



IGME

846**28-33**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTALLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASTALLA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA IBERICA, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes:

En Geología de Campo y Síntesis: Wenceslao Martínez, Ignacio Colodrón y Alfonso Núñez; en Sedimentología y micropaleontología: Isabel Cabañas y María Angeles Uralde.

Trabajos de Laboratorio: FINA IBERICA, S. A., con la colaboración de I. Quintero, C. Martínez, L. Granados (a los que se ha consultado un reducido número de muestras macro y micropaleontológicas), G. Leret, V. Ruiz y J. Suárez.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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 fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 29.492 - 1978

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

INTRODUCCION

El área geográfica ocupada por la Hoja de Castalla pertenece en su totalidad a la provincia de Alicante, estando situada al NO. de la misma.

Geológicamente está enmarcada dentro del dominio prebético, pudiendo distinguirse, según una alineación SO.-NE. (Sax-Ibi), Prebético s.s. (Prebético externo) al Norte, y Prebético interno o de Alicante al Sur, que podría corresponder a una unidad intermedia entre Prebético externo y Subbético.

Existen numerosas citas bibliográficas de la región; sin embargo, son muy escasas las referentes a los miocenos del Prebético de Alicante. Al final de esta Memoria incluiremos las que más directamente atañen a nuestra Hoja, y en documentación complementaria la casi totalidad de ellas.

Caben destacar como pioneros los trabajos de NICKLES (1892), R. BRINKMAN (1931), R. BRINKMAN, R. GALLWITZ (1933), P. FALLOT (1934-1943), B. DARDER PERICAS (1945), y como contemporáneos, E. DUPUY DE LOME, R. SANCHEZ LOZANO (1961), E. FOURCADE (1970), trabajos inéditos de Compañías Petrolíferas junto con J. AZEMA, R. BUSNARDO, Y. CHAMPETIER, M. DURAND-DELGA y A. FOUCAULT, que aportan continuos datos, llevando a un conocimiento cada vez más preciso de la región. Por último, hacemos mención especial a los trabajos que del Mesozoico efectúa G. LERET (Tesis doctoral en curso de realización), cuya ayuda ha sido muy valiosa a la hora de redactar esta Memoria.

1 ESTRATIGRAFIA

La serie litoestratigráfica presente en el mapa se caracteriza por una gran continuidad de sedimentación desde el Jurásico Superior al Plioceno, pues prácticamente están representados casi todos los pisos en que actualmente queda dividido el Cretácico y el Terciario.

El estudio de esta serie ha sido dirigido primordialmente hacia los problemas de la dolomitización cretácica y al cambio de facies que a casi todos los niveles existen dentro de nuestra Hoja.

1.1 TRIASICO

La falta de afloramientos y la tectonización debida al diapirismo característico en esta provincia geológica impiden el establecimiento de una serie triásica.

No obstante, y ateniéndonos a las clásicas facies de Trías Germánico, se puede observar al norte de Sax la aparición de unos cantos de cuarcita junto con areniscas rojas, que podrían ser el Buntsandstein; no están cartografiados debido a su reducida extensión.

En esta zona, y flotando sobre las arcillas rojas, aparecen unas dolomías, a veces calcáreas, de color gris negruzco que recuerdan a las facies Muschelkalk de las Catalánides. Afloran también facies muy parecidas al sur de Tibí, formando un ligero sinclinal, en donde las muestras estudiadas se datan de Muschelkalk por la aparición de *Fronicularia* cf. *woodwardi*.

Por último, y ocupando más extensión, existen por casi toda la Hoja arcillas con yesos de tonalidad generalmente roja, aunque a veces aparecen amarillentas (ocasionalmente tienen Jacintos de Compostela).

1.2 JURASICO

De la serie jurásica únicamente existen dos afloramientos, uno en la Sierra de la Fontanella, que describiremos en el apartado 1.3.1.1, y otro en la esquina SO. de la Hoja, al que datamos de Jurásico Superior por la aparición de *Globochaete alpina*, *Calpionella alpina* y *Crassicollaria intermedia* (AZEMA). Se trata de unas calizas de pasta fina, tono marrón, con nódulos y vetillas de sílex, cuya potencia no se ha podido evaluar.

1.3 CRETACICO

La serie cretácica debuta en la Sierra de la Fontanella con las calcarenitas berriasienses y tras presentar innumerables cambios de facies finaliza en el Maastrichtiense.

El principal problema de esta serie radica en la dolomitización, cuya base puede considerarse isócrona, mientras que el techo presenta una heterocronía total.

1.3.1 NEOCOMIENSE

Aflora en la Sierra de la Fontanella y en el Cámara. Presenta una tremenda tectonización que impide levantar cortes precisos, por lo tanto es necesario establecer la correlación de nuestros afloramientos con la bóveda de Cocentaina (Hoja de Alcoy), en donde sus litofacies pueden estudiarse con detalle.

1.3.1.1 La base carbonática y detrítica ($J_{33}^3-C_{11-12}^{0-1}$)

En el núcleo de la Sierra de la Fontanella afloran entre contactos mecánicos los tramos carboníticos y detríticos fácilmente correlacionables con los niveles 10, 12 y 13 de E. FOURCADE (Mariola-Cocentaina).

El espesor aproximado puede cifrarse en unos 150 m., que pueden dividirse como sigue:

- Paquete inicial de 100 m. constituido por calcarenitas oolíticas, arenosas, bioesparitas y biomicritas que se alternan con débiles intercalaciones margosas y de areniscas micáceas con cemento dolomítico-ferruginoso.
- Encima, 50 m. de areniscas gruesas con cemento dolomítico-ferruginoso coronadas por un último banco con pasadas microconglomeráticas y cuyo techo muestra una superficie de erosión con incrustaciones de óxidos de hierro.

La microfauna encontrada no permite establecer la edad precisa de la sección tipo (Mariola), pero podemos hacerlo sin mucho riesgo teniendo en cuenta tanto la perfecta correlación litológica como la asociación faunística siguiente:

Trocholina elongata

Nautiloculina sp.

Pseudocyclammina lituus

Pseudochoffatella cf. *cuvillieri*

junto a Dasycladáceas, Lagénidos, Textuláridos, Briozoarios y restos de Gasterópodos y Lamelibranquios.

1.3.1.2 Serie margosa con Ammonites (C¹⁻²₁₂₋₁₄)

Al igual que el paquete anterior, su estudio de detalle sólo puede realizarse en la sección tipo de Cocentina.

Puede subdividirse en dos términos, con características litológicas ligeramente diferentes:

- Un tramo inferior de 200 m. de potencia, que consta de una monótona sucesión de margas grises más o menos endurecidas y delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, hojosas con granos de pirita. Los Ammonites son abundantes.
- El paquete superior, aproximadamente de 100 m. de espesor, está caracterizado por la aparición de material detrítico terrígeno (carácter más litoral). Son, pues, margas arenosas amarillas y pequeños bancos de arenisca calcárea-ferruginosa con pistas y ripple-marks. Los Ammonites existen, aunque menos abundantes y asociados a Lamelibranquios, Braquiópodos y Ostreidos.

La asociación de macrofauna, estudiada para la Hoja colindante, demuestra que en nuestra zona no es visible la base de la formación, ya que ninguna especie insinúa el Valanginiense.

1.3.1.3 Neocomiense del Cámara (C₁₁₋₁₃)

Existe, además, un afloramiento muy reducido (en el que se pueden estimar unos 100 m. de potencia) en el ángulo SO. de la Hoja y que litológicamente es casi idéntico al paquete superior de la formación antes descrita; sin embargo, la mala conservación de Ammonites y el encontrarlo apoyado directamente sobre las calizas que atribuimos al Jurásico Superior, nos ha llevado a incluirlo en un tramo compresivo de edad Cretácico Inferior.

1.3.2 BARREMIENSE, APTIENSE Y ALBIENSE (C²⁻¹₁₄₋₂₁-C²⁻²₁₄₋₁₆)

Entre las margas con Ammonites y el Cenomaniense, se intercala una potente serie (400 m.) que incluye Aptiense, Albense y parte del Barremiense.

En conjunto se presenta como un paquete monótono, constituido por una alternancia de calizas y dolomías con escasos interbancos margosos, formando una unidad morfológica no subdivisible en tramos cartografiables que mantengan una cierta continuidad lateral, pues la dolomitización es tan irregular que a veces resulta un verdadero problema separar estas dolomías de las correspondientes al Cretácico Superior.

