión con deposición de carbonatos, en aguas no muy profundas y una plataforma de poca subsidencia, destacando la gran cantidad de fauna nerítica. Es en esta época cuando comienza a perfilarse un umbral con una zona axial en el río Mundo (JEREZ MIR, L., 1980) que produce el adelgazamiento y la total desaparición hacia el oeste de las calizas del Oxfordiense superior.

Durante el Kimmeridgiense inferior se configura la cuenca de sedimentación creándose el umbral antes citado. Este umbral que comienza a manifestarse durante el Oxfordiense y se denuncia en el Kimmeridgiense por la presencia y aumento de terrígenos hacia el oeste, hecho citado por la mayoría de los autores que han trabajado en esta región (FOURCADE, 1970; JEREZ MIR, 1973, y ARIAS, 1978).

Durante el Kimmeridgiense inferior-medio comienza a marcarse un carácter regresivo, observándose un paso gradual de sedimentos de plataforma interna a depósitos mareales con influencia continental y barras oolíticas (Kimmeridgiense medio). Durante este período se producen avalanchas de materiales detríticos silíceos de procedencia meridional, con explicación semejante a la sugerida para los materiales detríticos del Dogger.

Al final de este período, el sector occidental de la Hoja quedaría emergido retirándose el mar al Prebético interno y zonas marginales del Prebético externo, como en la sierra de la Melera, al sur-oeste de la Hoja, en donde perduran las condiciones marino lagunares anteriores, aunque con ciertos episodios detríticos hasta el Portlandiense. Posteriormente, en el Cretácico inferior prosigue la misma sedimentación carbonatado marino-lagunar, aunque se observa la presencia de una discordancia intracretácica.

En general, a excepción de la zona de sierra Melera, se puede hablar de la existencia de una laguna que se extendería entre el Kimmeridgiense medio hasta el Albiense, por lo que quedaría toda la región emergida hasta el Albiense superior, momento en el que de nuevo se inicia la sedimentación después de una etapa de claro carácter erosivo.

La sedimentación detrítica del Albiense facies "Utrillas" progresa sobre el sustrato infrayacente, hacia la parte oriental de la Hoja. Se observa cómo hacia el oeste se van apoyando estos materiales indistintamente sobre el Aptiense, Kimmeridgiense, Oxfordiense superior e incluso el Dogger.

Todo ello lleva a pensar en una erosión intraalbiense, lo que supondría una reactivación del área madre (ARIAS et al., 1979), además de una serie de movimientos de gran radio durante el Albiense.

Los depósitos en facies "Utrillas" en este área corresponderían según ELIZAGA (1980) a facies distales de un sistema de abanicos aluviales procedentes de la meseta y que tendría lugar durante el Albiense superior. No obstante, y aunque parece estar demostrado por datación del sustrato marino sobre el que se apoya más al NE (Hoja de Montealegre del Castillo) como por la evolución geológica regional, pudiera existir una ligera y suave acronía en la deposición total del conjunto, ya que en la parte nor-oriental las facies "Utrillas" se apoyan directamente sobre un Albiense superior marino.

Durante el Cenomaniense se produce una nueva invasión marina, en principio con carácter restringido con formación de barras y "lagoon" con influencia mareal y conectado con el mar abierto. Durante el Turoniense debió continuar la sedimentación marina. En estos tiempos se produce una

interrupción general que se reanuda durante el Senoniense, continuando la sedimentación carbonatada también de tipo restringido.

A finales del Cretácico superior y quizá principios del Eoceno debieron comenzar una serie de movimientos que motivaran la elevación y emersión de toda esta región, ya que se desconoce la existencia de depósitos paleógenos marinos o al menos no se han encontrado restos de estos sedimentos.

Antes del Aquitaniense se debió producir una fase de deformación bastante importante, siendo esos movimientos los causantes en parte de las principales estructuras. Establecido un relieve se inicia una sedimentación marina y es a finales del Burdigaliense cuando tiene lugar una nueva fase orogénica que produce el plegamiento y fracturación (discordancia de Minateda). De esta forma quedarían justificados los depósitos continentales Langhienses, formados como consecuencia de una etapa erosiva posterior al plegamiento.