Sin embargo, cronoestratigráficamente esta formación puede dividirse en tres tramos bien diferentes:

- Barremiense Medio y Superior, con espesor aproximado a los 150 m. y del que son características las intercalaciones de margas nodulosas, dolomías finamente detríticas y arenas sueltas o con cemento ferruginoso.

La macrofauna característica es:

Mirdesmocer as lechicum
Silesites seranonis
Neohibolites sp.
Rhynchonella gibbsiana
Terebratula rusillensis

La microfauna existente no permite una separación neta del Aptiense, ya que *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Paracoskinolina sunnilandensis* y *Orbitolinopsis* sp. constituyen una asociación típica del Barremiense-Aptiense.

- El Aptiense está desarrollado en unos 180 m. de serie, siendo lo más característico: el carácter noduloso, los interbankos de margas ocreas muy fosilíferas y la escasa dolomitización.

La microfauna característica consiste en:

<i>Sabaudia minuta</i>	<i>Orbitolina conoidea</i>
<i>Coskinolina</i> sp	<i>O. concavata</i>
<i>Cuneolina</i> sp.	<i>Simplorbitolina manasi</i>
<i>Mesorbitolina texana texana</i>	<i>Nezzazata simplex</i>
<i>Orbitolina lenticularis</i>	<i>Neoiraquia</i> sp.
<i>O. concava</i>	<i>Iraqia simplex</i>

y numerosos Briozoos, Dasycladáceas, Ostrácodos, Miliólidos y Rudistas (*Pseudotoucasia santanderensis*).

Por medio de la macrofauna no hemos conseguido independizar Aptiense de Albiense, por lo que incluiremos al final de la descripción del Albiense una lista de la existente.

- El Albiense ocupa al menos un espesor total de 110 m., caracterizándose por la existencia de bancos masivos y una dolomitización mayor, que frecuentemente contiene granos de cuarzo.

Su independencia viene dada por la asociación:

Dictyoconus sp.
Neoiraquia sp.
Trocholina lenticularis
Cuneolina cf. *pavonia*

Coskinolina sp.
Sabaudia minuta
Neorbitolinopsis conulus

La macrofauna existente en el Aptiense y Albiense es:

Echinospatagus collegui
Heteraster oblongus
H. couloni
Panopaea prevostii
Terebratula tamarindus
T. moutoniana
Rhynchonella deluci
Exogyra aquila
Hoplites sp.
Neohibolites sp.

Desde el punto de vista sedimentológico Barremiense, Aptiense y Albiense están constituidos por calcarenitas arenosas, más o menos dolomitizadas, calcarenitas graveloso-bioclásticas y pseudo-oolíticas; también existen, aunque muy escasas, intercalaciones de biomicritas y micritas con fauna.

Tanto horizontal como verticalmente estas litofacies se ven interrumpidas por gruesas barras masivas de dolomías cristalinas, que generalmente en el Albiense presentan un hábito romboédrico bien desarrollado.

Hemos de hacer notar, aunque no aflore en el mapa, que en la Sierra de la Villa (ángulo NO.) es presumible un Albiense Superior en facies Utrillas, ya que parece ser evidente que entre esta isópica y la de Fontanella se encuentra el límite meridional de los aportes del continente durante la regresión del Albiense Superior.

Todas las facies descritas para el Barremiense, Aptiense y Albiense cambian lateralmente hacia el SE., en donde este conjunto es un único paquete margo-arenoso de tonos pardos con algún lentejón de calcarenita.

1.3.3 DOLOMITIZACION

En esta unidad geológica, marcando el límite Albiense-Cenomaniense existe un nivel que en nuestra zona parece perder sus características (margas ocre) quedando constancia de su existencia tan sólo por las microfacies y litofacies.

Sobre este nivel se desarrolla un complejo dolomítico cuya cronología es tan sólo posible en función de su techo y muro. Esta dolomitización, auténticamente masiva, pues no se encuentran interbankos preservados de ella, como en el conjunto anteriormente descrito, tiene un límite inferior prácticamente isócrono (Albiense Sup.) mientras que el límite superior presenta una heterocronía total.

1.3.3.1 Dolomicritas y margas dolomíticas (C₂₁₋₂₂^{dm})

La potencia media puede estimarse en 80 m. Se presenta siempre como una alternancia bien marcada de dolomías margosas amarillentas y margas dolomíticas amarillas con algún banco aislado de dolomía gruesa, dando en conjunto un tramo blando entre los escarpes correspondientes a las dolomías de base (que no aparecen en nuestra Hoja) y el Senoniense. En el techo generalmente existen dos o tres bancos gruesos de dolomías cristalinas negras, a veces muy karstificadas.

Los únicos fantasmas existentes corresponden siempre a moldes de Lamelibranquios y Gasterópodos, siendo chocante la ausencia de Orbitolínidos, tanto en los tramos dolomíticos como en las margas.

1.3.3.2 Serie dolomítica Cenomaniense-Campaniense (C₂₁₋₂₅⁰⁻³)

Se presenta como una masa gris a negra con estratificación difusa y alguna pasada calcarenítica. Su potencia es variable, ya que a pesar de que su límite inferior es isócrono (Albiense Sup.) el superior cambia según las isópicas; así pues, ésta puede estimarse de 200 a 250 m. en el flanco sur del anticlinal de la Fontanella, donde la dolomitización invade casi todo el Campaniense y sólo es posible reconocer Campaniense Sup.-Maastrichtiense.

1.3.3.3 Calizas con radiolarios (C₂₁₋₂₂)

En la mitad sur-oriental de la Hoja la dolomitización va desapareciendo y el Cenómano-Turonense se presenta como un único paquete (250 m. de potencia) de calizas amarillentas en bancos de 1 m., con juntas margosas y pasadas de margas calcáreas. Estas calizas, llenas de radiolarios, suelen estar muy diaclasadas y a veces karstificadas, apareciendo con frecuencia estilolitos.

Sedimentológicamente, se trata de biomicritas, intrabiomicritas e intra-biomiocresparitas, cuya base no marca un límite cronoestratigráfico, ya que el tramo inferior no se puede atribuir a la base del Cenomaniense, sino al paso Albiense-Cenomaniense por la asociación:

Radiolarios
Hedbergella sp.
Rotalipora sp.
Bonetocardiella conoidea
Stomiosphaera sphaerica
Pithonella trejoi
P. ovalis

Es la presencia en esta asociación de *Bonetocardiella betica* la que nos indica ya un claro Cenomaniense. Insensiblemente en la serie aparecen:

Praeglobotruncana sp.

Globigerinelloides sp.

Rotalipora sp.

Bonetocardiella betica

B. conoidea

junto con Radiolarios, *Stomiosphaeras* y *Pithonellas* datan el conjunto Cenómano-Turonense, pudiendo hablarse de Turonense con la aparición de *Globotruncana helvetica*.

1.3.4 SENONIENSE

Como respuesta a una marcada diferenciación paleogeográfica y a la dolomitización ya expresada, la serie litoestratigráfica del Senoniense aparece bien diversificada. Esta diversificación está regida por un importante cambio lateral de facies, marcado por el paso progresivo de una plataforma nerítica a un surco más profundo.

1.3.4.1 Coniaciense-Santoniense-Campaniense (C₂₃₋₂₅)

La totalidad de la serie se presenta como una masa calcárea, algo dolomítica en la base, con escasos interbankos margosos. La potencia total no llega a los 60 m.

Los aportes detríticos se distribuyen desigualmente a lo largo del conjunto, variando los tamaños entre arena y grava de pequeño diámetro. La fracción dominante es el cuarzo, existiendo igualmente grandes proporciones de feldespatos y, ocasionalmente, cantos de cuarcita; el material, bien seleccionado y rodado, presenta con frecuencia estratificaciones gradadas.

El paquete consta de una alternancia de biomicritas, calcarenitas bioclásticas con cemento de micrita y microesparita, Intrabiomicritas y raras pasadas de calcarenitas gruesas bioclásticas con cemento de esparita.

Los límites entre piso y piso no se pueden definir; sin embargo, se pueden reconocer, por la asociación de foraminíferos, los tres pisos citados.

Coniaciense:

Favreina murciensis

Rotalia cayeuxi

Cuneolinas

Spirillinidos (límite Coniaciense-Santoniense)

Santoniense:

Accordiella conica

Lacazina elongata

Nummofallotia cretacea
Cuneolina pavonia
Dicyclina schlumbergeri
Dictyoconus sp.

Campaniense:

Orbitoides media
O. tissoti
Lepidorbitoides sp.
Murciella cuvillieri
Siderolites sp.

1.3.4.2 Campaniense-Maastrichtiense (C₂₅₋₂₆)

Aflora únicamente en la Sierra de la Fontanella. Sus 100 m. de espesor están constituidos por una sucesión de calizas microcristalinas arcillosas de tonos claros finamente estratificadas con frecuentes interbancos de margas amarillentas, sobre todo en el techo.

La dolomitización sigue estando presente tanto en tramos enteros como en la aparición de romboedros aislados en las pastas biomicríticas.

La macrofauna abundante es poco variada, compuesta por:

Bohemiceramus bantu
Selenoceramus ibericus
S. europaeus
Echinocorys vulgaris

La microfauna, abundante en las biomicritas, es muy escasa o mal conservada en los interbancos margosos; en las primeras ha sido posible identificar, en muestras de la vecina Hoja de Onteniente:

Globotruncana arca
G. fornicata
G. tricarinata
G. conica
G. stuartiformis
G. lapparenti

que paulatinamente son desplazadas por especies típicas del Maastrichtiense:

Globotruncana contusa
G. stuarti

Estas biofacies, acompañadas de *Radiolarios*, *Stomiosphaeras*, *Gumbelinas* y *Pithonellas* representan sin duda alguna el Campaniense Superior y el Maastrichtiense.

1.3.4.3 Senoniense pelágico (C₂₃₋₂₆)

La facies de este Senoniense se desarrollan hacia el SE. a partir de la isópica S. Fontanella-S. Mariola. Su potencia no es medible, dado el comportamiento plástico y la consiguiente tectonización que presenta la serie, siendo estimable que existe una gran variación, oscilando entre los 100 y 200 m.

Se presenta como un paquete monótono de calizas margosas muy blancas, a veces con tonos rosados. Sedimentológicamente se trata de biomicritas única y exclusivamente.

Las muestras recogidas en distintos puntos denotan que dentro de la serie están representados todos los pisos que constituyen el Senoniense; así lo evidencia la microfauna consistente en:

Globotruncana renzi

G. aff. lapparenti

G. aff. angusticarinata

G. coronata

G. bulloides

G. arca

G. stuarti

G. imbricata

G. contusa

G. fornicata

junto con *Stomiosphaeras*, *Pithonellas*, *Radiolarios* y *Gumbellinas* entre otros.

1.4 Terciario

La serie paleógena y neógena, que puede alcanzar cifras de espesor superiores a los 1500 m., va a aportar datos tectónicos y paleogeográficos que corroborarán la gran inestabilidad del fondo marino, pues es norma general la superposición de isópicas diferentes.

1.4.1 Paleógeno

Las isópicas de Fontanella-Mariola son las últimas en dirección Sur donde existen depósitos en facies garumniense (no aflorantes en nuestra Hoja), ya que a partir de ahí la serie se presenta continua y marina hasta el Oligoceno, pudiendo alcanzar un espesor evaluable en 500 m.

1.4.1.1 Paleoceno

En serie continua con el Maastrichtiense, y sin que sea posible apreciar

discontinuidad alguna, los materiales paleocenos han podido separarse cartográficamente en tres tramos en el ángulo NO. del mapa.

1.4.1.1.1 *Daniense* (T_{11}^A)

Comprende un tramo inicial, principalmente margoso, de 50 m. y otro calcáreo-margoso de 10 m., que marca el paso al Paleoceno Medio.

El paquete inicial está compuesto por una fina alternancia de margas amarillentas y biomicritas margosas con aspecto noduloso.

La microfauna pelágica es abundante y se corresponde con la zona de *Globigerina daubjergensis*:

Globigerina daubjergensis

G. triloculinoides

Globorotalia trinidadensis

G. compressa

G. pseudobulloides

Los 10 m. finales son una alternancia de margas grises y calcarenitas bioclásticas con cemento de micrita o esparita. Corresponden a la zona de *Globorotalia uncinata*:

Globorotalia uncinata

G. angulata

G. pseudobulloides

Además existen Algas Coralináceas y restos de Equinodermos.

1.4.1.1.2 *Montiense-Tanethiense* (T_{12-13}^A)

Corresponde a un crestón duro que resalta entre las margas basales del Daniense y las arcillas del ~~Tanethiense~~ **Tanethiense Superior**, siendo su potencia aproximada de 65 m.

Son finas calcarenitas bioclásticas con cemento finamente esparítico, biomicritas grises, margas y biomicritas margosas nodulosas. Son característicos de este tramo los grandes sílex estratificados y las manchas y nódulos piritosos.

Bioestratigráficamente comprende las zonas de *Globorotalia angulata* y *G. pseudomenardii*:

Globorotalia pseudomenardii

G. pseudobulloides

G. laevigata

G. aequa

G. mackannai

Globigerina triloculinoides

G. linaperta

G. primitiva

Existen además abundantes Algas, Briozoos, Discórbidos, Lanégidos y restos de Equinodermos.

1.4.1.1.3 *Tanethiense* (T_{13}^A)

Comprende unos 35 m. de serie eminentemente blanda. Está constituido por finas pasadas detríticas de tonos salmón, biomicritas arcillosas, margas y arcillitas finamente siltosas de color verde, más abundantes en los últimos metros.

Corresponde el nivel con la zona de *Globorotalia velascoensis*, zona aún no definida como perteneciente al Paleoceno o Eoceno. Siguiendo a los Micropaleontólogos «planctonistas», utilizamos la zona biológica como techo del Paleoceno.

La asociación encontrada es:

Globorotalia velascoensis

G. cf. pseudomenardii

G. aequa

Globigerina linaperta

Operculina sp.

Discocyclus sp.

y numerosos bentónicos muy pequeños y mal conservados.

1.4.1.2 **Eoceno**

Dos tramos litológicamente distintos ha sido posible separar en cartografía. Uno inferior, de carácter arcilloso, y otro superior, calizo-dolomítico. La potencia del conjunto evaluable entre los 150 y 250 m., varía considerablemente de unos puntos a otros debido al cambio lateral de facies existente.

1.4.1.2.1 *Arcilla verde* (T_{1-2}^{A-Ab})

Incluimos aquí este paquete a pesar de que representa no sólo al Eoceno Inferior y Medio, sino también al Paleoceno en cambio lateral de las facies anteriormente descritas. Se trata de un conjunto de arcillas margosas de tonalidad verde, cuya potencia (100 m.) parece mantenerse más o menos constante, presentando a veces lentejones duros de biolitas.

Siguiendo el mismo criterio de los micropaleontólogos «planctonistas» en cuanto a la zona de *Globorotalia velascoensis* como techo del Paleoceno, justifica esta edad para las arcillas verdes la aparición de:

Globigerina linaperta

Globorotalia aequa

al mismo tiempo que data de Eoceno Inferior y Medio la microfauna siguiente:

Globigerapsis index
Assilina exponens
Discocyclus cf. nummulitica
Truncorotaloides topilensis
T. rohri
Globigerina soldadoensis angulosa
G. collactea
Globorotalia crassata densa
G. formosa
G. formosa gracilis
G. aragonensis
Hastigerina micra

1.4.1.2.2 Eoceno recifal (T₂₁₋₂^{Aa-Ac})

Apoyándose sobre las arcillas verdes o bien sobre el paquete blando tanethiense, se desarrolla una serie carbonática formando un crestón morfológico, claramente diferenciable, de las series que lo limitan cuando el Oligoceno suprayacente se encuentra en facies margosas.

Su potencia varía considerablemente de unos puntos a otros, pudiendo alcanzar los 150 m.

Al NE. de la Hoja, donde aflora el Paleoceno cartográficamente diferenciable, se pueden distinguir dos conjuntos litológicos diferentes: un paquete inicial, que comprende unos 30 m. constituidos por una barra casi masiva de calcarenitas bioclásticas a calizas pararrecifales, y un segundo paquete de unos 70 m. formado por biomicritas fuertemente dolomitizadas que presentan gran cantidad de moldes de organismos.

En los demás afloramientos no se puede hacer una división tan neta, ya que están formados por calcarenitas, biomicritas y bioesparitas con pasadas dolomitizadas o bien por calizas muy dolomitizadas con intercalaciones calcareníticas.

La microfauna encontrada en distintos puntos denota una edad, para esta serie carbonática, bien de Eoceno Inferior y Medio, bien de Eoceno Medio y Superior. Junto con Algas Coralináceas, Miliólidos, Equínidos, etc., aparecen las siguientes especies:

Nummulites
Discocyclus
Rotalia pustulosa
Actinocyclus
Assilina sp.