De nuevo se produce una segunda invasión de características paleogeográficas similares a la anterior con morfología de tipo archipiélago, pero más transgresiva hacia el norte. Esta se debió producir a favor de zonas tectónicamente definidas, es decir, según direcciones estructurales preestablecidas en los movimientos anteriores, justificándose así la presencia de depósitos más profundos (margas) junto a otros más someros (biocalcarenitas). Este proceso sedimentario tiene lugar durante el Serravalliense, estableciéndose a finales de estos tiempos y en el Tortoniense basal una clara etapa regresiva (CALVO, 1978) como consecuencia del inicio de una fase de comprensión de alto rango, que pliega y cabalga a los materiales miocenos. Estos movimientos datan la última etapa de comprensión neógena como Serravalliense superior-Tortoniense inferior, momento en el cual se produce el cierre del estrecho Norbético (CALVO et al., 1978). Estas dataciones son correlacionables perfectamente con las realizadas más al oeste en la zona del arco Alcaraz-Hellín en los depósitos marinos del Mioceno y también están de acuerdo con los movimientos detectados en el Prebético, donde es en esta última etapa cuando se produce el deslizamiento gravitatorio del manto subbético (JEREZ MIR et al., 1974) (Hoja de Cieza).

Como consecuencia de la última etapa orogénica se inicia una sedimentación de tipo fluvio-lacustre en zonas deprimidas continuando la actividad tectónica en toda la región. A finales del Mioceno se produce a nivel regional una etapa distensiva que motiva la formación de graben y depresiones, correlacionándose este fenómeno de distensión con el vulcanismo neógeno del Prebético de edad Turolense-Plioceno.

Posteriormente, y ya en el Plioceno, se instala un régimen continental probablemente fluvial y de abanicos aluviales que actuarían hasta el Cuaternario. Nuevos reajustes motivan la elevación de la zona a nivel regional y comienza la instalación de una red fluvial y de una serie de procesos morfo-genéticos que se desarrollarán durante el Cuaternario.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

En esta Hoja existen dos tipos de yacimientos de minerales exógenos y abundantes zonas para la extracción de materiales canterables.

Hidrogeológicamente existen algunos acuíferos que potencialmente pueden constituir importantes embalses subterráneos.

6.1. MINERIA

Se trata de yacimientos exógenos, principalmente de azufre y diatomitas. Las explotaciones de azufre se encuentran localizadas en las cuencas terciarias continentales, principalmente en la de las Minas de Hellín y al norte del embalse del Cenajo. Aunque estas labores se han realizado desde antiguo, actualmente se encuentran abandonadas.

Estas labores han sido estudiadas por MESEGUER PARDO (1924), que supone que la formación del azufre fue debida al enriquecimiento en SH_2 de las aguas de la cuenca o a la descomposición de los sulfatos, debido a bacterias anaerobias o bien por la coexistencia en la cuenca lacustre de ciertos niveles de lignitos, que provocarían la reducción del sulfato cálcico que liberarían SH_2 . Estas aguas ricas en sulfhídrico se oxidarían al alcanzar la superficie, liberando azufre insoluble que volvería al fondo (JEREZ MIR, L., 1973). Sin embargo, la falta de afloramientos que muestren grandes acumulaciones de materia orgánica lleva a no descartar la importancia que pudo tener el vulcanismo del área en los aportes de sulfúrico.

Las explotaciones de diatomitas son bastante importantes y actualmente su explotación resulta rentable. Se localizan en las cuencas terciarias continentales, ubicándose en la zona norte del embalse del Cenajo y en el límite septentrional de esta cuenca en Casas del Tesorico.

Se trata de acumulaciones muy delgadas de restos de caparzones o valvas de sílice, de origen bioquímico (diatomeas).

6.2. CANTERAS

Respecto a los áridos naturales, se ha encontrado alguna cantera de pequeña producción de gravas y arenas en los aluviales de los ríos Mundo y Segura.

Las mayores explotaciones corresponden a los áridos de trituración y en particular las calizas y dolomías jurásicas (Malm) son las que ofrecen mayores posibilidades. Asimismo, en esta Hoja, se han observado canteras en los afloramientos de rocas volcánicas (alto de Las Cabras).

Para aglomerantes se emplean las arcillas mio-pliocenas, así como algunas explotaciones de yesos, tanto del Mioceno continental como del Triásico.