Alveolinas
Globigerapsis sp.
Almaena sp.
Cuvillierina sp.
Pseudomassilina
Orbitolites sp.
Alveolina aff. *fragilis*
Chapmanina sp.
Eorupertia sp.
Gypsina linearis
Fabiania cassis
Rhapydionina sp.
Halkyardia minima
Praerhapydionina sp.
Chapmanina gassinensis

1.4.1.3 Oligoceno

Dentro de nuestra Hoja, el Oligoceno se presenta en tres facies bien distintas: continentales, recifales y flyschoides. Tanto en unas como en otras la potencia, posiblemente ligada a cambios brutales, es difícil de evaluar.

1.4.1.3.1 Oligoceno continental (T₃₋₁₁^{A-Ba})

Aflora en la zona Norte a partir de la línea Sax-lbi, que podríamos considerar como límite del mar oligoceno.

Estos afloramientos, muy reducidos, presentan una facies clásica pre-bética: conglomerados y arcillas salmón con cantos de cuarcita. La potencia de esta formación detrítica, que corresponde siempre a zonas deprimidas, de fuertes coloraciones rojo a salmón, no es evaluable.

Es de notar que en otros afloramientos fuera de la Hoja las facies son distintas en cuanto a los lentejones de conglomerados, que son casi exclusivamente de cantos eocenos, llegando a veces a tamaños de bloques.

1.4.1.3.2 Oligoceno recifal (Tc₂₋₁₁^{Ac-Ba})

Sobre las calizas recifales eocenas, y separadas de ellas por lentejones de conglomerados, aparece un paquete de calizas pararecifales blancas muy similares a las descritas para el Eoceno. Se trata, pues, de calcarenitas bioclásticas a veces dolomitizadas, con gran cantidad de Algas, Amphisteginas, Heterosteginas, Lepidocyclus, Briozoos, Miliólidos, Corales, Estromatopóridos y otros organismos formadores de arrecifes.

La potencia de la serie oscila entre los 100 y 200 m., y la edad entre

Eoceno Superior y Aquitaniense, en donde se ha separado cartográficamente un paquete de calizas recifales al que nos referiremos más adelante.

La microfauna encontrada, que data el Oligoceno, es la siguiente:

Austrotrillina sp.

A. howchini

Quinqueloculina sp.

Proerhapydionina sp.

Spirolina cylindracea

Spiroloculina sp.

Sphaerogypsina sp.

1.4.1.3.3 *Oligoceno flyschoides* (T₂₋₁₁^{Ac-Ba})

En cambio lateral del Oligoceno recifal y como típico del Prebético de Alicante, aparecen unas facies flysch constituidas por una alternancia de areniscas y margas arcillosas con esporádicos bancos decimétricos de calizas llenas de Nummulites, que perfectamente podrían ser resedimentados. Es frecuente encontrar en las areniscas estructuras de corriente y en las margas intercalaciones de calcarenitas bioclásticas.

La fauna recogida:

Miogypsina mediterranea

Globigerinoides trilobus

Globoquadrina sp.

Praeorbulina transitoria

Miogypsinoides

data a este flysch de Mioceno y la presencia de Eulepidina hace pensar un posible Oligoceno; sin embargo, la fauna recogida en Hojas contiguas justifican una edad Mioceno-Oligoceno-Eoceno, e incluso hasta un Paleoceno Superior, para la zona de Agost (Elda).

1.4.2 NEOGENO

La sedimentación neógena plantea problemas tanto estratigráficos como de distribución de facies, derivados ambos de las discordancias internas y del diapirismo. En efecto, la migración en el tiempo de las discordancias, las resedimentaciones en los depósitos transgresivos que las señalan y la invasión del mar mioceno por el Keuper diapírico (que, perforando la cobertura mesozoica, provoca la llegada a los sinclinales periféricos de elementos y facies extrañas al ambiente deposicional) hacen que el estudio del Mioceno sea difícil y complicado.

1.4.1.2 Caliza de Algas y Amphisteginas (T_{11}^{Ba})

Muy similares a las facies descritas en el Oligoceno recifal, se separa en cartografía un paquete de calcarenitas fuertemente bioclásticas de unos 20 m. de potencia al norte de la Hoja (flanco sur del anticlinal de la Fontanella), en donde los depósitos continentales del Oligoceno evidencian que esta barra es el comienzo de la transgresión miocena. Sin embargo, en zonas donde la sedimentación marina no se ha interrumpido, no se puede diferenciar cartográficamente dónde termina el arrecife oligoceno para dar comienzo al arrecife mioceno.

Sistemáticamente, esta caliza, que contiene abundantísimas Algas (*Melobesias*, *Lithothamnium*, etc.), *Amphisteginas*, *Briozoarios*, *Coralarios* y restos de *Moluscos* y *Equinodermos* ha sido atribuida sin base cierta al Aquitaniense. Es preciso aclarar que no se ha encontrado en ella microfauna característica y que, por su posición estratigráfica, sólo se puede datar como infra-Langhiense.

1.4.2.2 El Mioceno de base (T_{11-11}^{Ba-Bb})

Está constituido por una serie de calizas margosas y margas calcáreas, siltosa, algo arenosa y generalmente fétida, con alguna intercalación de calcarenitas bioclásticas iguales a la anteriormente descrita. Lateralmente, esta serie pasa a ser calcarenitas detríticas a microconglomerados con *galetsmous*, cuarzos y *Jacintos* de Compostela hacia la Hoja de Elda, aflorando en nuestro mapa en el borde sur-occidental.

La edad viene dada por:

Praeorbulina glomerosa

P. transitoria

Globigerinoides bisphaericus

entre otros (*Burdigaliense* Superior-Langhiense), pero se puede decir, por posición estratigráfica, que parte de esta serie es infra-Burdigaliense.

1.4.2.3 Burdigaliense-Helvético o «Tap 1» (T_{12-12}^{Ba-Bb})

Aflora prácticamente por toda la mitad occidental del mapa. Constituye una serie monótona de margas blancas, poco siltosas, cuya potencia es incalculable, aunque puede sospecharse que pase de los 300 m.

La edad de esta formación, Langhiense en Onteniente, en nuestra Hoja es más amplia, pudiendo llegar hasta *Serravalliense*.

La microfauna característica es la siguiente:

<i>Praeorbulina</i> ex. gr. <i>grumelosa</i>	<i>Globorotalia archaeomenardii</i>
<i>P. glomerosa</i>	<i>G. cf. praemenardii</i>
<i>Orbulina suturalis</i>	<i>G. cf. scitula</i>
<i>O. bilobata</i>	<i>G. siakensis</i>
<i>Globigerinoides bisphaericus</i>	<i>G. mayeri</i>
<i>G. trilobus</i>	<i>Globoquadrina dehiscens</i>
<i>G. quadrilobatus</i>	

1.4.2.4 La transgresión serravalliense (T_{11-12}^{Bb-Bb})

Sin que sea posible apreciar un cierto carácter regresivo en las margas del primer Tap, éstas son bruscamente rotas por los depósitos detríticos, testigo de la ola transgresiva que invade la cuenca. Se puede comprobar en Ibi, donde estos depósitos llegan a cobijar al Tap, apoyándose directamente sobre el Mioceno de base. Las facies detríticas se ven afectadas por cambios brutales de espesor y composición, pasando de ser una barra apenas perceptible (10 m. en Ibi) hasta constituir un paquete de más de 80 m. (Sierra Arguëña).

Su composición varía desde biomicritas intraclásticas arenosas hasta conglomerados, con numerosas intercalaciones de arcillas margosas.

La edad del conjunto se ha podido comprobar en la Hoja de Onteniente, que migra en el tiempo, pasando de ser Langhiense Superior-Serravalliense Inferior a claramente Serravalliense. En nuestro mapa las muestras recogidas sólo especifican una edad de Mioceno o a lo sumo Mioceno Medio.

1.4.2.5 Serravalliense-Tortonense o «Tap 2» (T_{12-11}^{Bb-Bc})

Encima de la barra detrítica se desarrolla otro paquete margoso de características idénticas a las descritas como Tap 1, no pudiendo establecerse diferencia alguna entre las dos monótonas series margosas, si acaso indicar que en algunos puntos las margas del segundo Tap son más compactas que las del primero.

Medir la potencia del Tap es imposible, no sólo por la falta de cortes que se puedan continuar, sino también porque la sedimentación en discordancia progresiva nos daría una imagen falsa, bastante por defecto de la real. Simplemente se puede indicar que un sondeo hecho en el sinclinal de Onteniente empezó sobre estas margas y alcanzó 1.350 m. sin llegar a la base de la formación.

Intercaladas con las margas suele haber pasadas detríticas, a modo de lentejones, progresivas y discordantes, constituidas por areniscas calcáreas con clastos de biomicritas. Existen además intercalaciones de yesos que, morfológicamente, dan mesas tabulares, haciendo parecer que los yesos serían la culminación de la serie.

La microfauna data unas veces de Tortoniense, pero otras indica Helvetiense, con lo que micropaleontológicamente no se podría precisar en cuál de los Tap nos encontramos, siendo entonces cuando hay que recurrir a criterios de campo para saberlo.

Datada como Tortoniense, aparece la asociación siguiente:

Martinottiella communis
Hopkinsina bononiensis
Bolivina arta
Globorotalia cf. bononiensis
G. acostaensis
Globigerina microstoma
G. foliata
G. falcoensis

1.4.2.6 La discordancia intratortoniense. Calcirruditas (T_{11}^{Bc})

Sobre las margas del Tap 2, una nueva discordancia viene marcada por los depósitos transgresivos que afloran al norte de Ibi y bajo el Castillo de Castalla.

Constituye una barra de 5 a 20 m. de potencia, aparentemente masiva, formada por una calcirrudita bioclástica gruesa, que puede contener grandes cantos, presentándose a veces como auténticas facies molásicas; característica fundamental es la presencia de numerosos cuarzos bipiramidales y restos de conchas.

El carácter litoral del depósito es constante y, al igual que en la primera discordancia miocena, la transgresión parece realizarse sin la existencia de indicios regresivos en el techo del Tap 2.

1.4.2.7 Calizas lacustres (T_{11-2}^{Bc-B})

De edad no determinada, afloran unas calizas margosas y margas tableadas que podríamos aventurar como mio-pliocenas por encontrarse sobre las calcirruditas tortonienses y bajo las arcillas pliocenas.

Estos depósitos parecen ser característicos de medios lacustres, presentando Gasterópodos de agua dulce, Ostrácodos y tubos calcáreos junto con la posible aparición de *Planulina wullerstorfi*.

Su cartografía limitada no permite evaluar la potencia.

1.4.2.8 Plioceno (T_2^B)

Unicamente existe un afloramiento en las inmediaciones de Ibi de estas facies pliocenas. Se trata de arcillas limo-arenosas rojas con algunos cantos.

Aparece discordante sobre todo, y prácticamente cubierto por Cuaternario, siendo el afloramiento muy reducido.

La edad Plioceno viene dada en las muestras estudiadas por la asociación siguiente:

Globigerina foliata

G. nepenthes

G. bulloides

G. diplostoma

Globorotalia mayeri

G. incompressa

G. acostaensis

G. obesa

G. puncticulata

G. dalli

Globoquadrina conglomerata

Orbulina suturalis

Bolivina apenninica

1.4.2.9 Depósitos del sinclinal periférico diapírico (T_2^B -Q)

En la periferia del Trías extrusivo de los Cabezos de los Campellos, bien sobre el propio Keuper o localizado en un cinturón envolvente, existen depósitos de arcillas rojas y conglomerados.

Este tipo de materiales es realmente típico y espectacular alrededor de los diapiros existentes en todo el ámbito regional. Así, pues, sus características son la escasa continuidad lateral, buzamientos acusados cerca de la sal y potencias enormes, sobre todo en la inmediata proximidad del diapiro.

La edad de estos materiales es hasta el momento un enigma, pues es bien cierto que existen depósitos de edad miocena y otros al parecer cuaternarios. Muy posiblemente migran en el tiempo y en nuestro mapa sean plio-cuaternarios, cuando no más modernos, de una parte porque las características de continentalidad evidencian que el diapirismo ya no es marino, como ocurría en el Tortoniense, y de otra porque están más próximos al Keuper que los datados en el apartado anterior como Plioceno, seguramente del mismo origen.

1.5 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios se encuentran ampliamente repartidos, especialmente recubriendo las depresiones ocupadas por sedimentos neógenos. Aunque la extensión sea grande, los espesores no parecen ser en ningún caso superiores a los 10 m., alcanzando un máximo indudable en las proximidades al Trías de los Cabezos de Campello.

La cartografía realizada está fundamentalmente basada en criterios morfológicos y genéticos, habiendo distinguido diversos tipos de materiales, que si no se han podido datar, sí permiten al menos realizar una estratigrafía relativa.

1.5.1 TERRAZAS (Q_T)

En el río Verde se distinguen dos niveles de terrazas, cuyas características litológicas son muy similares. La terraza alta, no cartografiada por ser de extensión muy reducida, y situada entre 5 y 15 m., presenta cantos calcáreos, limos rojos y arenas, diferenciándose tan sólo de la baja, situada entre 1 y 5 m., por presentar mayor cementación.

En el río Vinalopó sólo se observa un único nivel muy semejante a la terraza baja del río Verde.

1.5.2 CUATERNARIO ANTIGUO (Q_{Li})

Ocupando mayor extensión, y en las inmediaciones de Castalla y norte de Sax, aparecen unas llanuras de tonos oscuros constituidas por materiales detríticos finos. Se trata de arcillas y limos no muy potentes, que pueden considerarse junto con las terrazas como la base del Cuaternario para la Hoja.

1.5.3 COSTRAS CALCAREAS (Q_K)

Son depósitos típicos concrecionados que varían desde costras a auténticas estructuras pisolíticas radiadas. Ocasionalmente presentan un resalte morfológico provocando una elevación considerable sobre los terrenos circundantes.

1.5.4 CUATERNARIO INDIFERENCIADO (Q)

Incluimos aquí los depósitos situados topográficamente más altos y que se encuentran rellenando los amplios valles.

Los primeros, más antiguos, están constituidos de conglomerados calizos rodados y brechoides con cemento arcilloso o calcáreo y de arcillas ocreas con cantos.

El resto, más moderno, son en realidad abanicos aluviales constituidos por depósitos gruesos cerca de las elevaciones topográficas y más finos a medida que nos alejamos; todo ello suele estar cubierto por limos arcillosos ocreos.

1.5.5 CUATERNARIO MODERNO (Q_D - Q_{A1} - Q_{cd})

Como depósitos más modernos aparecen más o menos sincrónicos: conos de deyección y depósitos de ladera (Q_{cd}), gravas y arenas y arcillas en el lecho del río Vinalopó (Q_{A1}) y, por último, dos dunas (Q_D) situadas en la loma del Arenal y Cabezo del Rullo, cuya arena tiene un tamaño de grano entre 0,25 y 0,30 mm. y una edad al parecer de 9.000 años.

2 TECTONICA

En el esquema tectónico a escala 1:250.000, representado en el mapa, se han definido unidades estructurales cuyas dimensiones caen fuera del marco geográfico de la Hoja 1:50.000.

Durante la exposición de este capítulo intentaremos justificar la definición de estas unidades, al mismo tiempo que describamos las estructuras representadas en el mapa.

2.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

Se sitúa la zona de nuestro estudio en las zonas externas del este de las Cordilleras Béticas, incluida tanto por las facies litoestratigráficas como por el estilo estructural presente en lo que se ha denominado prebético externo, al Norte, y Prebético Interno o de Alicante, al Sur, según una línea imaginaria que pasase por Sax e Ibi.

Dentro de este dominio es posible distinguir una amplia plataforma afectada principalmente por grandes fallas a modo de teclas de piano y con series estratigráficas que sufren rápidos biselamientos en dirección NO., llegando a desaparecer sobre el antiguo antepaís.

Este área, con características bien definidas, es la Plataforma de Albacete, que en dirección SE. evoluciona a una zona de escamas (Arco de Alcaraz) o a la extensa franja de los anticlinales en champiñón.

Esta última región se caracteriza por la enorme continuidad de las crestas y senos, su paralelismo acusado y por el peculiar estilo de las formas estructurales (pliegues encofrados) con inversiones de los flancos que llegan incluso a hacer desaparecer su típica vergencia Norte. Anticlinales y sinclinales presentan una gran continuidad lateral, pudiendo medirse en

ellos longitudes de 50 y 60 kilómetros. Tales características permiten considerarlos como unidades estructurales de segundo orden pertenecientes a la franja que separa la Plataforma de Albacete del Frente Subbético.