6.3. HIDROGEOLOGIA

La red fluvial está constituida por el río Segura, con su afluente principal el río Mundo.

Las precipitaciones medias anuales oscilan entre 300 y 500 mm., siendo la evapotranspiración del orden del 75 por 100.

Los acuíferos más importantes son las potentes dolomías del Dogger, Lías y Cenomaniense-Turoniense.

Los estudios llevados a cabo por el IGME-IRYDA en la comarca de Ca-zorla-Hellín-Yecla han puesto de manifiesto los recursos y reservas hidro-geológicas en toda la región, por lo que se recomienda al lector, si desea mayor información, la consulta de dicho trabajo en los organismos oficiales correspondientes.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.G.; ARGUESO, J. M., ELIZAGA, E. (1975). "La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz. (Provincia de Albacete, España)". *Bol. Geol. y Min. de España*. Vol. 86, n.º5, pp. 467-477.
- ANTON PACHECO, C. Mapa de lineamientos de la Península Ibérica. *IGME* (in litt).
- ARIAS, C. (1975). "Los materiales cretácicos de la Pinilla (Albacete)". *Seminarios de Estratigrafía* n.º11, pp. 3-6.
- (1978) "Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete". *Seminarios de Estratigrafía*, serie monográfica n.º3, 299 pp. Madrid.
- (1975) "El Cretácico de la zona La Higuera-Bonete (Albacete)". *I Coloq. Estrat. y Paleogeog. del Cret. de España*. Ed. Enadimsa. Serie 7, n.º1.
- ARIAS, C. y FOURCADE, E. (1977). "El Aptense marino de Chinchilla de Montearagón". *Rev. Tecniterrae*, n.º15, pp. 10-15.
- ARIAS, C., y WIEDMANN, J. (1977). "Ammoniten und Alter der Utrillas Schiten (Mittelkreide) in der ostlichen Provinz Albacete, SE Spanien". *N. Jb. Geol. Pal. Mg.* H-1, pp. 1-4.
- ARIAS, C.; ELIZAGA, E., y VILAS, L. (1978). "Distribución de las facies del Cretácico inferior en el SE de la provincia de Albacete. Sus relaciones". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 5.
- AZEMA, J. (1977). "Etude géologique des zones externes des Cordillères Betiques aux confins des provinces d'Alicante et Murcia". *Tesis Doctoral. Fac. Sc. París*, 393 pp.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., PAQUET, J. (1971). "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Betiques. Essai de corrélation". *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 2, pp. 91-110.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., y CHAMPETIER, Y. (1975). "Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Betiques. Essai de coordination". *1^{er} Coloquio de Estrat. y Paleogeografía del Cretácico de España*. Ed. Enadimsa, Serie 7, n.º 1, pp. 159-217.
- BAENA PEREZ, J. (1972). "Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (24-36), Caravaca". Primera edición, *IGME*.