Por lo que se refiere al Prebético de Alicante, el estilo tectónico se revela por un país afectado de un plegamiento de cobertera más o menos complejo, destacando la irregular distribución de las direcciones de ejes de plegamiento y fractura respecto a la directriz general (SO.-NE.).

2.2 ESTRUCTURAS

Siempre siguiendo el esquema tectónico representado en el mapa, describiremos las unidades diferenciadas explicando el porqué de los cortes estructurales representados.

2.2.1 AREA SINCLINAL VILLENA-BOCAIRENTE-AGRES

Corresponde a una extensa estructura con valor sinclinal situada entre los trenes anticlinales de la Solana y Fontanella. En el eje presenta un pliegue dorsal de Cañada (Sierra de la Villa), que muestra el típico estilo encofrado con rápida verticalización del flanco.

Este pliegue, con inmersión NO. (tocado a más profundidad en un sondeo hecho en Salse) debe amortiguarse precisamente con el estrechamiento del sinclinal, donde el estilo estructural del flanco norte del anticlinal de Fontanella-Mariola, junto con los cambios de facies existentes a nivel cretácico, evidencian que gran parte del sinclinal debe estar cobijado.

2.2.2 ANTICLINAL FONTANELLA-MARIOLA

Corresponde a una larga estructura que, dibujando un periclinal en Biar, se ve en el otro extremo bruscamente interrumpida por una fractura N.-S. de más de 2 kilómetros de salto (Hoja de Alcoy).

Esta estructura, en Onteniente y Alcoy, muestra la típica forma champiñón; sin embargo, en dirección SO. la vergencia Norte se va acentuando hasta llegar a presentarse, ya en nuestra zona, como un anticlinal totalmente asimétrico con buzamientos suaves en el flanco Sur y verticalizaciones en el Norte, visiblemente cabalgante.

2.2.3 AREA SINCLINAL DEL TRONCAL-BARRANCO DEL SIL

Este sinclinal, perfectamente dibujado a nivel de las calcirruditas tortonienses, posiblemente se presenta también asimétrico con vergencia Norte, resultado de un pliegue en bolsa de tabaco con deformación alpina.

El flanco norte con la transgresión miocena sólo se puede ver a nivel de la caliza de Algas y Amphisteginas apoyada directamente sobre el Cretácico; el resto del sinclinal queda cobijado por la unidad de Onil cabalgante, que deja ver en ventanas tectónicas las margas miocenas.

2.2.4 ANTICLINAL DIAPIRICO SAX-CASTALLA-IBI

Se trata de una estructura anticlinal en la que el flanco sur correspondería a la Sierra de La Argueña y de los Barrancones, el eje sería la depresión cuaternaria, y la bóveda, la unidad de Onil, que estaría cobijando el flanco norte y el sinclinal del Troncal.

El anticlinal comenzaría con las arrugas mesozoicas sobre el Triás plástico ayudado por el zócalo que posiblemente provocó la diferenciación inicial necesaria para la halocinesis; la estructura va adquiriendo su característica forma de hongo (al subir el Triás) que evoluciona con el hundimiento de la bóveda y su deslizamiento hacia el sinclinal junto con la deformación de la estructura, al adoptar vergencia Norte.

La unidad de Onil, que utiliza como suelo de deslizamiento la base del Eoceno y el Keuper, nunca podríamos pensar que proviene de más lejos, ya que no existe ninguna cicatriz en las Hojas de Alicante y Elda ni incluso dentro de nuestro mapa, y pensar que proviene de más al Sur es totalmente absurdo.

Queda el flanco sur de este anticlinal con un diminuto sinclinal semicolapsado cuyo núcleo serían las margas burdigalienses (comprobado en un sondeo), debido seguramente a la ruptura de dicho flanco por el Keuper, que siguiendo alimentado acentúa las posibles fallas ya existentes.

2.2.5 AREA SINCLINAL LA ARGUEÑA-IBI

Dibujado a nivel de las calcirruditas helvéticas, no se presenta este sinclinal como los descritos anteriormente, sino que, con típica tectónica prebética y fuera de las estructuras champiñón, debe aparecer como un pliegue asimétrico con vergencia Norte; el eje del sinclinal lógicamente iría migrando en dirección Sur a medida que descendiéramos en la serie, encontrándose, naturalmente, cobijado por el anticlinal de la Sierra de Castalla. No obstante, en el primer corte presentado se deja ver la posibilidad de que todavía este sinclinal (dentro de las estructuras champiñón) se encuentre en bolsa de tabaco.

2.2.6 BLOQUE CARRASQUETA-MAIGMO

Paralelamente, y al sur del sinclinal de La Argueña, interrumpido por el accidente del Seco, se extiende la unidad correspondiente al Prebético de Alicante.

Dentro de este bloque podemos distinguir dos unidades según una línea que pasase por el Cabezo de la Alcocha y Peñarroya; de una parte, y al Sur de esta línea, estaría la estructura del Palomaret y el anticlinorio de Jijona; de otra, la unidad del Maigmo.

La primera se extiende a lo largo de las Hojas de Elda, Alicante y Villajoyosa, mientras en nuestra zona está pobremente representada. De Norte a Sur tendríamos el anticlinal del Palomaret (no ya en champiñón, pero sí debido a la halocinesis del Keuper), seguido de un sinclinal asimétrico que estaría semi-acabalgado por el anticlinorio cretácico de Jijona. Su génesis habría que buscarla en relación con una zona comprendida entre dos núcleos tectónicos extremos resultantes de una etapa compresiva, donde se instala un complejo plegamiento de cobertera favorecido por la incompetencia de los materiales eminentemente plásticos.

La segunda se presenta muy horizontal, con valor anticlinal muy plegado y fallado, debido a que las series flyschoides se comportan igualmente incompetentes.

2.2.7 LINEAS DIAPIRICAS

En direcciones perpendiculares a las ya mencionadas aflora el Trías a lo largo de los ríos Vinalopó y Verde, lo que nos hace pensar que su origen esté ligado a fracturas de transformación. Aparece además casi fuera de la Hoja otra alineación en La Rabosa.

2.2.7.1 Accidente del Vinalopó (Sax-Caudete y Almansa)

Lo constituye un extenso afloramiento que se puede seguir a lo largo de varios kilómetros, cortando nuestro mapa por el borde sur-occidental. Su origen seguramente está ligado a una gran falla de transformación que desde más al Norte de Almansa y con dirección NO.-SE. llega hasta la costa alicantina; sin embargo, dentro de la Hoja no se puede apreciar un desplazamiento de isópicas a ambos lados de la falla.

Los buzamientos que existen a nivel cretácico y la falta de afloramientos por debajo del Senoniense (Hoja de Elda) nos hace pensar que este accidente ha jugado también como diapiro precozmente, constituyendo altos fondos a distintos niveles. En el Helvetiense parece tomar nueva actividad, no siendo raro encontrar en los afloramientos miocenos del Beties (Elda) grandes coladas de Trías interestratificadas. Incluso después podemos ver en Almansa sedimentos continentales de edad seguramente pliocena y cuaternaria con fuertes buzamientos a favor del sinclinal periférico.

2.2.7.2 Accidente del río Verde-Monnegre-Seco

En dirección sensiblemente paralela a la que tiene el accidente anteriormente descrito, se sitúa en la parte oriental de la Hoja otra alineación diapirica de características similares. Sus dominios se extienden desde la localidad de Castalla hasta perderse bajo el Cuaternario de la depresión alicantina. No se pueden observar biselamientos a niveles cretácicos, lo que nos

hace pensar que este diapiro no fue tan precoz; posiblemente comenzó en el Terciario, aunque las facies incompetentes visiblemente replegadas impidan observar verdaderos biselamientos; sin embargo, se puede apreciar la gran resedimentación microfaunística y coladas eocenas interestratificadas en el Mioceno.

Al igual que en Almansa, se pueden apreciar sedimentos plio-cuaternarios buzando alrededor del Trías.

2.2.7.3 La Rabosa

Constituida por sedimentos triásicos, aflora en el borde sur del mapa, con dirección ENE-OSO., otra alineación igualmente diapírica.

Hechos que apoyan el diapirismo son las coladas de Trías en el Albiense (citadas por LECLERC, 1971, en las lomas de Pusa), junto con la reducción de espesores observables en el Cenomaniense. A nivel mioceno, también existen grandes coladas interestratificadas en las margas burdigalienses y los depósitos fuertemente detríticos que hay al norte de este Trías.

Es de destacar que al norte de esta línea sólo existen depósitos miocenos, mientras que al sur la mayoría de los afloramientos son cretácicos. Esto nos hace pensar que el Trías en esta zona constituía un umbral que condicionó la sedimentación para aquella época.

2.3 HISTORIA TECTONICA

Con los datos expuestos y las observaciones realizadas durante la confección de la Hoja de Elda es posible elaborar una breve historia tectónica.

En primer lugar, iniciación de las arrugas mesozoicas sobre el Trías plástico, arrugas encofradas típicas de una tectónica epidérmica. El zócalo, jamás visible, interviene quizá en el origen del fenómeno provocando la diferenciación inicial necesaria para la halocinesis.

El momento en que las extrusiones rompen la cobertera mesozoica e invaden el mar es al menos Albiense.

La estructuración sigue sincrónica con las transgresiones neógenas, época en la que se han hecho patentes nuevas líneas diapíricas.

Un nuevo y fuerte impulso del diapirismo se deja ver en el Mioceno. En esta misma edad una o varias fases de tectónica tangencial hacen posible las vergencias Norte y el deslizamiento de la unidad de Onil sobre las margas tortonienses. Estas fases de deformación migran en el tiempo, ya que en la zona norte de la Hoja de Castalla el cabalgamiento es al menos intratortoniense, mientras que para el sur de la Hoja de Elda serían helvetienses, quedando el Tortoniense marino con pasadas continentales como post-tectónico.

Por último, el movimiento del zócalo profundo en dirección SE., que

posiblemente juega desde el principio, deja ver junto con los diapiros las grandes fallas de transformación que afectan a la cuenca bética, interrumpiéndola bruscamente en algunas zonas.

3 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Circunscribiéndonos al máximo al área que nos ocupa, trataremos de esbozar una síntesis paleogeográfica, que necesariamente hemos de integrar en un ámbito regional mayor. Esta necesaria integración nos obligará a delinear muy someramente zonas relativamente lejanas de nuestro entorno, pero del todo imprescindibles para comprender los problemas aquí planteados.

La Hoja de Castalla se sitúa en un área sumamente interesante, pues prácticamente enlaza el Prebético externo con el llamado Prebético de Alicante (J. AZEMA), último eslabón visible antes de las facies subbéticas que afloran al sur de la Hoja de Elda.

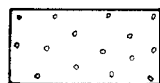
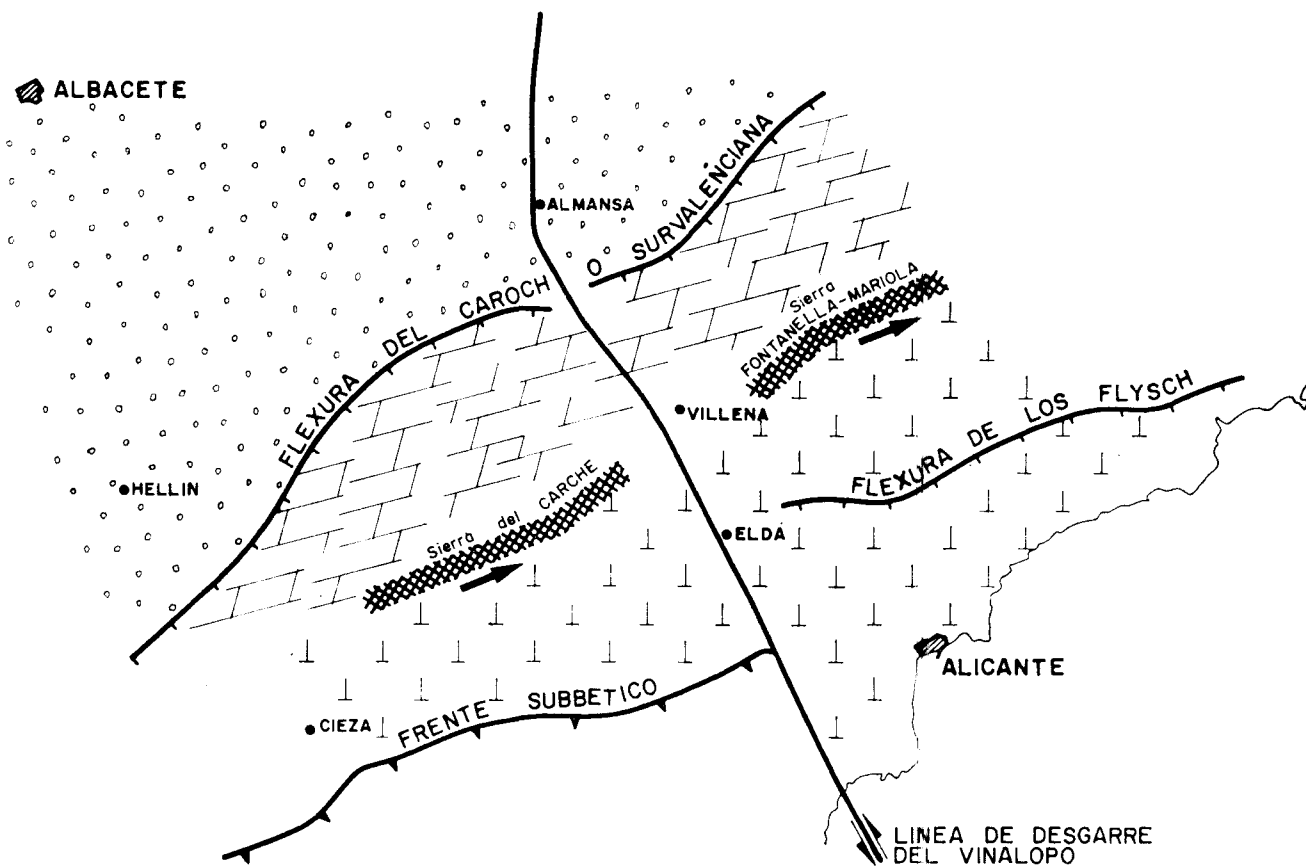
Este Prebético de Alicante representa para muchos un complejo de facies en mucho similares a las de las llamadas unidades intermedias de R. BUSNARDO y A. FOUCAULT, en las transversales de Jaén y Huéscar. Como hemos tratado de explicar en la interpretación tectónica, su relación con el Prebético externo es completamente normal, pues el frente de contacto, que aproximadamente se sitúa en la Sierra de Onil-Ibi, es interpretado como un simple deslizamiento de una bóveda diapírica, desplazamiento a todas luces incapaz de aproximar líneas paleogeográficas muy distantes en origen.

Así pues, de Norte a Sur pasamos gradual, y progresivamente, de la Plataforma de Albacete, con isólicas de referencia más meridionales representadas justo al norte de la flexura del Caroch (Hoja de Canals)-Sierra Oliva y sondeo de Jaraco, al área carbonática de los anticlinales diapíricos en champiñón Sierra Grossa y Sierra Solana-Benejama. De aquí, y tras la crítica arista de Sierra Mariola, el paso es ciertamente continuo al Prebético de Alicante.

La Sierra Mariola representa, en efecto, una posición crítica en esta evolución de la cuenca sedimentaria de Norte a Sur. La peculiaridad reside en su indiscutible significado de alto fondo, umbral o «ride» al menos desde el Barremiense al Campaniense Superior. Este alto, discutido suficientemente en la Hoja de Onteniente, ha sido demostrado con posterioridad por J. AZEMA en la Sierra del Carche, sierra que constituye su prolongación occidental. Allí puede hablarse de una laguna sedimentaria entre el Cenomaniense y el Campaniense Superior.

En Mariola, la intensa dolomitización no nos ha permitido datar el techo de las dolomías, pero numerosas razones, expuestas ya en la Hoja de

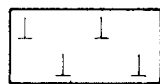
ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO



Plataforma de Albacete o cobertera de la Meseta.