- BEHEMEL, H. (1970). "Beitrage zur stratigraphie und Palaontologie des Juras von Ustpanien". V. Stratigraphie und fazies im prabestischen Jura von Albacete und Nord-Murcia". *N. Jb. Geol. Pal. Abh*, 137, 1, pp. 1-102.
- BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; GAUGANT, J., y LOPEZ, N. (1980). "Le volcan du Cerro de Monegrillo (Prov. de Murcia): Age absolu et correlations avec les sediments neogenes du bassin de Hellin (España). *C. R. Acad. Sci. Paris*. (in litt).
- BLUMENTHAL, M. (1926-1927). "Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren von Central und Suwest-Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.* XX, pp. 487-532.
- BOUESQUET, J.C., y MONTENAT, CH. (1974). "La neotectonique dans les cordillères Betiques orientales (Espagne)". *2ème. Reunion anuelle des Sciences de la Terre. Pont-à-Mousson*.
- BRINKMANN, R., y GALWITZ, H. (1933). "El borde externo de las cadenas Béticas en el sureste de España". Vol., pp. 167-290. Madrid, 1950. (Inst. "Lucas Mallada" de Inv. Geol.).
- CALVO, J.P. (1978). "Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Alabacete". *Est. Geol.* Volúmen 34, pp. 407-429.
- CALVO, J. P.; ORDOÑEZ, S., y USERA, J. (1974). "Estudio del Terciario marino de la sierra del Mugrón (Provs. de Albacete y Valencia)". *Acta Geol. Hisp.*, T. IX, n.º 5, pp. 174-178.
- CALVO, J. P.; ELIZAGA, E.; LOPEZ, N.; ROBLES, F., y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético externo, evolución del estrecho norbético". *Bol. Geol. y Min.* Vol. 5, pp. 9-32.
- CAMARA, P., y DURANTEZ, O. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 Hoja de Lier. *IGME*.
- CHAMPETIER, Y. (1972). "Le Prebetique et l'Iberique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)". *Tesis doctoral, Nancy, Sciences de la Terre.* n.º 24, 170 pp.
- DABRIO, C. J. (1972). "Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)". *Tesis Univ. de Granada*, 338 pp.
- EGELER, C. G., y SIMON, D. J. (1969). "Sur la tectonique de la zone betique (Cordillères Betiques) Espagne". *Verhandl Konned Akad Wed., Adf. Nat.* (1) 15, n.º 3,90 pp.
- ELIZAGA, E. (1979). "Las facies terrígenas del Cretácico inferior del Sector central de la provincia de Albacete". *Tesis Lic.*
- FALLOT, P. (1943). "El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas". *Mem. Inst. "Lucas Mallada"*, CSIC, 110 pp.
- (1948). "Les Cordillères Betiques". *Est. Geol.* n.º 8, pp. 83-172. Madrid.
- FERNANDEZ MARTINEZ, J. (1975). "Sedimentación triásica en el borde de la Meseta". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*.
- FONTBOTE, J. M. (1970). "Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 1, pp. 71-78.
- FOURCADE, E. (1964). "Observations sur quelques formations 'Wealdienres de la province d'Albacete (Espagne)". *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 9 pp. 370-371.

- (1966). "Note préliminaire sur l'évolution de quelques facies du Jurassique supérieur de l'Est de la province d'Albacete (Espagne)". *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 5, pp. 182.
 - (1967). "A propos de quelques facies non marins du Crétacé inférieur de la région d'Albacete-Almansa (Sud-Est de l'Espagne)". *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 5, pp. 200.
 - (1967). "Données nouvelles sur le Crétacé inférieur du Nord-Est de la Cordillère Bétique (Espagne)". *Acad. Naz. Lincei rend. Clas. Sc. Fis. Math. et Nat.*, fasc. 6, ser. VIII, vol. XLII, pp. 842-851.
 - (1967). "Sur la présence de facies saumâtres dans le Jurassique supérieur de la région d'Almansa-Bonete (Espagne, prov. d'Albacete)". *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 1, p. 15.
 - (1970). "Le Jurassique et el Crétacé aux confins des Chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)". *Thèse Sciences Paris*, 2 vols., 427 pp.
 - (1971) "Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prebétique et des Chaînes ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (Stratigraphie, zones a Foraminifères et paléogéographie)". *I Col. Estrat. et Paleogeogr. Jur. Espana*. Vitoria, 1970. *Cuad. Ibéri.* Vol. 2, pp. 157-180.
 - (1975). "Le Crétacé dans la partie oriental des zones externes des Cordillères Bétiques. III Les confins du Prebétique et des Chaînes Iberiques, entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (Stratigraphie et Paleogeographie)". *I Col. Estrat. et Paleog. del Cretácico de España*. Ed. Enadimsa. Serie 7, n.º 1, pp. 233-244.
- FOURCADE, E.; JEREZ MIR, L.; RODRIGUEZ ESTRELA, T., y JAFFREZO, M. (1972). "El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la Sierra de Muela (prov. de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España". *Rev. Esp. de Microp.* num. extra 30 Aniv. E. N. Adaro.
- FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L.. (1973). "El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarubia (zona Prebética, prov. de Albacete)". *Rev. Esp. de Microp.* E. N. Adaro, Vol. n.º 2 pp. 291-299.
- FOURCADE, E.; PENDAS, F., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). "El Jurásico superior y el Cretácico inferior en los alrededores de Yeste (zona Prebética sudeste de España)". *Rev. Esp. de Microp.* Vol. IX, n.º 3, pp. 361-380.
- GARCIA, A.; MAS, J. R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A., y RINCON, R. (1978). "Evolution sédimentaire des facies terrigènes mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cenomaniense, dans la region de Cuenca-Almansa, Espagne". *Cahiers de micropaleontologie* 4, pp. 11-19.
- GARCIA DEL CURA, M.ª A.; ORDOÑEZ, S., y CALVO SORANDO, J. P. (1977). "Estudio sedimentológico de la Cuenca cuaternaria de Cordovilla". *Instituto de Geografía aplicada CSIC*.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A. C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A. (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera". *Geologie en Mijnbouw*. vol. 59 (2), pp. 155-168.
- GARCIA PALOMERO, F. (1969). "Estudio geológico de la región de Alcaozo. (Albacete)". *Cuad. de Geol. Iber.* vol. I, pp. 149-189.

- GARCIA RODRIGO, B., y PENDAS, F. (1971). "Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete". *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 2, páginas 255-272.
- GOMEZ, J. J., y GOY, A. (1979). "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.* vol. 35, pp. 569-598.
- GONZALEZ DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LOPEZ GARRIDO, A. C., y VERA, J. A. (1970). "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". 1^{er} Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España (Vitoria). *Cuad. Geol. Iber.* (1971) 2, pp. 55-90.
- GOY, A.; GOMEZ, J. J., y YEBENES, A. (1976). "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte)". I Unidades litoestratigráficas. *Est. Geol.*, t. 32, pp. 391-423.
- HILLEBRANDT, A. VON (1974). "Bioestratigrafía del Paleógeno en el sureste de España (provs. de Murcia y Alicante)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5, pp. 135-153.
- JEREZ MIR, L. (1971). "Bosquejos estratigráficos y paleogeográficos de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra y Moratalla". *Bol. Geol. y Min.*, t. 81-2, pp. 117-131.
- (1971) "Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la zona Prebética (provs. de Albacete y Murcia)". *I Congreso Hispano-Luso-Amer. de Geol. Económica. Sec. de Geol.* t. 1, Apartado 8-1.24, pp. 249-264.
 - (1973). "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia). *Tesis doctoral, fac. Ciencias Univ. de Granada*, 2 tomos, 750 pp.
 - (1975). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja de Calasparra. *IGME*.
- JEREZ MIR, F. (1979). "Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas". *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. 90, vol. 4, pp. 503-555.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). "Síntesis geológica del Prebético de La provincia de Alicante (Tectónica)". *Bol. IGME*, T. 88, vol. 4, páginas 273-299.
- (1977). "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante (Estratigrafía)". *Bol. IGME* t. 88, vol. 3, pp. 183-214.
 - (1977) "Estudio Hidrogeológico del Bajo Segura. Características tectónicas de la zona Prebética". Enadimsa.
 - (1979). "Geología e Hidrogeología del Sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete). *Col. Mem. IGME*, t. 97, vol. 1, pp. 7-290.
 - "Características tectónicas de la zona Prebética". Seminario de Tectónica global). Enadimsa. (in litt).
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T., y GRANADOS, L. (1975). "El Cretácico superior de las Hojas de Alcaraz, Lietor, Yeste. Zona Prebética". *I Coloq. de Estrat. y Paleogeogr. del Cret. de España*, Enadimsa. Serie 7, n.º 1, pp. 129-140.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T.; GRANADOS, L.; SAAVEDRA, J., y GONZALEZ, A. (1980). "Estudio geológico en el sector de Carche-Salinas. Zona Prebética (provs. de Murcia y Alicante)". *Bol. IGME*, t. 91, n.º 4, pp. 527-548.

- USERA, J.; CALVO, J. P., y MARQUEZ, L. (1979). "Síntesis bioestratigráfica (foraminíferos) del Neógeno marino del Sector central de la provincia de Albacete. España". *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 199-204.
- SANCHEZ CELA, V. (1971). "Estudio geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz)". *Est. Geol.* Vol. XXVII, pp. 213-238.
- SANCHEZ DE LA TORRE (1964). "Estudio hidrogeológico de los alrededores de Hellín-Santa Quiteria". *Cuad. Geol. Iber.* n.º 1.

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

Depósito legal: M-39766-1984

Imprenta Manuel Carreras Cortés – Madrid-27

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