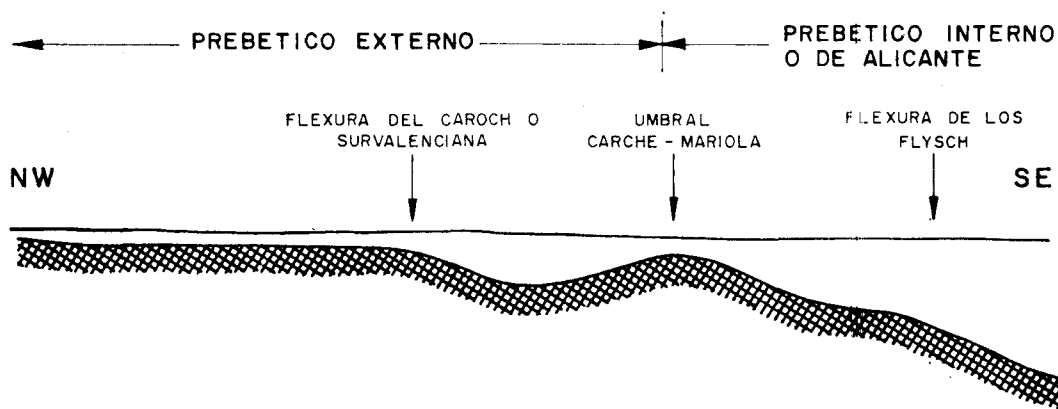
Prebético externo = franja de anticlinales diapiricos.



Prebético interno o de Alicante.



"Ride" paleogeográfica Carche-Mariola. (→ Inmersión)



Onteniente, nos inclinaba a intuir la dolomitización de la serie senoniense. Esta hipótesis y los resultados de J. AZEMA pueden ser perfectamente conciliables, atribuyendo al indudable alto un eje de Inmersión hacia el Este, pasando así de occidente a oriente progresivamente de zonas con hiatos y fenómenos erosivos a zonas con reducciones de serie e intensa dolomitización.

El papel de esta arista parece haber determinado muchos hechos paleogeográficos meso y cenozoicos. En efecto:

- A) Barremiense y Aptiense carbonáticos, epiarrecifales y con influencias salobres al Norte, de plataforma externa con influencias pelágicas al Sur. En el Aptiense es incluso posible pensar al sur de Mariola en facies de borde de talud tipo Flyschoide.
- B) Durante el Albiense se marca el límite de los aportes detríticos tipo utrillas y se ponen en evidencia al sur de Mariola sedimentos de una cuenca subsidente.
- C) La formación dolomicroítica, equivalente de Cenomaniense y Turoniense, encuentra igualmente su límite Sur en la línea de Sierra Mariola, quedando al Sur representada primero por calcarenitas de alta energía y después por facies de plataforma externa a borde de talud, alineación Cid-Maigmo.
- D) En el Senoniense se marca el límite entre las litofacies de micritas con «cailloux noirs» y las facies con Globotruncanas del dominio profundo.
- E) Límite práctico de las facies garumnienses hacia el Sur y del Paleoceno marino hacia el Norte.
- F) Línea de máxima progresión hacia el Norte del Eoceno marino y práctica separación entre el Oligoceno continental y el marino.
Este Paleógeno se diferenciará en facies flyschoides sobre la línea más al Sur Cid-Maigmo-Carrasqueta, donde las series cretácicas muestran facies de borde de talud.
- G) Expresividad del bisel erosivo marcado por la caliza de Algas y Amphisteginas que progresivamente se apoya sobre términos más jóvenes, Oligoceno-Eoceno-Senoniense-Cenomaniense-Aptiense, siguiendo el eje de Mariola y de oriente a occidente.

Como las facies existentes al sur de Mariola definen el Prebético de Alicante, el análisis tectónico demuestra la Inexistencia de accidentes mayores entre éstas y el Prebético más externo y la propia alineación Carche-Mariola refleja un alto indiscutible, es posible atribuir a dicha línea un papel paleogeográfico de primer orden. La línea Carche-Mariola es, según muestra el esquema representado en la lámina adjunta, un umbral con posible inmersión oriental que ha jugado al menos desde el Cretácico Inferior, diferenciando al Prebético externo del Prebético interno o de Alicante.

Durante el Paleógeno y el Neógeno un hecho notable es el claro establecimiento de los límites de costa del mar oligoceno que separan unos depósitos continentales en la Sierra de la Fontanella de otros marinos hacia el SE.

Asimismo es de destacar el paso de un Oligoceno de carácter puramente recifal a unas facies flyschoides hacia el SO. de la región, lo cual nos está poniendo en evidencia la existencia de un surco más profundo. Estas facies flysch comprenden los finales del Eoceno, el Oligoceno completo y principios del Mioceno. La amplitud de esta formación da idea de la importancia del surco.

Durante el Mioceno se manifiesta un primer episodio transgresivo, originando una discordancia interna que viene reflejada por la barra detrítica de calcirruditas que separa los dos Tap margosos. El Mioceno Superior se ve claramente afectado por la transgresión tortoniense y en toda la transversal Canals-Onteniente-Castalla dicho Mioceno está tan solo representado por algunos metros de margas y una facies molásica de escasísimo desarrollo, discordante sobre el paquete que hemos llamado Tap 2.

Estos hechos evidencian la imposibilidad de un estrecho Nort-Bético entre Albacete y Alicante.

El diapirismo, que actúa en estos momentos intensamente, sobrepasa el mar tortoniense y desde entonces produce en sus proximidades una sedimentación continental.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

Dado el carácter meramente orientativo de este apartado, será forzosamente breve, extendiéndonos únicamente en algunas consideraciones hidrogeológicas.

4.1 MINERIA Y CANTERAS

En lo referente a la minería no se tienen noticias de ningún estudio de investigación minera por el área.

En cuanto a canteras, existen explotaciones de arenas de duna en la Loma del Arenal y Cabezo del Rullo, ésta última intensamente explotada y prácticamente en el límite de sus posibilidades. Las arenas, de grano muy fino, por ser eólicas, presentan una gran homogeneidad en su granulometría y, por tanto, no necesitan una posterior clasificación.

Por otra parte, son también explotadas las arcillas y el yeso del Keuper, aunque no con demasiada importancia.

Por último, hay que señalar que de los ríos se extraen gravas y en las proximidades de Sax hay numerosas canteras de extracción de dolomías y calizas dolomíticas, probablemente empleadas en la construcción.

4.2 HIDROGEOLOGIA

Se presentan en la zona una serie de problemas que dificultan grandemente el establecimiento de unas normas en cuanto a la hidrogeología regional.

El primero y tal vez más importante, es la complejidad estructural, complejidad que queda reflejada en los cortes interpretativos y, como puede apreciarse en ellos, las unidades están fuertemente trastocadas en profundidad, determinando unas formaciones hidrogeológicas de poca amplitud y desconectadas entre sí.

Esta desconexión entre unidades implica el que no se pueda hablar de un nivel estático regional, ya que cada unidad tiene un funcionamiento hidráulico diferente.

Otro de los problemas con que nos encontramos son los cambios laterales de facies, por lo que materiales que pudieran tener algún interés hidrogeológico pasan a ser malos acuíferos. Así ocurre en la zona SO. de la Hoja, donde los materiales se hacen flyschoides y margosos.

Como acuíferos se pueden considerar, de una parte, los niveles jurásicos y de otra las zonas dolomitizadas del Cretácico, siempre teniendo en cuenta tanto las condiciones estructurales como los cambios litológicos.

Se han realizado pozos en las proximidades de Biar y actualmente se perfora junto a la Loma del Higueral.

Existen en la zona algunos manantiales como los de las proximidades de Romesa, de poca importancia, seguramente ligados al Mioceno de base, que no siempre es buen acuífero.

5 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, F., y PAQUET, J. (1970).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination». *Cuad. Geol. Ibérica*, 2 pp., 91-110.
- AZEMA, J.; LERET, G., y SANTOLINO, J. M. (1974).—«Présence de Portlandien-Berriasien et de Crétacé inférieur dans la Sierra de Peñarrubia, entre Sax et Villena (Province d'Alicante, Espagne). Signification dans la paléogéographie de l'Est des Cordillères Bétique». *C. R. Somm. Soc. Géol. Franc.*, pp. 62-63.
- BRINKMANN, R. (1948).—«Las cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España». *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España. C. S. I. C.*, 4 pp., 307-434.
- BRINKMANN, R., y GALLWIT, H. (1950).—«El borde externo de las cadenas béticas en el Sureste de España. *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España. C. S. I. C.*, 5 pp., 171-288.

- BUSNARDO, R., y DURAND DELGA, M. (1960).—«Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères Bétiques. (Régions d'Alcoy et d'Alicante)». *Bull. Soc. Géol. Franc.* (7), 2 pp., 278-287.
- DARDER PERICAS, B. (1945).—«Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante». *Bol. I. G. M. E.*, 57 (1, 2), pp. 1-775.
- DUPUY DE LOME, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1965).—«El sistema cretáceo en el Levante español». *Memorias del I. G. M. E.*, 57 pp., 201-255.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)». *Thèse Fac. Sc. Paris*, 1-2-3 pp., 1-427.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA