



IGME

871**28-34**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ELDA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ELDA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

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

- En Geología de Campo y Síntesis: Mesozoico, Gabriel Leret. Terciario-Cuaternario, Alfonso Núñez, Ignacio Colodrón y Wenceslao Martínez.
- En Sedimentología y Micropaleontología: Isabel Cabañas y María Angeles Uralde.

Con la colaboración de I. Quintero, C. Martínez, L. Granados (a los que se han consultado un reducido número de muestras macro y micropaleontológicas) y Vicente Ruiz.

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 - 34.034 - 1978

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

INTRODUCCION

La Hoja de Elda se encuentra situada en la parte oriental de las zonas externas de las Cordilleras Béticas, en la provincia de Alicante.

El río Vinalopó atraviesa el territorio en su extremidad occidental, de NO. a SE., independizando a derecha e izquierda de su cauce dos dominios o unidades geológicas de características estructurales y estratigráficas diferentes: el Subbético alóctono y el Prebético autóctono y parautóctono, respectivamente.

La zona, recubierta por sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios, presenta una morfología con un claro control estructural: ejes orográficos con alineaciones SO.-NE., salvo excepciones (alineación Sabinar-Peñas Rojas) en el extremo más septentrional, donde la tectónica triásica impone orientaciones muy peculiares. Un control litológico que se nos patentiza claramente en los distintos tipos de modelados: kárstico, donde proliferan las calizas y dolomías o cerros alomados y suaves en zonas de predominio de margas.

En el amplio marco de la geología regional identificamos una primera etapa con los trabajos clásicos de: GALLWITZ y BRINKMANN (1933), DARDER (1944), FALLOT (1945-1948), y específicos a la zona de este estudio los de: NICKLES (1891), con su aportación al conocimiento estratigráfico de la región y muy en especial a la zona de Fontcalent y Mediana (extremo SE. de nuestra zona); JIMENEZ DE CISNEROS (1904-1935), por su exhaustivo estudio y notificación de yacimientos paleontológicos; NOVO Y CHICARRO (1915), con su síntesis regional de la provincia con una cartografía a escala 1:400.000.

En una segunda etapa, el desarrollo de nuevas técnicas conduce al in-

tento de obtener las primeras síntesis regionales y la resolución de problemas concretos aún planteados. A nivel regional destacamos en este aspecto las investigaciones de: GARCIA RODRIGO (1968), POLVECHE (1962-1963), AZEMA, CHAMPETIER, FOUCAULD, FOURCADE y los trabajos inéditos de las compañías de petróleos.

Con mención especial al marco geográfico de la Hoja de Elda reseñamos las aportaciones continuas, de índole estratigráfico y estructural, del equipo francés que trabaja en esta cordillera, y muy en especial los trabajos de AZEMA (1965-1975): Delimitación de los dominios subbético y prebético, introducción del concepto Prebético de Alicante, datos estratigráficos del Jurásico de Sierra Mediana, Mola de Novelda y Macizo del Cámara, Terciario de las sierras de Horna y Monteagudo y sus datos cartográficos (inéditos) del límite occidental de la Hoja, junto con los de compañías petroleras que operaron en este área, que se han tomado como base en la confección del mapa geológico que acompaña esta Memoria.

LECLERC (1971) establece la estratigrafía y estructura con una cartografía muy detallada en el sector más septentrional (región del Maigmó); LILLO (1973), CREMADES (1975), PINA (1975), por su detallado estudio bioestratigráfico del Jurásico-Cretácico de las zonas meridional y centro de nuestro territorio. Las contribuciones al conocimiento del Jurásico de Fontcalent-Mediana, BUSNARDO, DURAND DELGA (1960), y el ensayo de coordinación, AZEMA et al. (1974-1975), que sitúan a esta región con todos sus atributos: estratigráfico, paleogeográfico y estructural en el amplio marco de la cordillera Bética.

Respecto al Cuaternario, son dignos de tener en cuenta los trabajos de B. DUMAS en el Levante español; igualmente son interesantes los trabajos de Ch. MONTENAT sobre las costras pliocuaternarias (Formación de Sucina), que se desarrollan principalmente en las provincias de Alicante y Murcia.

Con incidencia especial sobre la zona estudiada merecen mencionarse los trabajos realizados por A. CUENCA PAYA (1971-1972) y los llevados a cabo por el «Grupo de Trabajo del Cuaternario». Por último, es de destacar los esfuerzos llevados a cabo por el grupo de trabajo para el estudio del Cuaternario alicantino.

1 ESTRATIGRAFIA

Dos conjuntos de características estratigráficas diferentes se encuentran representados en el marco geológico de la zona:

- Subbético alóctono: macizo jurásico-cretácico del Castillo de la Mola de Novelda y los restos tectónicos en el valle del Vinalopó: altos de Verdú.

- Prebético de Alicante (AZEMA, 1966): correspondientes al resto de la Hoja, si bien podríamos asimilar al Prebético interno la región de Fontcalent-Mediana (BUSNARDO, DURAND DELGA, 1960) y al Prebético occidental «series en facies intermedias» (formación de la Garrapacha) los afloramientos mesozoicos no incluidos anteriormente.

1.1 SUBBETICO

Queda restringido este dominio a los materiales triásicos del Vinalopó (?) y al Jurásico y Cretácico Inferior del O. del mismo, así como pequeños retazos al E.: cota 425 (Km. 381-382), C. N. 330 y alrededores de dicha cuenca.

1.1.1 TRIASICO (T_{G1-3})

Las características litoestratigráficas son semejantes a las que describiremos en el Prebético más ampliamente; de ahí que aquí omitamos su descripción, limitándonos a señalar el interrogante que su atribución a este dominio presenta y que tan sólo su forma de yacer: ligado a contactos anormales en una serie mezclada y tectonizada, que acompaña a los retazos subbéticos Aspe-Novelda, en posición clara de aloctonía, nos autorizaría a referirlo a éste.

1.1.2 JURASICO (J_{1-2}) (J_3m) (J_3c)

Representado en las estribaciones septentrionales de la Sierra de Crevillente, en el macizo de la Mola de Novelda y en los Altos de Verdú.

AZEMA et al. (1971) los incluyen en una zona de facies de características estratigráficas muy definidas, con un término inferior dolomítico, correspondiente al Lías-Dogger. Otro superior, de calizas nodulosas rojizas, con o sin sílex, rico en «filamentos», *Saccocoma*, *Calpionellas*, que pertenecen al Malm, y un paquete margoso que constituye la base de este término superior.

Objeto de estudio detallado ha sido el afloramiento de la Mola, donde se ha realizado el log estratigráfico que se acompaña como información complementaria (SEPE DEFALQUE, G.; CABAÑAS, I., 1967), reconociéndose tres tramos claramente cartografiables:

- a) 25 metros de calizas compactas microcristalinas bien estratificadas, griséas con fauna de Ammonites, Belemnites, *Calpionellas*, *Saccocoma*, *Cornuspira*, *Globochaete*. Portlandiense y Kimmeridgiense asimilable a la formación de la Peña Rubia.
- b) 35 metros de calizas nodulosas rojizas y margas con filamentos en la base, conteniendo Ammonites, Protoglobigerinas, Radiolarios. Oxfordiense Superior.

Este tramo parece corresponderse con el de la Sierra del Corque (FALLOT-AZEMA, 1945-1970) «17 metros de calizas nodulosas claras y nodulosas rojas con *Soverbyceras tortisulcatum*, *Aspidoceras gr. circumspinosum*, *Epipertoceras* sp., *Mesosimoceras* sp.».

- c) 120 metros de una serie dolomítica que en la base presenta intercalaciones calizas grisáceas con pasadas rojizas Lías-Dogger.

Para complementar estos datos llamemos la atención del lector a la Hoja de Elche 28-35 (1973) y Lillo (1973).

1.1.3 CRETACICO

Se encuentran estos materiales circunscritos a los afloramientos jurásicos, a los que cabalgan visiblemente en las localidades de Altos de Verdú y Mola de Novelda, y como restos tectónicos del valle del Vinalopó en el margen izquierdo del mismo, en la parte más meridional de la Hoja.

1.1.3.1 Neocomiense - Barremiense (C₁₁₋₁₄)

Se refieren a esta edad las margas y margocalizas del cerro de la Mola (JIMENEZ DE CISNEROS, 1908; DARDER PERICAS, 1945; DEFALQUE, 1967; AZEMA, 1966-1975) y Altos de Verdú.

En ambos afloramientos se ha identificado esta serie alternante de 30 metros de espesor (medido en la Mola), donde se intercalan bancos aislados de areniscas amarillentas con estructuras primarias (turbidíticas) y con una abundante fauna de Ammonites:

Olcostephanus gr. astierianus

Spitidiscus gr. rotula

Barremites difficilis

Phyllopachyceras infundibulum

y Calpionellas del Berriasiense:

Calpionella alpina

Calpionella oblonga

Tintinopsella carpathica.

Un estudio minucioso en los Altos de Verdú nos ha permitido reconocer en los niveles margosos intercalaciones detríticas con Orbitolinas y Algas (*Agardhiellopsis*) Albiense (?), semejante a la facies identificada en la Serreta de las proximidades de Fontcalent.

Su representación cartográfica no es posible debido a su escaso espesor y afloramiento.

1.2 PREBETICO DE ALICANTE

Siguiendo el concepto de AZEMA (1966), referimos a esta unidad los materiales mesozoicos y terciarios aflorantes en la Hoja, no incluidos en el Subbético. En él se han identificado el Triás, con sus facies: Buntsandstein (T_{c1}), Muschelkalk (T_{c2}) y Keuper (T_{c3}); el Jurásico (J_{1-3}): Lías (J_1) dolomítico y calizo, Dogger (J_2) calizas de filamentos y Malm (J_3c) calizas finas con *Saccocoma*, *Globochaete* y *Calpionellas*, y Cretácico en facies esencialmente margosa con episodios detríticos bien desarrollados en las sierras de Fontcalent y Mediana y un Cretácico Superior margocalizo con un Senoniense de facies pelágica.

Respecto al Terciario, sus características participantes de los caracteres de un medio de plataforma (facies detríticas y pararrecifales) como los de un medio más profundo (facies flyschoides), si bien las facies flysch s.s. según opinión de algunos autores (M. DURAND DELGA) pertenecen ya al Subbético.

1.2.1 TRIASICO

Se encuentra bien representado en la Hoja de Elda, en facies germánica, constituyendo el substratum de esta región.

Afloramientos en forma y extensión diversos:

- En grandes masas, a lo largo del valle de Vinalopó o en la depresión de Agost-Sierra de las Aguilas.
- Jalonando los principales accidentes tectónicos, como resultado de inyecciones diapíricas en las zonas de fracturas (Sierra del Maigmó-Palomaret, Reventón, Tosal, Reo).
- Como lentejones interestratificados (klippes sinsedimentarios) en las margas del Mioceno (Sierra del Betiés) y en los materiales albienses.

Juegan estos materiales un papel importante en la geometría de la cuenca, de sedimentación post-triásica, al originar el diapirismo precoz; altos fondos, que son causa de variaciones de facies y espesor, muy especialmente en los materiales cretácicos (LECLERC, 1971; FOUCAULD, 1966) y en la disposición estructural del conjunto (FAYOT, 1944; FOUCAULD, 1964).

De los afloramientos triásicos, incluidos en la Hoja de Elda, se han asignado a las facies Buntsandstein (T_{c1}) los tramos areniscosos, al Muschelkalk (T_{c2}) los calcáreos-dolomíticos y al Keuper (T_{c3}) la secuencia fundamentalmente evaporítica, dejando en la ambigüedad de la denominación Triás (T_{c1-3}) a aquellos afloramientos en los que no se evidencian claramente alguno de estos criterios.

ORTI (1974) atribuye para esta región, dentro del marco de un estudio

regional más amplio y para las litofacies antes reseñadas, todos los materiales al Keuper, asimilándoles al Grupo Valencia con cinco formaciones:

- K₅ Yesos de Ayora
- K₄ Arcillas de Quesada
- K₃ Arcillas de Cofrentes
- K₂ Areniscas de Manuel
- K₁ Arcillas y Yesos de Jarafuel

Y cuya correspondencia, con el criterio con nosotros establecido, sería:

$$\begin{aligned}T_{G1} &\equiv K_2, K_1 \\ T_{G3} &\equiv \{K_5, K_4, K_3\}\end{aligned}$$

Criterio que hemos adoptado a la luz de los datos paleontológicos de SCHMIDT (1933) y de las observaciones regionales de LECLERC (1971).

El espesor de estos materiales es difícilmente calculable por su alto grado de tectonización. En los distintos apartados se hacen estimaciones para cada facies y en localidades concretas.

1.2.1.1 Buntsandstein (T_{G1})

Está representado fundamentalmente en la depresión Agost-Sierra de las Águilas, en litofacies dominante de areniscas rojas y en ocasiones blancas, con intercalaciones arcillosas y niveles limoníticos.

Presentan los paquetes detríticos estructuras primarias macro y micro: estratificaciones cruzadas, ripples, climbing-ripples y un burrowing muy desarrollado.

Se han reconocido buenos afloramientos en la base del Castillo de la Mola de Novelda, al S. de la estación de Agost y en el llano de los Lobos, entre otros.

En estos materiales hay que reseñar la presencia de restos vegetales, de lignito y Calamites (JIMENEZ DE CISNEROS, 1917) y de una abundante fauna que según SCHMIDT (1933) encuentra en la depresión de Agost en las proximidades de la loma del Mosquito:

- Equisetites mougeoti* Brong
- Yuccites vogesianus* Schimp
- Voltzia heterophylla* Brong
- Estheria alberti* Voltz (=germany BEYR)
- Pentacrinus (Holocrinus?) cisnerosi*

El espesor es difícilmente estimable.

1.2.1.2 Muschelkalk (T₀₂)

Atribuimos a esta facies el tramo calcáreo-dolomítico bien representado en la localidad de Espejeras (N. de la Sierra de las Aguilas), Lomas del Mosquito y Negret (depresión de Agost) y en la Serreta de la carretera San Vicente-Agost, entre otros.

Afloran con un espesor de, aproximadamente, 30-50 metros en una sucesión de muro a techo: calizas dolomíticas, calizas negras compactas masivas, calizas amarillentas con fragmentos de conchas de Pelecípodos y calizas compactas azuladas.

En estos materiales, en la localidad de Espejeras (depresión de Agost) se han identificado según SCHMIDT (1937):

Placunopsis teruelensis VURM

Daonella cf. *lomelli*

Gervillea sp.

Myophoria sp.

según JIMENEZ DE CISNEROS (1914-1917):

Myophoria goldfussi ALB

Gervillea sp.

Fucoides sp.

Turbonilla sp.

Myophoria deltoidea

M. Curvirostris SCH.

así como *Myophoria vestita* ALBERTI en la Serreta de San Vicente a Agost.

1.2.1.3 Keuper (T₀₃)

A él referimos las litofacies del conjunto arcilloso rojizo con yesos y Jacintos, así como los potentes bancos de yesos con intercalaciones dolomíticas del NE. de Sierra Mediana y depresión del Pepió.

Es frecuente encontrar a estos materiales en lentejones que se interestratifican en la serie sedimentaria cretácica o miocena, o bien como pequeñas inyecciones en las zonas fracturadas (alineación Palomaret - Sarganella - Maigmó, Maigmó - San Vicente o el extremo oriental de la Hoja en las proximidades del Pla de la Olivera Alta).

Grandes masas de estos materiales se corresponden con accidentes tectónicos mayores, fracturas de zócalo?, como la del dominio del Vinalopó o el accidente del río Verde - Monnegre - Seco.

Es difícil calcular el espesor de estos materiales, debido a la fuerte tectonización con que se manifiestan. Tan sólo en el diapiro margo-yesífero

de la Rabosa se ha podido estimar un espesor de unos 200 metros de Keuper descubierto.

1.3 JURASICO (J₁₋₃)

No se presentan los materiales jurásicos en la Hoja de Elda con gran profusión, quedando tan sólo restringidos a afloramientos aislados en forma de masas perforantes o núcleos extruidos y de los cuales se encuentran representados en la zona de nuestro estudio los afloramientos del macizo del Cámara (AZEMA, 1971) en el borde NO. de la Hoja, el de las proximidades de la Venteta (LECLERC, 1971) y los correspondientes a las alineaciones más meridionales de la región, sierras de Fontcalent y Mediana (NICKLES, 1892; BUSNARDO Y DURAND DELGA, 1960; AZEMA, 1971; LINO, 1973; PINA, 1975). Así como pequeños retazos de dimensiones incartografiables a escala asociados al Keuper: afloramientos de la alineación San Pascual-Alcoraya-Reventón, en facies de micritas con Calpionellas.

Atribuimos los afloramientos jurásicos, siguiendo a AZEMA et al. (1971), al Prebético, con tramos bien diferenciados de calizas y dolomías en el Lías, calizas estratificadas del Dogger y una alternancia de calizas y margas en el Malm, con tránsito en ciclo sedimentario continuo en facies de micritas con Calpionellas al Berriasiense (C₁₁).

1.3.1 LIASICO (J₁)

Se han reconocido estos materiales en los afloramientos de Fontcalent y Mediana, representados por unos 80 m. de dolomías masivas, calizas dolomíticas y calizas con sílex según una sucesión generalizada de muro a techo.

En estos niveles son de reseñar la presencia de calizas oolíticas y gravelosas, indicadoras de un medio turbulento o de más energía y la abundancia de filamentos en las calizas dolomíticas grises.

La ausencia de Ammonites dificulta el establecer un límite neto entre estos materiales y los superiores.

Paleogeográficamente nos situaríamos en un medio de plataforma somero y abrigado, de débil energía, sin que se puedan establecer variaciones espaciales significativas.

1.3.2 DOGGER (J₂)

Analizamos materiales carbonatados de esta edad en el afloramiento de la Venteta (LECLERC, 1971) y en el de las sierras de Fontcalent y Mediana, siguiendo a los autores anteriormente citados.

Presentan facies análogas y una potencia casi constante (alrededor de los 180 m.), sin grandes disminuciones de espesor hacia la sierra Mediana.

Para la sierra de Fontcalent siguiendo a BUSNARDO y DURAND DELGA (1960) y AZEMA (1971), sintetizamos una sucesión de muro a techo de:

- 50 m. de calizas gris oscuro en bancos de 30-50 cm., con niveles de calizas nodulosas intercalados, que desaparecen hacia los términos superiores. Contienen restos de Ostrácodos, Radiolarios, *Globochaete alpina* LOMB, Saccocoma y numerosos fragmentos de Equinodermos.
- 30 m. de calizas oolíticas y pseudo-oolíticas grises con tramos dolomitizados conteniendo *Kilianina blancheri* PFENDER.
- 10 m. de calizas micríticas grises con pectínidos *Entolium spathulathus* y calizas gravelosas ricas en restos de Foraminíferos, Ostrácodos, Equinodermos y Espongiarios.

Facies análogas establece LECLERC en el afloramiento de la Venteta, con una potencia muy semejante a la descrita en Fontcalent.

En la Sierra Mediana, el Dogger está mal representado y nos limitaremos a señalar la presencia de bancos calcáreos con pátina ferruginosa y restos de Ammonites.

Paleogeográficamente podríamos señalar la existencia de un medio de sedimentación uniforme, somero, con variaciones energéticas muy locales y bien evidenciadas en la columna litológica en los niveles oolíticos y gravelosos.

1.3.3 MALM (J₃)

Se ha reconocido el Malm en todos los afloramientos de la Hoja de Elda en facies de calizas con Calpionellas y abundante fauna de Ammonites, con una potencia estimada para la zona de Fontcalent - Mediana de unos 70 m., y de unos 50 m. (LECLERC, 1971) para el afloramiento de la Venteta.

Tomamos la sección tipo en Sierra Mediana, según tramos definidos de muro a techo (AZEMA, 1971):

- Calizas nodulosas verdosas.
- 15 m. de calizas grises bien estratificadas con intercalaciones de niveles nodulosos con *Enaspidoceras* (*Enaspidoceras*) cf. *costatum*, *Aspidoceras* cf. *circunspinosum*, *Taramelliceras*, *Trimarginites*.
- 50 m. calizas grises en bancos de 30-50 cm.
- ? calizas gris-azuladas alternantes con lechos margosos con *Berriasellas* y *Calpionellas*.

No existe variación de facies para los afloramientos del Malm en el Prebético de Alicante, correspondiéndose con la isópica de la región al S. de la línea Pinoso-Sax-Cabezón de Oro (Hoja de Villajoyosa) y caracterizándose por la existencia de un medio sedimentario de mar abierto con ligeras influencias litorales y una sedimentación uniforme.

1.4 CRETACICO

Está representado ampliamente en la Hoja de Elda, con litofacies predominantemente margosas para el Cretácico Inferior, caliza para el Cenomaniense-Turoniense y margocaliza en el Senoniense.

Afloran estos materiales en serie continua, habiéndose identificado, merced al estudio paleontológico realizado, desde el Berriasiense (C_{11}) al Maas-trichtiense (C_{26}).

Numerosas observaciones en este sistema nos han permitido individualizar en la cartografía términos cronoestratigráficos diferentes que se correspondían con facies semejantes; tal es el caso de los materiales del Cretácico Inferior y en los que el estudio de LILLO (1973) en la región de Fontcalent-Sierra Mediana y el realizado con CREMADES-PINA (1975) (inédito) nos ha permitido establecer una bioestratigrafía amplia por su ubicación, tanto en la serie cretácica como en el marco geográfico del afloramiento.

Los principales cortes estratigráficos realizados, de los que algunos acompañan la documentación complementaria de este trabajo, corresponden a las localidades de Sierra de Fontcalent (Rincón de los Santos), Sierra Mediana y Sierra de San Pascual y Serreta Larga para los materiales del Cretácico Inferior, que nos han evidenciado una serie estratigráfica continua desde el Berriasiense al Cenomaniense en litofacies predominantemente margosa con inclusión en los términos Aptiense y Albiense, fundamentalmente, de lentejones de calcarenitas con Orbitolinas, facies «urgonianas». En la región más oriental, con cortes detallados en las estribaciones del Sabinar, Peñas Rojas, Tajos y Moralet, hemos podido identificar las zonas superiores del Albiense superior en su transición al Cenomaniense, así como el tránsito Turoniense-Senoniense e identificación y control de este último en sus pisos componentes.

En la cartografía que acompaña a esta Memoria se han empleado términos comprensivos ante la dificultad que, pese a lo mencionado anteriormente, llevaba implícita una cartografía cronoestratigráfica. Por ello, en estos casos (escasez de elementos paleontológicos o ausencia de criterios para diferenciar tramos litológicos) se han utilizado unidades cartográficas tales como:

- Neocomiense-Barremiense (C_{11-14}) en materiales margosos de tipo flyschoides.
- Aptiense-Albiense (C_{15-16}^{0-3}) en las litofacies monótonas de margas o en las llamadas series rítmicas.
- Albiense-Cenomaniense (C_{16-21}^{3-1}) en los tramos de series margosas y margocalizas.

La serie cretácica ha sido identificada en continuidad estratigráfica, sin delatar accidentes que perturben su concordancia. Destacando sólo a

este respecto la presencia de coladas triásicas interestratificadas en los materiales albienses, como consecuencia de movimientos submarinos o de un diapirismo precoz (LECLERC, 1971).

1.4.1 CRETACICO INFERIOR

Con facies predominantemente margosas, de escasa variabilidad en el espacio de la Hoja, y con una evolución en el tiempo correspondiente a la transición Albiense Superior-Cenomaniense, se presentan los materiales del Cretácico Inferior como pertenecientes a una isópica más al S. de la correspondiente al borde meridional de la Hoja de Castalla, tan característica de medios más someros.

Establecemos como localidad tipo para el Berriasiense (Sierra de Fontcalent) la depresión de la Alcoraya y Rincón de los Santos para la serie cretácica comprendida entre el Aptiense y el Cenomaniense.

Las isópicas evolucionan a lo largo del Cretácico Inferior, según dirección N., hacia medios más someros, situándose éstas fuera del marco de la Hoja.

1.4.1.1 Berriasiense (C₁₁)

En continuidad sedimentaria con los materiales jurásicos, aflora el Berriasiense en las regiones de Fontcalent y Mediana, figurando con un contacto supuesto en la cartografía ante la imposibilidad de realizar una separación neta, ya que la transición Tithónico-Berriasiense se realiza dentro de la misma litofacies de calizas y margas grises con Ammonites y Calpionellas, de una manera insensible que sólo puede evidenciarse mediante un detallado estudio paleontológico.

Los afloramientos de la Hoja de Elda: Cámara (AZEMA, 1975), Fontcalent y Mediana, corresponderían con un dominio paleogeográfico al S. de la isópica Pinoso-Sax-Busot, debiendo llegar a las proximidades de la Peña Rubia (Hoja de Castalla) para encontrar los sedimentos correspondientes a medios más someros.

El afloramiento más completo está localizado en la Sierra de Fontcalent, donde hemos medido unos 90 metros de calizas margosas y margas con variación cíclica en su contenido en detríticos, revelándonos una transición gradual, progresiva de facies profundas, ricas en microorganismos pélagicos, a otras más detríticas.

Un estudio detallado en la transición Tithónico-Berriasiense ha sido realizado recientemente por PINA (1975), y a él remitimos al lector para su consulta. Define el Tithónico terminal con la asociación:

Berriasella (Pictelicerias) oxycostata JAC
Mazenoticeras (Dalmasiceras) gevreyi JAC

Berriasella (B.) jacobi MAZ
Zona de Jacobi

Hacia el techo, 10 metros de biomicritas con:

Berriasella (B.) paramacilenta MAZ
Fauriella sp.
Pseudoargentíferas sp.

Nos sitúan en un Berriasiense basal, *zona de Grandis*, con los Tintínidos:

Tintinnopsella carpathica MURG & FIL
Calpionella alpina LOR
Calpionella elliptica CADISH

Las características más sobresalientes de estos materiales es la alternancia de calizas y margas ligeramente detríticas (cuarzos angulosos, feldspatos, moscovita) en bancos de 0,5-1 metro en las calizas y de 0,5-2 metros en las margas, evolucionando hacia el techo a bancos de menor espesor de 0,2-0,5 metros y 0,1-0,2 metros, respectivamente. La bioturbación es un fenómeno bien desarrollado, dejándose ver en los estratos basales un ligero aspecto aboudinado que posiblemente se deba a él. Es un carácter constante la presencia en todo el tramo de nódulos de Fe.

1.4.1.2 Valanginiense - Hauteriviense (C₁₂₋₁₃)

Afloran estos materiales en la Hoja de Elda con una facies flyschoides en las localidades de Fontcalent-Mediana-Alcoraya, ya reconocidas anteriormente, según los trabajos de NICKLES (1891), LILLO (1973), PINA (1975), AZEMA (1975) y en el macizo del Cámara (AZEMA, 1975) y Collado de la Almadra (vertiente oriental de la Sierra del Cid), LECLERC (1971).

En todos los afloramientos, sin variación de la isópica en el espacio de la Hoja de Elda y siempre dentro de un dominio al S. de la línea establecida anteriormente para el Berriasiense con facies de alternancia de calizas y margocalizas algo arenosas con intercalaciones de margas (1 metro de potencia). Burrowing, micas, nódulos de hierro y glauconita están presentes en todos los tramos.

En la cartografía se han representado estos materiales en la región de Fontcalent, con el error inevitable que la homogeneidad de facies y la extrapolación realizada para el sector a partir de datos puntuales llevan implícito.

En el Rincón de los Santos (sierra de Fontcalent) hemos distinguido un conjunto con dos tramos claramente identificables: un tramo basal en contacto con el Berriasiense, de 60 metros de margas violáceas, arenosas, con intercalaciones muy dispersas de bancos calcáreos de 0,5 metros de

potencia, burrowing, glauconita y restos de Braquiópodos, Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Belemnites y una abundante fauna de Ammonites:

Olcostephanus sp.

O. astierianus D'ORB.

Besairieceras colcanafi COLIGN

(Valanginiense Superior-Hauteriviense Inferior.) El Valanginiense Inferior no ha sido reconocido en el sector.

Hacia el techo encontraríamos 50 metros de una sucesión casi rítmica de calizas y margocalizas grises que no han liberado una fauna específica. Su datación viene impuesta por la aparición de los primeros Ammonites claramente Barremienses.

Idénticas formaciones hemos reconocido en la terminación oriental de la Sierra Mediana con:

Phyllopachyceras infundibulum D'ORB

Neocomites sp.

Leopoldia leopoldina D'ORB

Plesiospitidiscus sp.

según PINA y en las del Collado de la Almadra (LECLERC, 1971) en facies de margas grises y margocalizas con niveles ferruginosos y piritosos, donde LECLERC cita:

Lyticoceras cf. *cryptoceras* D'ORB

Thurmanniceras aff. *campylotoxum*

con una transición al Barremiense bien identificada litológicamente por el aumento en glauconita.

En el Cámara, AZEMA identifica en las margas arenosas:

Ptychophylloceras semisulcatum

Valanginites sp.

Killianella sp.

que datan el Valanginiense.

Establecemos como afloramiento tipo el de la sierra de Fontcalent y como medio de sedimentación el de plataforma externa con oscilaciones hacia la zona de talud. Es de señalar en la sierra Mediana las intercalaciones de areniscas bien compactadas con huellas de carga y laminación y otras estructuras características de un medio donde se produjeron deslizamientos o estuvo afectado por pequeñas corrientes de turbidez.

1.4.1.3 Barremiense (C₁₄)

Circunscrito a casi todos los afloramientos anteriores y bien desarrollado en las proximidades de la Alcoraya (terminación occidental de Sierra Mediana) en las lomas del Guyón, donde hemos recolectado:

Natica sp.
Niclesia cf. *dumasiana*
Holcodiscus cailleaudianus
Barremites difficilis

y JIMENEZ DE CISNEROS y LILLO (1973) citan una abundante fauna del Barremiense Inferior-Superior y tránsito Barremiense-Aptiense.

En el Rincón de los Santos (Fontcalent) debuta el Barremiense con una alternancia de calizas y margas en bancos de 0,5 y 2 metros, respectivamente, con pasadas de niveles bioclásticos que albergan cantidades considerables de granos de glauconita. Con fragmentos de Braquiópodos, Gasterópodos y Belemnites y una abundante fauna de piritosos, entre los que PINA ha identificado:

Nautilus sp.
Lytoceras sp.
Barremites sp.
B. difficilis D'ORB
B. strettostoma UHLIGH
Raspailiceras sp.
Melchiorites cassidoidae UHLIGH
Holcodiscus diverse-costatum COQU
Pulchellia sp.

entre otros.

Hacia el techo del tramo, en transición al Aptiense, empiezan a aparecer niveles de areniscas bien cementadas, amarillentas, con estructuras sedimentarias: fondecent-marks, current-ripples y abundantes figuras de carga, así como bioturbación muy desarrollada en un conjunto más margoso que el basal y en el que, con PINA, hemos identificado:

Protetragonites sp.
Anahamulina sp.
Ancyloceras aff. *vanderhekii* ASTIER
Subpulchellia sp.
Phyllopachiceras infundibulum D'ORB

entre otros, que nos definen el Barremiense Superior.

También hemos identificado en la sierra Mediana, dentro del mismo conjunto litológico y en serie con potencia similar a Fontcalent (de 70 a 100 metros), con variaciones de espesor, los tramos inferior y superior del Barremiense con una abundante fauna, semejante a la ya descrita.

En el collado de la Almadra, con una potencia sin precisar, se han identificado facies análogas de margas gris-verdoso con intercalaciones areniscosas y glauconita en el Barremiense Inferior definido por LECLERC y un Barremiense Superior con:

Barrenites sp. gr. *difficile* D'ORB

Holodiscus cf. *astieriformis* SAYN

H. sp. gr. *fallax* MATH

(LECLERC, 1971) en margocalizas blancas con intercalaciones margosas que, hacia el techo, presentan un predominio de intercalaciones calizas que dan a la serie un aspecto rítmico.

En general nos encontramos con un Barremiense de litofacies muy monótona y bien desarrollada en la Hoja de Elda, correspondiente al dominio de una misma isópica y afectado por ligeras corrientes de turbidez. Situamos la paleogeografía para este momento en un medio que se correspondería con un surco subsidente afectado de corrientes turbidíticas o a las facies distales de un medio deltaico.

1.4.1.4 Aptiense (C₁₅)

Con litofacies muy semejantes a las descritas anteriormente se presentan los materiales aptienses circunscritos a los afloramientos neocomienses-barremienses fundamentalmente, y en algunas localidades como en las proximidades de la Alcoraya, con amplio desarrollo y facies Barremiense, siendo necesario un control paleontológico detallado para evidenciarlo.

En la zona más meridional de la Hoja de Elda es frecuente encontrar paquetes de «facies urgoniana» con acúñamiento lateral a modo de lenticiones intercalados en la serie estratigráfica, hecho muy significativo y desarrollado en la depresión Sierra Mediana-Fontcalent.

Tomamos como afloramiento tipo el estudiado en la Sierra Mediana (extremo oriental), donde, en concordancia con el Barremiense bien definido, se desarrolla un conjunto que, de muro a techo, resumimos en:

- 80 metros. Serie alternante de margas-arenosas en bancos de 0,1-0,2 metros con glauconita y manifestando estructuras de ordenación interna, estratificación cruzada, laminación, huellas de carga y corriente en bancos areniscosos que alternan con paquetes de calizas grisáceas, finamente detríticas, con gran abundancia de *Desayesi* sp.

- 60 metros. Margocalizas grises con abundante contenido en terrígenos e intercalaciones de niveles de 0,2-0,4 metros de areniscas micáceas. Burrowing muy desarrollado y presencia de niveles carbonosos (= medio reductor).
- 80 metros. Tramo predominantemente margoso con intercalaciones de calizas detríticas. En el techo, las margas grises arenosas y micáceas, con niveles de biocalcarenitas con abundancia de Orbitolinas y presencia de Algas Coralineáceas, Briozoos, Miliólidos, Texturáridos...

El primer tramo lo asimilamos al Bedouliense y los dos segundos corresponderían al Aptiense Superior.

Con espesores algo más reducidos se distinguen, en el Rincón de los Santos-Fontcalent, una litofacies análoga y en la que hemos identificado también los términos turbidíticos en las areniscas micáceas. La fauna encontrada, según PINA, nos sitúa en el Aptiense Inferior con:

Phylloceras sp.

Phyllopachyceras sp.

Ancyloceras matheroni D'ORB

Puzosia angladei COQU

Desayesites sp.

Se presentan, pues, el Aptiense inmerso dentro del conjunto paleogeográfico descrito para el Barremiense con ninguna variación en el espacio de nuestra Hoja y con una dirección de aportes de elementos detríticos procedente del NO. en una serie de potencia entre los 100-180 metros, sin que se observen variaciones importantes en su espesor.

1.4.1.5 Aptiense - Albiense (C⁰⁻³₁₅₋₁₆)

Hemos atribuido esta edad para los materiales aflorantes en las proximidades de la Alcoraya y en los que no se han encontrado criterios litológicos o morfológicos para establecer un límite cartográfico.

La fauna recolectada es:

Nucula ovata

Scalaria sp.

Nechibolites semicanaliculatus

Holcophylloceras quettardi

Protetragonites raspaili

Gargasicerias gargasense

que data el Aptiense Superior-Albiense Inferior, nos afirma en el criterio adoptado.

Señalamos en esta zona fenómenos análogos a los descritos en las regiones más meridionales, los lentejones de facies urgoniana en el complejo margoso.

1.4.1.6 Albiense

Se presentan los materiales albienses en multitud de afloramientos a lo largo y ancho de la Hoja de Elda, con una clara variación de facies en el espacio y en el tiempo. Respecto a la primera acepción observamos una transición de N. a S. desde las zonas de plataforma en isópica al N. de la alineación Cid-Maigmo a facies de transición de un medio de talud en dirección más al S.

La evolución en la vertical, dentro de la serie albiense, la establecemos tomando como afloramiento tipo la zona situada entre sierra Mediana-Fontcalent, según dirección definida por la alineación, parte oriental de Sierra Mediana-Contrato-Serreta Larga-Rabosa y donde se ha observado, de muro a techo:

- (Cc_{16}^1) tramo calcarenítico con Orbitolinas (equivale a los ya mencionados lentejones de facies urgoniana) suprayacentes a las margas grises de un medio reductor del Aptiense Superior.
- (C_{16}^1) tramo de margas y margocalizas, calizas margoarenosas micáceas (con laminación y burrowing) niveles muy arenosos, correspondientes a medios muy someros.
- (Cm_{16}) facies predominantemente margosa con margas amarillentas, verdes o azuladas, ligeramente arenosas y micáceas, con fauna de Gasterópodos, que terminan hacia el techo en arcillas azuladas (afloramiento de La Bastida).
- (C_{16}^3) tramo más o menos rítmico de margas y calizas margosas ligeramente detríticas, de estructura aboudinada y en bancos de 30-50 centímetros (afloramiento del Barranco de las Ovejas y/o proximidades de Rabosa).

Todos estos conjuntos se encuentran ampliamente representados en la Hoja de Elda y muy en especial el (C_{16}^3) en todo el sector central y oriental. La isócrona del tránsito Albiense-Cenomaniense la situaríamos en estos materiales, que evolucionan, según dirección N., a calcarenitas de Orbitolinas (Albiense Superior-Cenomaniense?) (C_{16-21}^{3-1}) o a una serie de calizas y margas muy potente desarrollada en la región Sabinar-Peñas Rojas.

El tramo margoso (Cm_{16}^3) se mantiene constante según una transversal N.-S. en las que los afloramientos más septentrionales presentan un des-

arrollo considerable de materiales calcáreos. Presentan intercalaciones de bancos de areniscas con una bioturbación muy acusada y estructuras de carga y corriente o simplemente niveles con laminación.

Biofacies muy desarrollada de Gasterópodos y Ammonites piritosos en (Cm_{16}^3) y de Braquiópodos y Ammonites en (C_{16}^3). Facies en las que se han reconocido las zonas superiores del Albiense Superior.

La presencia de abundantes calcisphaerúlidos y observaciones litoestratigráficas nos sitúan en un medio de plataforma externa subsidente, con un máximo de ésta según alineación Alcoraya-Fontcalent y umbrales, correspondiendo con medios pararrecifales muy dispersos.

Característica regional en estos materiales es la presencia de un Trías removilizado entre las capas Albienses, indicadoras de la actividad diapírica del Trías en estos momentos.

1.4.1.6.1 *Albiense en facies carbonatada de Orbitolinas (Cc_{16}^3)*

Incluimos aquí las facies de calizas intrabioclásticas y calcarenitas de Orbitolinas infrayacentes a las formaciones cenomanienses. La recrystalización y mal estado de las Orbitolinas dificulta en gran manera el poder llegar fácilmente a una cronología de estas facies.

Se presentan en tres formas de afloramientos muy característicos y definidos:

1.º Como lentejones incluidos en los paquetes de las series margosas, Aptiense, Albiense.

2.º En facies de calcarenitas de Orbitolinas en masas de 80-100 metros en el techo de la serie Albiense.

3.º En facies equivalente a los tramos de la serie rítmica del (C_{16}^3) con Orbitolinas y abundantes granos de cuarzo (Jacintos de Compostela) procedentes de los materiales triásicos.

Al primer caso pertenecen los paquetes (bancos de uno a dos metros de espesor) con pequeña continuidad lateral, de calizas intrabioclásticas, arenosas, con alto contenido en cuarzos y repletas de Orbitolinas. Se han identificado bien en la sierra Mediana y Fontcalent. En la cartografía presentada nos afloran estos materiales en superposición clara a las margas grises aptienses, representando en este caso esta facies aún Albiense Inferior.

Por el contrario, en la Serreta Larga idénticas facies corresponderían a un Albiense e incluso los términos más altos al tránsito Albiense-Cenomaniense, representado en las margocalizas arenosas grises con abundan-

tes detríticos, con un espesor de 200 metros. El análisis micropaleontológico en esta localidad nos ha revelado:

Hensonina lenticularis
Simplorbitolina manasi

junto con *Spirillina*, *Hedbergellas*, *Briozoos*, *Ophtalmídeos*, *Miliólidos*, *Textuláridos* y *Orbitolinas* muy recristalizadas y deformadas (Albiense Superior).

En cuanto al tipo de afloramiento enumerado en tercer lugar tendríamos la serie Albiense-Cenomaniense de la Sierra de San Pascual y de la Sierra de los Tajos.

Podríamos afirmar con todo lo expuesto la problemática aún sin resolver del significado paleogeográfico de estas facies que se intercalan entre los materiales margosos o en las facies *flyschoides* y que se corresponderían con la existencia de umbrales desarrollados en la cuenca sedimentaria. No así las facies desarrolladas al S. de Fontcalent, que equivaldrían a facies de isópicas situadas más al N.

De ahí el interrogante que empezamos: corresponderían las facies de la Serreta Larga con un alto fondo regional?; se encuentran en posición alóctona la región Fontcalent-Serreta?

1.4.1.6.2 *Albiense en facies margosas y carbonatada con Ammonites* (Cm₁₆³) - (C₁₆³)

Margas amarillentas-verdosas, micáceas, con niveles calizos intercalados y arcillas «tegulinas» azuladas, ocupan el dominio del S. de la Sierra Fontcalent o el núcleo de la estructura anticlinal Cid-Maigmo y que han liberado una asociación de:

Hedbergella washitensis
Epistomina colomi
Ticinella sp.
T. roberti
Tritaxia sp.

y en la región meridional con una abundante asociación de Gasterópodos en una facies ferruginosa de nódulos y mineralizaciones de hierro (NICKLES, 1891).

El conjunto del Albiense Superior está bien representado en una sucesión de muro a techo de: tramo basal margoso con intercalaciones de calizas o niveles areniscosos. Un tramo medio con predominio de los niveles calizos sobre los margosos que disminuyen paulatinamente de espesor hacia el techo, hasta llegar a formar una serie aparentemente rítmica de tramos carbonatados y margosos, con abundantes Equinodermos y pasadas calcareníticas con *Orbitolinas*.

Esta sucesión del Albiense está bien desarrollada en el núcleo anticlinal de la Sierra de los Tajos, en la base de las Peñas Rojas, donde aparecen abundantes Braquiópodos en el tramo medio descrito anteriormente, en las Lomas de Caspí y en general en la depresión de la Alcoraya-carretera general de Alicante a Madrid.

El tramo superior, carbonatado, sin Orbitolinas, lo hemos localizado en los cortes estratigráficos del Moralet y Peñas Rojas-Sabinar.

En el Moralet (Lomas de Caspí) hemos medido una serie albiense de 130 metros de espesor en materiales de calizas y calcarenitas margosas, grisáceas y amarillentas en superficie, con una estructura aboudinada por bioturbación que hacia los términos superiores va desapareciendo, con una microfacies de Calcisphaerúlidos. Se ha encontrado una abundante fauna de Ammonites en lechos con burrowing muy desarrollado.

CREMADES (1975) ha referido la fauna recolectada al Albiense Superior, subzona de «Dispar-Perinflatum» SPATH, 1932, por la asociación:

Mortoniceras (Perv.) rostratum

Stolickaia notha SEELY

Mariella bergeri BRONG

M. miliaris PICT

Anisoceras picteti SPATH

Hamites (Stomohamites) virgulatus BRONG

Puzosia sp.

Hypohoplites sp. gr. *falcatus* C. W. et EV. WRIGHT

En las Peñas Rojas (extremo oriental de la Hoja) hemos medido 160 metros de una serie de calizas y margas arenosas con burrowing muy abundante. La estructura aboudinada, fuerte diaclasado, abundante presencia de cuarzós angulosos y heredados del Trías, así como de glauconita en una textura de micritas con Calcisphaerúlidos, *Planomalina buxtorfi*, *Lenticulina* sp. y Bioesparitas, son las características de esta litofacies que referimos al Albiense Superior, subzona de *Subtuleri*, por la asociación de:

Mortoniceras (Perv.) kiliani LASSW

Desmoceras sp.

Phylloceras velledae MICH

y subzona de *Dispar-Perinflatum* por la asociación de:

Mortoniceras (Perv.) stolickaia SPATA

Puzosia subplanurata SCHL

P. sp. gr. mayoriana D'ORB

con abundantes Equinodermos, entre los que sobresalieron el *Holaster latissimus* AGASS.

Es en esta localidad donde se encuentran muy desarrolladas, en un sistema de fracturas y diaclasas transversales a la estratificación, las mineralizaciones de ocre amarillo que tanto fueron explotadas a principios de siglo.

Moviéndonos según una dirección al O. de la localidad antes considerada, la encontraríamos también en la Sierra de los Tajos, ampliamente desarrollada con una potencia aproximada de 300 metros, en la que hemos identificado, CREMADES-LERET (1974), los siguientes tramos de muro a techo:

- > 160 metros, tramo rítmico de calizas y margas arenosas bioturbadas, con estructura aboudinada, en el que se han identificado Equinodermos y Ammonites (*Hyteroceras* sp.).
- 40 metros, calcarenitas y calizas pseudonodulosas, con burrows muy abundantes, distribuidos en secuencias rítmicas. Zonas de *Subtuleri* y *Dispar Perinflatum*.
- 90 metros, calcarenitas margosas y calizas areniscosas que en su transición Albiense Superior-Cenomaniense se enriquecen en Orbitolinas. Subzona de *Dispar-Perinflatum*. Son igualmente abundantes los Equinodermos y Rhynchonellas (*Holaster latissimus* AGASS, *Terebratulula* sp., *Rhynchonellas defformis*).

Siguiendo en dirección SO. encontraríamos las localidades donde los materiales albienses presentan sus máximos espesores (serie de San Pascual) y en la que hemos encontrado representados los niveles del Albiense correspondientes al horizonte de *Hysterocheras* con abundantes ejemplares de Equinodermos y algunos Lamelibranquios. Suprayacentes a la serie de los Ammonites piritosos, afloran las calcarenitas con Orbitolinas y Algas de la transición al Cenomaniense.

Queda así establecida la repartición de los materiales albienses de la Hoja de Elda en dos grandes unidades: una de facies de plataforma externa, subsidente, ocupando el extremo centro-oriental de la zona de estudio, y otra bien desarrollada de Orbitolinas, características de un medio infratidal más somero que estaría asociado a una cuenca sedimentaria de umbrales desarrollados en íntima conexión con los afloramientos triásicos.

La potencia estimada para el Albiense Superior es de unos 300 metros, con una media general para el Albiense en la zona más meridional de 800 a 1.000 metros.

1.4.1.7 Albiense - Cenomaniense (C₁₆₋₂₁³⁻¹)

Se han presentado como tal los afloramientos correspondientes a la serie rítmica del Albiense Superior y que como hemos descrito en (1.4.1.6.2) pueden cortar la isócrona Cenomaniense. La imposibilidad de establecer un

límite cartográfico neto nos ha llevado a considerar estos materiales como una unidad cartográfica que cortaría las isócronas Albiense Superior-Cenomaniense.

1.4.1.8 Cenomaniense (C_{21}^1) (C_{21}^3)

Aflora en la Hoja de Elda la serie completa del Cenomaniense, que evoluciona en el espacio y en el tiempo a lo largo de nuestra zona.

Desde un dominio paleogeográfico de plataforma (plataforma interna) muy somero y representado en las dolomías de la Hoja de Castalla, nos adentraríamos hacia el S., en un medio que va progresivamente alejándose de la línea de costa y ganando en profundidad. Así evolucionaríamos de las series dolomíticas a las calcareníticas de Orbitolinas y facies calcárea de *Stomiosphaeras* o hacia unas series predominantemente margosas.

En la Hoja de Elda distinguimos, estratigráficamente, un Cenomaniense Inferior representado en dos facies netamente diferentes (C_{21}^1):

- Calcarenitas de Orbitolinas.
- Alternancia de margas y margocalizas detríticas.

La primera de ellas, bien representada en la zona más septentrional de la Hoja (Cid-Maigmo) y en las localidades de la Sierra de San Pascual, Colinas de Gil Martínez y Sierra de los Tajos. La enumerada en segundo lugar está bien desarrollada en la serie cretácica de las Peñas Rojas (proximidades del Sabinar).

El Cenomaniense Superior, desarrollado en una serie generalmente más calcárea en facies de calizas con Pithonellas (micritas) blancas o grises, bien compactadas y en tramos superiores, nodulosas. Su transición al Turoniense es imperceptible en la mayoría de los afloramientos.

El Cenomaniense Inferior, facies de Orbitolinas, aflora ampliamente en la Sierra del Cid, en el anticlinal del Barranco de la Murta, en la cima de la Sierra de las Aguilas, colinas de Gil Martínez y en retazos aislados en la depresión de Agost y terminación oriental de San Pascual.

La variación de espesores en esta serie se pone de manifiesto según una reducción de los mismos en sentido hacia el E. del Maigmo, llegando incluso a ser nulo en las proximidades del Estrecho (terminación occidental del Maigmo). A partir de esta alineación y en dirección de las Sierras de Ventos se observa un incremento de espesores. Así, en la sierra de los Tajos se ha medido una potencia de 160 metros de calizas y calcarenitas con Orbitolinas concordantes sobre las formaciones del Albiense Superior, subzona de Dispar-Perinflatum con *Neoflabellina* sp., Textuláridos, Miliólidos y Orbitolinas. En las Sierras de las Aguilas y en idéntica situación a la descrita hemos identificado una serie de 200 metros en esta facies calcarenítica.

También se presenta el Cenomaniense Inferior en facies margosa sin Orbitolinas; una sección tipo de ésta se puede observar en la terminación oriental de la Hoja de Elda, en el flanco occidental del anticlinal del Sabinar. Hemos medido 300 metros en la localidad Sabinar-Peñas Rojas en materiales de margocalizas y margas arenosas con bioturbación muy desarrollada y en algunos niveles los detríticos (granos de cuarzo) muy abundantes. CREMADES (1975) nos ha identificado en esta formación una fauna de:

Stolickaia sp.

Puzosia sp.

P. subplanulata SCHLUTER

Turrillites gr. *costatus*

Scaphites sp.

y en la que también hemos recolectado:

Epiaster distilctus AGAS

Hemiaster scutiger FOR

H. subtilis

Holaster latissimus AGAS

junto a una microfauna de Calcisphaerúlidos.

Esta facies del Cenomaniense la hemos identificado en la Hoja de Elda, en los tramos superiores de la serie Albiense del sector al O. de la Sierra de las Águilas en la carretera de Madrid con *Mariella* sp. y microfauna de *Planomalina buxtorfi*, *Praeglobotruncana delrioensis* y en localidades del sector más oriental de nuestra zona.

Fenómenos tan frecuentes y acentuados en la Hoja de Elda pueden venir motivados por la existencia de una cuenca de morfología irregular, con surcos y umbrales generados por la acción del diapirismo triásico en esta época.

En el Cenomaniense Superior se han observado fenómenos semejantes a los descritos, bien patentes en la zona septentrional de la Hoja de Elda, donde se percibe una clara reducción de espesores en las proximidades del Salt del Palomaret y en dirección E. (LECLERC, 1971) para volver a incrementarse hacia la sierra del Ventos.

Litofacies representativa de este conjunto son las margocalizas y calizas (micritas) blancas o grisáceas, compactadas y en tramos nodulosos con sílex, interstratificado o en nódulos. Son facies claramente pelágicas, con *Pithonellas*, características de un medio de plataforma externa muy abierto.

En facies de calizas y calizas margosas con *Rotalipora cushmani*, *Praeglobotruncana stephani*, debuta la serie cenomaniense con un espesor de

unos 50 metros, que se va reduciendo en dirección oriental (Salt del Palomaret, 15 metros) para experimentar un aumento en sus potencias en la Sierra entre el Maigmó-Ventos, donde se han identificado, en regiones próximas al primero, hasta 200 metros de margocalizas con Pithonellas y en los que LECLERC (1971) cita fenómenos de removilización: niveles conglomeráticos, Klippes sedimentarios (proximidades del Caserío de Cati) que nos situarían a esta alineación en una zona de articulación de la plataforma o al menos en una plataforma externa de fuertes pendientes. En la localidad del Ventos, en la depresión de las sierras Ventos-Castellar, controlamos una potencia de 70 metros en facies fundamentalmente calcáreas, con tramos en los que se perciben sílex y nódulos y superficies ferruginosas en el estrato, tanto más acusadas conforme avanzamos en el techo de la serie.

En la serie levantada en las Peñas Rojas, extremidad oriental de la Hoja, se han identificado de muro a techo (C_{21}^3):

- 20 metros, biomicritas grisáceas, compactas, en facies de Pithonellas: *Stomiosphaera sphaerica*, *Bonetocardiella conoidea*, *Bonetocardiella betica*, *Pithonella ovalis*, *Hedbergella* sp.
- 40 metros, alternancia de calizas y margas arenosas con: *Rotalipora* cf. *greenhornensis*, *Rotalipora cushmani*.
- 40 metros, tramo calcáreo (micritas) blancas con nódulos de sílex conteniendo: *Globotruncana* cf. *helvetica*, *Herbergella washitensis*, *Stomiosphaeras*, *Pithonellas* y *Eupachydiscus* sp.

Los tramos más superiores, en transición al Senoniense, se hacen generalmente por unos bancos de calizas megaintraclásticas y brechoides de significado paleogeográfico en el territorio.

Tomamos como sección tipo el afloramiento de la Escobella, en la terminación nororiental de la serie de las Peñas Rojas, y citamos, como anomalías sedimentarias, las enumeradas en el eje Cid-Maigmó y las variaciones de espesores tan acusadas en el Salt del Palomaret, al N., y en las Lomas de Caspí, al S., donde parece ser que la halocinesis triásica juega un papel importante.

Paleogeográficamente, y descuidando los accidentes locales ya citados, nos situaríamos en un conjunto inmediatamente al S. de la isópica dolomítica Arguëña-Fontanella (Hoja de Castalla).

1.4.1.9 Cenomaniense + Turoniense (C_{21-22}^{1-0})

La semejanza de facies del Cenomaniense Superior y del Turoniense han dificultado la representación cartográfica del Turoniense como tal, teniendo que recurrir a su representación en un amplio conjunto Cenomaniense-Turoniense, en facies semejantes a las referidas (1.4.1.8) y en las que la mi-

crofauna es el carácter distintivo como se ha evidenciado en la Sierra del Cid, Maigmó, Peñas Rojas y Ventos con:

Praeglobotruncana turbinata

Globotruncana sigali

Praeglobotruncana renzi

Análogamente, consideramos al Turoniense dentro del conjunto cenomaniense al establecer la evolución paleogeográfica del Mesozoico.

1.4.1.10 Senoniense (C₂₃₋₂₆) — Paleoceno (T₁)

Se encuentran representados los materiales senonienses en la Hoja de Elda por facies pelágicas de Globotruncanas, en calizas, margas y calizas margosas blancas, rosadas o verdes y amarillentas en su tránsito al Eoceno imperceptible a escala de afloramiento.

En el Senoniense incluimos los materiales datados como Coniaciense, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense, que por su homogeneidad de facies no han sido individualizados como tales en la cartografía.

Su forma general de yacer es la de un conjunto disarmónico-replegado-unidad de despegue, para los materiales suprayacentes. Unidad guía fácilmente identificable como unidad cartográfica.

Aflora en la zona de estudio, en continuidad estratigráfica en la serie cretácica, con tres tramos o aspectos litológicos bien diferenciados, a saber:

- Calizas de pasta fina (lime mud) con brechas intraformacionales o niveles de removilización presentes. Aspecto noduloso.
- Calizas arcillosas (biomicritas blancas).
- Margas verdes, blancas o rosadas.

Sedimentación homogénea, en un conjunto subsidente bien representado en la Hoja de Elda, en la que se ha identificado ampliamente en la depresión comprendida entre la Sierra del Cid y Colinas de Gil Martínez (carretera Novelda-Agost) y en las proximidades de la ciudad de Agost (barranco blanco), donde la microfauna ha evidenciado serie completa del Senoniense ya citado por LECLERC (1971), que distingue en esta serie tan monótona el Santoniense-Campaniense con:

Globotruncana elevata

G. cf. concavata

G. cf. stuartiformis

El Campaniense con:

Globotruncana arca

G. fornicata

Un Campaniense Superior y el Maastrichtiense bien desarrollado con:

Globotruncana contusa
G. mayaroensis

y un Paleoceno con:

Globorotalia pseudomenardii

Presenta el Senoniense en sus tramos basales, nivel de horizontes conglomeráticos y de removilización, con cantos en facies de Stomiosphaera, que nos delata la existencia de depósitos para esta edad en un medio inestable o afectado de corrientes turbidíticas (se ha observado en la base de todas las series senonienses).

Se han datado con abundante microfauna en las series de Peñas Rojas, Tajos, Moralet, etc.

Paleogeográficamente nos situaríamos en la isópica al sur de la línea Sierra de Salinas-Villena, que nos individualizaría del conjunto dolomítico y micrico.

1.5 Terciario

El estudio de las formaciones terciarias de la zona fue ya abordado a principios de siglo por JIMENEZ DE CISNEROS; sin embargo, a pesar de lo prematuro que podrían parecer sus primeros estudios, no han abundado los autores que se dediquen al estudio de esta región en lo que a terrenos post-mesozoicos se refiere y los que lo han hecho no parecen haber puesto un énfasis especial. Así pues, la bibliografía no es lo extensa que en otras regiones y edades se refiere.

El conocimiento de las series paleógenas y neógenas no es tarea fácil, dadas las circunstancias que en el lugar y tiempo concurren. Por un lado, la ubicación de la Hoja dentro de la cuenca bética permite la coexistencia de diversas facies de la misma edad, pasando de una a otra en un corto espacio. Por otra parte, la falta de extensos afloramientos y, sobre todo, la continuidad de los mismos. También es de destacar que los avances y retiradas del mar durante todo el Terciario se nos marcan con especial expresividad, llevándonos a una convergencia de facies que hace confundir con facilidad la edad de materiales que aparentemente tienen análogas características. Esto último sobre todo nos ha llevado a no precisar demasiado la edad de muchos terrenos, que aun teniendo pruebas de su edad diferente su semejanza acusada en el campo podría llevarnos a serios errores. Por último, nos queda añadir la complicación tectónica de la zona y la cantidad de coladas de materiales más antiguos que nos encontramos inmersos en paquetes mucho más jóvenes.

1.5.1 PALEOGENO

La característica fundamental de la serie paleógena es su marcado carácter regresivo. Este se pone de manifiesto de forma más relevante durante el Oligoceno, pues sus primeros elementos continentales hacen su aparición en la Hoja de Castalla. No obstante, hay un paso continuo desde las series cretácicas y no se aprecia discordancia alguna. Por el contrario, nos encontramos a veces que el límite Eoceno-Oligoceno es difícil de establecer de forma clara aun con la ayuda de la micropaleontología. Dada, pues, esta peculiaridad, se han cartografiado fundamentalmente facies que abarcan diversas edades.

1.5.1.1 Serie de arcillas verdes (T_{1-2}^{A-Ab})

Está constituida, como su nombre indica, por una secuencia de materiales arcillosos de color verde. No es raro encontrar entre ellos algunas intercalaciones de areniscas calcáreas o bien pasadas de color salmón, sobre todo en la base. Su extensión es bastante amplia, aunque en la Hoja sólo aparece en su límite septentrional. Es frecuente encontrar entre ellas algunas pasadas con numerosos Nummulites. Su potencia, aunque difícil de evaluar en la zona, dado que sus contactos son generalmente mecánicos, se puede establecer, según los conocimientos regionales que sobre dicha facies se poseen, en unos 80 a 100 metros. Se halla en perfecta continuidad con los materiales senonienses, como se puede apreciar en el borde S. del Cámara y del Bolón próximos a Elda. Las muestras analizadas por nosotros en la base del macizo de Monteagudo nos dan la siguiente fauna:

Globorotalia spinulosa
G. bullbrooki
Hantkenina aragonensis
Globigerina yeguaensis
Globigerapsis index
Truncorotaloides topilensis

que nos permite datarlas como Luteciense Medio. Sin embargo, J. AZEMA, A. DEVRIES y J. MAGNE, en su publicación sobre el mismo macizo, han encontrado fauna en facies similares que les permite datar hasta el Luteciense Medio. Igual ocurre en la misma facies con muestras pertenecientes a las Hojas de Castalla y Onteniente. Por eso hemos datado esta facies con una edad que va desde el Paleoceno hasta el Luteciense inclusive.

1.5.1.2 Calizas de alveolinas (T_{2-2}^{Aa-Ab})

Bajo este nombre abarcamos un paquete de calcarenitas bioclásticas parrecifales, masivas, blancas, aporcelanadas con Alveolinas, Nummulites, Políperos, Briozoos, Algas, Discocyclinas y gran cantidad de organismos constructores de arrecifes. Normalmente se suele encontrar asociada a la facies descrita anteriormente.

En la parte superior se encuentran a veces unas pasadas más detríticas con granos de cuarzo y aun con niveles areniscosos. Su potencia, que regionalmente puede alcanzar valores hasta de 250 metros, se encuentra muy reducida en esta Hoja, pues sólo llega a alcanzar unos 20 metros como máximo.

Su datación, siempre que ha sido estudiada, tanto en esta zona como en todo el dominio de esta facies, ha revelado ser Eoceno Inferior a Medio.

1.5.2 PALEOGENO-NEOGENO INFERIOR

1.5.2.1 Serie margo-arenosa (T_{1-12}^{A-Bb})

Con esta apelación englobamos una amplia gama de materiales, tanto de naturaleza carbonatada como detrítica, que no permite un encuadre en las facies anteriores. En realidad, corresponden a sedimentos más profundos.

Su forma más típica es el flysch, constituido por una alternancia rítmica de areniscas con cemento arcilloso-calcáreo y margas. Es frecuente encontrar en los bancos de areniscas figuras de flujo o corrientes y, esporádicamente, bancos decimétricos que testimonian verdaderas tanatocecosis de Nummulites, aunque nada nos permite suponer que dichos organismos no fuesen arrastrados por corrientes, dadas las figuras de flujo que de modo general se hallan en la serie.

Igualmente incluimos dentro de este apartado diversos conjuntos margosos a calizo-margosos, ligeramente arenosos, que presentan a veces intercalaciones de calcarenitas bioclásticas blancas similares a las facies de «Calizas de Alveolinas», si bien no llegan a tener entidad propia que domine sobre el conjunto.

De estos conjuntos han sido tomadas numerosas muestras que han dado muy diversas edades.

Así, en el afloramiento de Agost, estudiado por J. LECLERC, la fauna por él descrita, entre otras, es:

Globigerina triloculinoides
Globorotalia pseudobulloides
G. pseudomenardii

G. angulata
G. aequa
G. velascoensis

que permiten determinar una edad paleocena, si bien sólo en los primeros bancos, pues los superiores están relacionados al Eoceno.

En cuanto al afloramiento del Collado de Novelda, las muestras analizadas por nosotros presentan:

Truncorotaloides sp.
Globorotalia rex
Globigerapsis sp.
Globorotalia velascoensis

permitiéndonos dar una edad Cuisiense.

Los estudios hechos por J. AZEMA, A. DEVRIES y J. MAGNE sobre las sierras de la Horna y Monteagudo lo datan como Eoceno Superior a Oligoceno y Oligoceno Superior para la Horna y como Oligoceno terminal-Aquitaniense Inferior? para Monteagudo. Por nuestra parte, en las muestras tomadas en esta facies en el macizo de Monteagudo se ha encontrado la siguiente fauna:

Clavulinoides szabo
Uvigerina cf. *mexicana*
Globorotalia opima
G. obesa
G. pseudopachyderma
Globigerina angulicentralis
G. bollii
Anomalina alazanensis spissiformis

que confirman los trabajos precedentes.

Por otro lado, el análisis de muestras pertenecientes a estas facies, aunque en zonas exteriores a la Hoja y ubicadas en sus márgenes NE. y E., llegan a datar aun el Burdigaliense.

La diversidad de dataciones que se han podido establecer para estas facies aboga en favor de la creación de un término comprensivo tan extenso T_{1-12} .

Dada, pues, la similitud de facies y la desconexión entre los distintos afloramientos, se imponían dos soluciones. Por una parte, datar cada afloramiento con la edad que su fauna permitiera. Por otro lado, agrupar todas las dataciones dentro de un amplio margen. La primera solución multiplicaba bastante las dataciones y no permitía una buena síntesis, a la vez que no coincidía con una delimitación clara de facies en el campo. Es por

esto que se adoptó la segunda solución, si bien no quiere decir esto que cada afloramiento presente materiales que van desde el Paleoceno hasta el Mioceno Inferior, si no que dichas facies persisten y migran en el tiempo comprendido desde el Paleoceno hasta el Burdigaliense.

1.5.2.2 Calizas pararecificales (T_{3-11}^{A-Ba})

Sobre los elementos eocenos y a veces oligocenos aparece un paquete de calizas pararecificales blancas, similares a las descritas para el Eoceno, como «Caliza de Alveolinas», que marcan la transgresión oligo-miocena. Dichas calizas son calcarenitas bioclásticas con gran cantidad de Algas, Amphisteginas, Heterosteginas, Lepidocyclus, Briozoos, Políperos, Miliólidos y otros organismos formadores de arrecifes.

Pero dicho nivel, según nuestra actual opinión, no parece único, sino que migra en el tiempo, pudiendo corresponder a distintas edades que oscilan desde el Eoceno terminal al Aquitaniense o bien pueden existir varios niveles de idénticas características y, por tanto, fácilmente confundibles. De hecho hubiéramos podido distinguir dos conjuntos: uno de ellos con Lepidocyclus y otro sin ellas. Sin embargo, la existencia de éstas no impide el que dicho nivel alcance la base del Mioceno (Aquitaniense) y la ausencia de tales organismos nada demuestra en cuanto a la edad del otro nivel. Por otro lado, es raro encontrar dos niveles, uno con Lepidocyclus y otro sin ellas, separados por materiales margosos que hubiesen permitido datar el Aquitaniense. Por esta causa hemos preferido agrupar en un solo paquete pararecifal la base de la transgresión miocena, a la que hasta ahora venía denominándose «Caliza de Algas y Amphisteginas» y «Caliza con Lepidocyclus». Hay que hacer constar que en posición superior y netamente Burdigaliense se encuentran también distintos niveles de calizas pararecificales de Algas y Amphisteginas, pero no son a ellos, sino a los de base, a los que nos referimos en este apartado.

1.5.3 NEOGENO

1.5.3.1 Calcarenitas arenosas (T_{3-11}^{A-Ba})

Están constituidas por un conjunto de calcarenitas detríticas a microconglomerados. Otras veces presentan gran cantidad de bioclastos de Algas y Amphisteginas, «galet moud», cuarzós, etc. Dicho conjunto pasa lateralmente en la Hoja de Castalla a una serie margosa a siltosa, algo arenosa, fétida, que ha sido datada como Burdigaliense a Langhiense.

1.5.3.2 Margas blancas del primer tap ($T_{12-12}^{Ba^3-Bb}$)

Sus dominios, que se extienden ampliamente en la zona septentrional

(Hojas de Castalla y Onteniente), quedan restringidos en la Hoja de Elda a pequeños afloramientos dispersos en la parte sur de la misma.

Su espesor es incalculable, pero es de esperar que sobrepasen los 200 metros. Está constituido por un conjunto de margas blancas, plásticas, con una microfauna abundante compuesta por:

Praeorbulina transitoria
Globorotalia fohsi
Globigerinoides inmaturus
G. bisphaericus

Esta asociación la identifican como Burdigaliense Superior-Langhiense.

1.5.3.3 Caliza de la Umbria ($T_{12-11}^{Ba^3-Bb}$)

Designamos con este nombre un paquete de calizas gravelosas a calizas arenosas con pequeñas intercalaciones de margas arenosas y microconglomerados. Estos episodios margosos son cada vez más frecuentes hacia la parte superior, llegando en la última parte a dominar sobre el conjunto.

La microfauna estudiada en esta serie nos dan, entre otras, las siguientes especies del Burdigaliense Superior-Langhiense:

Globoquadrina dehiscens
Bolivinopsis clotho
Globorotalia praemenardii
Praeorbulina ex. gr. *glomerosa*

Este conjunto se encuentra cartografiado en el extremo NO. de la Hoja. Su espesor no es posible determinarlo, ya que su contacto superior está mecanizado; como orden de magnitud podemos decir que su potencia supera los 350 metros.

1.5.3.4 Serie del Betiés (T_{12}^{Bb})

Su cartografía se encuentra limitada al O de la Hoja, en el cerro llamado Betiés. En él ha sido establecida una serie potente, cuyo valor no es inferior a 500 metros, si bien su magnitud real es imposible de saber, ya que no se ha encontrado un límite inferior. Esta serie está constituida en su parte inferior por un conjunto de calizas margosas marrones, fétidas, dispuestas en forma tableada fina, a veces con laminaciones, o bien en forma nodulosa. Sus juntas son normalmente margosas. Es de hacer notar que en esta parte son frecuentes las resedimentaciones de materiales, sobre todo triásicos. En la parte media aparecen frecuentes intercalaciones de paquetes de unos 20 metros de calcarenita blanca bioclástica con Algas,

Amphisteginas, Heterosteginas y otros organismos constructores. Esta caliza cambia lateralmente de forma rápida hasta confundirse con un conjunto de calizas margosas, ligeramente arenosas, de color beige, disposición nodulosa, en las que no es raro encontrar niveles con Equinodermos, Gasterópodos y Lamelibranquios. Dichas calizas llegan a englobar a los niveles arrecifales y los sobrepasan ampliamente, cargándose poco a poco de mayor cantidad de materiales detríticos (arenas y silts), si bien estos también son frecuentes en las calizas pararrecifales en las que aparecen bajo la forma de Jacintos de Compostela.

La fauna que ha aparecido en estos niveles, salvo en las calizas pararrecifales, es bastante pobre y no parece ser muy esclarecedora. Caben destacar como más características algunas muestras que dan algunos ejemplares que permiten dar una edad Helvetiense, si bien por consideración de posición estratigráfica y de facies podemos precisarlas como Serravalliense. Se encuentran en abundancia las especies:

Globorotalia aff. *praemenardii*
G. Archaeomenardii

1.5.3.5 Conjunto detrítico transgresivo (T₁₂₋₁₁^{Bb-Bc})

Nos referimos con esta denominación a un conjunto de sedimentos de naturaleza fundamentalmente detrítica, dentro del Mioceno Medio a Superior. Su extensión regional es bastante amplia hacia la parte septentrional; se caracteriza por las discordancias internas frecuentes y los rápidos cambios a margas. Ambas peculiaridades se pueden constatar en el pico del Bateig, donde alcanzan su mayor expresividad. Está constituido por una serie de areniscas de cemento calcáreo y microconglomerados, fundamentalmente.

Estas pasan rápidamente a margas en algunas ocasiones.

Normalmente son fácilmente distinguibles, porque rompen de forma brusca la sedimentación margosa que caracteriza fundamentalmente el Langhiense.

Las intercalaciones margosas han sido muestreadas en diversos puntos del mapa. El estudio de la microfauna demuestra la existencia de numerosos bentónicos, aunque otras veces han resultado prácticamente azoicas. En los casos más afortunados han dado, entre otras, las siguientes especies:

Orbulina suturalis
Martinottiella communis
Globigerinoides bisphericus
Globorotalia miozea
Globoquadrina sp.

Esto nos marcaría la zona de *Orbulina suturalis* y aproximadamente la zona 10 de BLOW. Sin embargo, superponiéndose a estas muestras queda aún gran parte de los materiales que no permiten aquilatar una datación precisa. Según los conocimientos regionales que sobre la zona se poseen hemos tomado una datación que incluye hasta la parte inferior del Tortoniense.

1.5.3.6 Margas del segundo tap (T_{11}^{Bc})

Sin ninguna diferencia litoestratigráfica con las definidas como primer tap, se deposita sobre las series detríticas antes descritas unas margas amarillentas en superficie y azul negruzco en sondeo. El espesor de las mismas es realmente imposible de saber, debido a la ausencia de buzamientos, de cortes continuos, y porque la discordancia progresiva nos daría una imagen falsa, bastante por defecto de la realidad.

Las muestras estudiadas en los distintos puntos en que afloran nos dan la siguiente fauna:

Uvigerina schwageri
Globorotalia cf. bononiensis
G. pseudopachyderma
Bolivinoides miocenicus
Hopkinsina bononiensis
Bolivina fastigia dertonensis

Esta asociación no nos permite una datación precisa, pero su posición estratigráfica es claramente Tortoniense. Sin embargo, hemos de considerar que en zonas más septentrionales, en las Hojas de Castalla y Onteniente, se han definido en estas facies zonas que corresponden a la edad Serravallense.

En resumen, podemos decir que tanto los materiales detríticos subyacentes como las margas que llamamos segundo tap parecen ser unas facies heterocronas que comienzan en una edad más antigua y que cuando nos desplazamos hacia el Sur quedan encuadradas en una edad más joven.

1.5.3.7 Indentaciones continentales (Tm_{11}^{Bc})

En continuidad con las margas antes descritas, aparecen unas intercalaciones de conglomerados heterométricos, con cantos redondeados, bien cementados, de matriz arcillosa, que aparecen primero esporádicamente y en la parte superior llegan a constituir el único elemento. Su distribución es lentejonar y pasan a veces a limos rosas de claro carácter continental. Estos niveles están representados en las proximidades de Aspe y en las

cercanías de la Sarganella. Tanto un afloramiento como otro han sido muestreados y los niveles marinos han dado la siguiente fauna:

Bolivina arta
Bolivinoides miocenucus
Globorotalia merotumida
G. acostaensis
G. incompta
Globigerinoides obliquus
G. obliquus amplus

Esto nos permite situarnos en el Tortoniense. Los tramos de limos rosas han arrojado una fauna lagunar o salobre con Ostrácodos y Charáceas, que nada ayudan a aquiratar más su edad.

Una vez más acudimos al contexto regional y encontramos depósitos de igual naturaleza en Onteniente y Castalla. Por otra parte, la discordancia andaluciense-pliocena, acompañada de un hiatus que abarca parte del Plioceno Inferior, está suficientemente demostrada, por lo que creemos que los depósitos aquí referidos no son más que un reflejo de la regresión finimiocena.

De todas formas, si bien es cierto que durante esta edad se produce una regresión y quedan emergidos la mayoría de los dominios miocenos, hay que hacer constar que en el afloramiento próximo a Aspe estos depósitos están muy próximos a una gran masa de Trias, cuya extensión se ve mejor en la Hoja de Elda y quizá podría aducirse como génesis de estos materiales una sedimentación típica de los depósitos circundantes de las masas diapíricas (rimsyncline), sin invocar un carácter regresivo en la cuenca tortoniense.

1.5.3.8 Plioceno (T_2^B)

Su presencia sólo ha sido reconocida con toda claridad en las cercanías de Novelda, en un paraje conocido como Cucuch. Sin embargo, hemos supuesto también esta edad para algunos depósitos que, si bien no tienen edad precisa, su posición estratigráfica permite suponerla.

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

Se ha cartografiado cerca de la carretera de Aspe a Alicante y próximo al Vinalopó un afloramiento de calizas lacustres de naturaleza micrítica, algo vacuolar y con moldes de Gasterópodos de agua dulce (Planorbis). Dicha caliza se apoya sobre los depósitos tortonienses con pasadas continentales. Su edad, por tanto, nos parece que podría ser finitortoniense; sin embargo, dado que no poseemos pruebas paleontológicas concluyentes,

preferimos adoptar un criterio más amplio, dando una edad que va desde el Tortonense terminal al Plioceno.

Depósitos similares han sido constatados en las Hojas de Canals, Onteniente y Castalla.

1.5.3.8.2 *Facies marinas* (T₂^B)

Están constituidas por unas margas amarillentas muy arenosas que pasan insensiblemente a areniscas calcáreas con algunos cantos de cuarzo y estratificación entrecruzada. Su único afloramiento, de disposición horizontal, son las cumbres de unos pequeños cerros en un paraje llamado Cucuch, próximo a Novelda. La única muestra tomada ha revelado una fauna rica en planctónicos, entre los que caben destacar:

Globorotalia puncticulata

G. acostaensis

Globigerina dutertrei

La presencia de la *Globorotalia puncticulata* nos anuncia la edad pliocena de estos depósitos. Posiblemente próximos a los límites septentrionales del mar plioceno en la zona de Alicante, ya que no hay constancia en las Hojas más al norte de la presencia marina de sedimentos de esta edad.

1.5.3.8.3 *Plio-Cuaternario* (T₂-Q)^B

Aflorando únicamente en el borde sur de la Hoja, constituye la conocida formación de Sucina, tan ampliamente descrita por Ch. MONTENANT en su tesis doctoral.

Dicha formación se apoya por discordancia angular y erosiva sobre cualquier término más antiguo. Contiene, en síntesis, dos tramos bien característicos y que, en conjunto, pueden alcanzar más de 20 metros. El inferior, casi no visible, está constituido por arcillitas y limolitas rojas, y el superior, por una costra o caliche. Esta secuencia, enunciada tan simple, es en detalle mucho más compleja, pues existen numerosos y delgados episodios de uno y otro tipo. No obstante, es general la terminación por un nivel de costra bastante duro que normalmente engloba una serie de elementos de forma caótica a modo de brecha. Aunque no fuera ésta la expresión más adecuada, quizá sí sería lo suficientemente representativa como para expresar su aspecto. La matriz de color rosado es de naturaleza arcillosa y en su textura se observan a modo de oolitos calcáreos, si bien tampoco queremos con esta palabra asociarla al origen de los oolitos en general. También es corriente observar a la lupa numerosos filamentos oscuros.

En cuanto a la génesis de esta formación, parece que intervienen varios fenómenos, todos ellos ligados a unos procesos físico-químicos y a

un clima cálido, unas veces húmedo, que originaría los limos rojos, y otras seco, formando las costras.

Respecto a su edad, correlacionamos litológicamente con la formación Sucina definida más al S., en donde la aparición en la base de Gasterópodos exclusivamente terciarios, así como en el techo de formas típicas pleistocenas, justifica por el momento como válida la edad asignada a este glacis.

1.6 CUATERNARIO

Si los trabajos referentes al Terciario de esta Hoja no son abundantes, tampoco el Cuaternario ha sido objeto de mayor atención por parte de los especialistas del tema.

Como base de nuestra síntesis tomaremos los estudios de A. CUENCA PALLA (1971-1972) y los de T. ALEXANDRE, J. GALLARDO y A. PEREZ GONZALEZ (1973). Sus estudios se refieren fundamentalmente a las terrazas de los distintos ríos y torrentes que recorren la zona, mientras que los de D. DUMAS hacen alusión a los glacis en la región levantina.

1.6.1 GLACIS (Q_{G2}) (Q_{G1})

Se han distinguido dos glacis: el más antiguo (Q_{G1}) está mejor representado en la parte NO. de la Hoja. Quizá su mejor exponente fueran las zonas deprimidas próximas a Sax y Villena, donde los suelos actuales, de color negruzco, nos testimonian sobre una antigua zona pantanosa que posiblemente sirvió de nivel de base a los ríos y arroyos que originaron este glacis. En la Hoja de Elda, cerca de Monóvar, existen, sobre el Trías, unos retazos a modo de cerros testigos planos, cubiertos por cantos redondeados y que dominan netamente sobre el paisaje. No obstante, aún nos cabe la duda de que la diferencia de cota sea debida a una subida de los materiales triásicos que lo soportan durante el Cuaternario. En la parte SE. de la Hoja se aprecian también mesas planas que dominan sobre la superficie del glacis actual y no ofrecen solución de continuidad con éste.

El glacis más moderno es el que hemos llamado (Q_{G2}). Está desarrollado fundamentalmente en las depresiones rellenas de materiales blandos (margas terciarias, cretácicas y arcillas triásicas). Es un glacis cubierto de restos aluvionares que a veces se hallan algo cementados, originando especies de superficie encostrada. Esta distinción no se ha tenido en cuenta en cartografía.

Aguas arriba, en las proximidades del Estrecho, el Palomaret, etc., este glacis se infiltra en formas de puntas, constituyendo realmente glacis-conos, que más abajo se unen poco a poco, sin que se pueda establecer un límite, confundándose en una superficie única.

Otras veces su comienzo es a partir de los pequeños arroyos que entallan las formaciones margosas (rill wash).

Por último, hay ocasiones en que está en contacto con conos de deyección que se apoyan en laderas de pendiente elevada. El knick existente en este caso entre ambos depósitos es a veces difícil de delimitar.

En cuanto a su interpretación morfoclimática, nos limitaremos a exponer que hay opiniones encontradas que aluden de una parte a un clima cálido y seco, mientras que otras interpretan su génesis ligada a un clima periglacial. Sin embargo, no conocemos pruebas definitivas sobre la actuación del hielo en la formación de estos glaciares. De cualquier forma es opinión común las bruscas oscilaciones paleoclimáticas que actuaron durante el Cuaternario. Preferimos por el momento no dar conclusiones definitivas y esperamos que posteriores estudios puedan probar la validez de una u otra hipótesis.

1.6.2 TERRAZAS (Q_{T1}) (Q_{T2}) (Q_{T3})

Hemos de comenzar diciendo que la separación efectuada entre los distintos niveles de terrazas obedece sólo a razones topográficas, no existiendo en la mayoría de los casos razones concluyentes que permitan una correlación cierta entre los niveles agrupados en la misma edad relativa, cuando se encuentran muy separados. Sin embargo, los autores que por ahora han puesto más empeño en el tema, A. CUENCA PALLA (1971-1973) y T. ALEXANDRE-J. GALLARDO-A. PEREZ GONZALEZ, admiten tres niveles de terrazas.

La terraza alta (Q_{T1}) es la que presenta mayor homogeneidad en sus facies. Su altura media sobre el cauce actual del río Vinalopó es de unos 75 metros y está constituida por un conjunto de gruesos elementos muy rodados, unidos a veces por un cemento calcáreo que le da consistencia. Está coronando una serie de colinas que se disponen sobre todo en las estribaciones de la sierra del Cid. Su granulometría grosera y su baja clasificación nos indican una alta energía en el agente que los transportó; posiblemente se tratará de esporádicas tormentas en un clima normalmente seco.

Después de su formación un nuevo período erosivo debió de implantarse, ya que los restos de esta terraza son dispersos y escasos.

La terraza media (Q_{T2}) se confunde muy a menudo con el glacis colindante. Su altura sobre el río Vinalopó es de unos 35 metros. No es frecuente la homogeneidad de sus facies y la granulometría es bastante más fina; tampoco es raro encontrar tramos encostrados en su interior. Su naturaleza es fundamentalmente limo-arcillosa, aunque es normal que existan cambios laterales a materiales más gruesos o costras calcáreas.

La terraza baja (Q_{T3}) es la que bordea el cauce de los ríos y tiene una

altura media sobre ellos de unos 10 metros. Un corte sintético sería el siguiente: en la base se encuentran unas fangolitas y series rítmicas; sobre éstas, una capa de aluviones, y sobre la misma, unas arenas eólicas, y, por último, un canchal termoclástico.

Después del correspondiente periodo erosivo, que dejaría colgada la terraza anterior, seguiría un clima con frecuentes oscilaciones causantes de estas varvas en la parte inferior. Más tarde, con un efecto termoclástico, se originarían una serie de aluviones sin apenas transporte, para continuar con un periodo muy importante en el que se depositan arenas eólicas que, al parecer, se encuentran en la región asociadas a restos arqueológicos. Por último, una serie de condiciones climáticas extremadas y variables originan el canchal termoclástico.

1.6.3 CONOS DE DEYECCION (Q_{cd})

Consecuencia de las intensas lluvias que han actuado en la región dentro de un clima normalmente cálido, se han producido una serie de depósitos aluviales en las laderas y que hemos reunido bajo el nombre de conos de deyección. Dentro de este concepto sólo se han tenido en cuenta la naturaleza grosera y la baja clasificación de sus elementos, así como la pendiente y forma que presentan sus depósitos, dejando a un lado la cronología, aun relativa, de estos afloramientos, por las dificultades que presenta.

1.6.4 ALUVIONES (Q_{Al})

Con este apartado designamos los aluviones dejados por los ríos que actualmente excavan la región. Generalmente son cantos rodados que se encuentran depositados en las ramblas de los torrentes normalmente secos, pero que en épocas de lluvia alcanzan crecidas considerables, dejando a su paso una cantidad de depósitos considerable.

2 TECTONICA

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

Durante la exposición de este capítulo trataremos de justificar la definición de estas unidades.

2.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

Dentro de las cordilleras Béticas se han distinguido, desde los estudios realizados por P. FALLOT, dos grandes dominios con significado tectónico y paleogeográfico diferentes.

El Prebético, situado al N., considerado como autóctono o paraautóctono, cuyos materiales fundamentalmente neríticos corresponden a las zonas más externas de la Cuenca Bética. El Subbético, que cabalga ampliamente sobre el Prebético con materiales de naturaleza pelágica.

Recientemente los estudios llevados a cabo por A. FOUCAULT (1960), R. BUSNARDO (1960-1962), J. PAQUET (1963) y J. AZEMA (1965) han puesto en evidencia la existencia de un conjunto de series que han denominado «facies intermedias», que servirían de unión entre los dominios Prebético y Subbético.

Dentro de esta división, y matizando aún más, podemos distinguir en el Prebético dos conjuntos. El primero, constituido por una amplia plataforma afectada por grandes fallas a modo de «teclas de piano», con series estratigráficas que sufren rápidos biselamientos en dirección NO. Esta zona, con características estructurales y paleogeográficas bien definidas, es la «Plataforma de Albacete».

El segundo dominio se situaría al SE del anterior, y los elementos tectónicos que le acompañan difieren bastante de los anteriores. Aquí es normal la existencia de pliegues «en champiñón», fallas inversas, escamas, pliegues tumbados hacia el N., en los que es frecuente encontrar el flanco meridional cabalgando sobre el septentrional. Estas estructuras adquieren a veces grandes proporciones y constituyen grandes conjuntos que se prolongan lateralmente a través de 50 kilómetros o aún más. Este dominio separa la «Plataforma de Albacete» del Subbético o unidades intermedias.

La zona que nos ocupa se encuentra precisamente dentro del último conjunto descrito, si bien es necesario hacer mención especial de algunos materiales que constituyen avanzadas subbéticas.

2.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Siguiendo con el esquema propuesto, describiremos las unidades diferenciadas. Sin embargo, queremos hacer aquí la salvedad de los materiales subbéticos no incluidos en el esquema tectónico. Constituyen los últimos relieves que cabalgan sobre el Prebético, y cuyos dominios no pasan el río Vinalopó. Nos referimos a los materiales que forman el cerro de La Mola y el rincón SO. de la Hoja, dejando en suspenso por el momento la pertenencia del Trías de Elda al conjunto Subbético, pues por ahora no poseemos datos decisivos que nos permitan concluir nada definitivo: los en-

claves aludidos no presentan ninguna estructura en particular que los diferencie y su clasificación como Subbético obedece a sus litofacies. Por estas razones y su reducida extensión no se han incluido dentro del esquema tectónico.

Volviendo sobre el dominio prebético, éste se encuentra afectado por accidentes que siguen sensiblemente dos direcciones fundamentales. La más general, que es la seguida por la «Franja de los Grandes Ejes» (Hojas de Canals y Onteniente), así como por el trazado de las grandes líneas de escamas y fallas inversas, sigue la alineación ENE.-OSO. La segunda dirección importante es sensiblemente perpendicular a la anterior y es la seguida por las fallas de desgarre y numerosas salidas de Trias.

2.2.1 DOMINIOS TRIASICOS

Constituyen grandes masas que afloran según las dos direcciones principales, ENE.-OSO. y ONO.-ESE. Normalmente se presentan en regiones deprimidas, dada la facilidad con que se erosionan sus materiales.

Para explicar sus afloramientos es necesario recordar dos causas. Por un lado, como ya hemos indicado, están ligados a las direcciones principales que definen la red tectónica, a la vez que sus contactos con el resto de los materiales están profundamente mecanizados, luego podemos intuir que su presencia está ligada a los efectos de la orogenia Alpina que se hizo sentir sobre la zona. Por otra parte, cuando existen masas de Trias importantes, los mapas gravimétricos nos señalan una anomalía negativa, consecuencia lógica de un déficit de masa, a su vez los sedimentos triásicos frecuentemente presentan una proporción considerable de sales; todo esto nos permite admitir un cambio de densidad respecto a los materiales circundantes suficientes como para provocar fenómenos diapíricos siempre que se den las circunstancias mecánicas requeridas para ello. Otros argumentos que apoyan esta causa son las reducciones de espesor de las series cretácicas en sus proximidades y los klippen sinsedimentarios que jalonan algunas secuencias miocenas o cretácicas que nos hablan de unos abombamientos precoces y aún hoy podemos observarlos por las deformaciones sufridas en los materiales cuaternarios. Esto nos recuerda la naturaleza diapírica de estos afloramientos.

Es nuestro parecer que la conjunción de ambas causas ha actuado sobre los materiales triásicos que hoy vemos aflorar en esta Hoja.

Aparte de estas grandes masas es de destacar pequeños afloramientos triásicos que siguen en dirección ENE.-OSO y que parecen tener un papel de suela sobre la que se deslizan unidades más meridionales; sin embargo, estos cabalgamientos no parecen tener flechas importantes; más bien nos parecen a modo de escamas.

A este tipo de afloramientos pertenece el Trias de la rambla de los

Molinos, que pasa por Elda y que cabalga a los materiales terciarios de la Sierra del Caballo.

Su origen parece estar ligado al del diapiro río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa, pues en su contacto meridional se observa la ausencia del Cretácico Inferior y Medio, al igual que ocurre en el diapiro aludido. Presionado posteriormente por los empujes que originaron las estructuras de la Sierra del Caballo, salió a través de las líneas de debilidad creadas por las fallas de dirección ENE-OSO., a la vez que en su salida arrastró consigo la cobertera que le cubría.

Otro de estos afloramientos lo constituyen la serie de pequeñas salidas de Triás que jalonan el frente de cabalgamiento del bloque Cid-Ventos sobre el anticlinal del Palomaret. En este caso su origen diapírico parece dudoso; más bien está ligado a un fenómeno de extrusión, pues en su salida arrastra consigo incluso materiales jurásicos, que podemos apreciar en las proximidades del Palomaret. A nuestro entender dichos afloramientos se deben a inyecciones triásicas que, dada la plasticidad de sus materiales, irrumpen a través de una serie de fallas sometidas a grandes esfuerzos de compresión, que obligan a salir a los elementos triásicos.

Una vez descritos estos pequeños afloramientos, aunque no por eso poco importantes, pasaremos a describir las grandes masas triásicas expuestas en el esquema tectónico.

2.2.2 DIAPIRO RIO VINALOPO-SAX-CAUDETE-ALMANSA

Lo constituye un extenso afloramiento que se sigue a través de los lugares que le dan nombre. Su dirección es sensiblemente ONO-ESE., lo que nos hace pensar que su origen está ligado a fallas de transformación; sin embargo, es difícil ver un desplazamiento de las isólicas a ambos lados de la misma. De cualquier forma, creemos que su génesis obedece en gran manera a un efecto diapírico.

En la Hoja que nos ocupa los materiales de dicho afloramiento dominan toda la parte occidental de la zona y constituyen el substrato sobre el que parecen flotar una serie de afloramientos, sobre todo terciarios.

Salvo los afloramientos subbéticos ya citados de La Mola, los materiales más jóvenes que encontramos en contacto con esta franja diapírica pertenecen al Senoniense. Esto nos hace pensar en que su funcionamiento es bastante precoz, pues faltan potentes series del Jurásico y Cretácico Inferior y Medio que afloran extensamente en la parte centro y oriental de la Hoja. En esta edad los depósitos triásicos es posible que se encontraran próximos a la superficie, si bien no es muy probable que estuvieran emergidos, sino que constituyeran altos fondos submarinos. En apoyo de esta idea también está el hecho de que cuando nos aproximamos a sus dominios aparecen grandes biselamientos de los materiales cretácicos. Du-

rante el Helvetiense parece tomar nuevamente actividad, y así no es raro encontrar en los afloramientos miocenos del Beties grandes coladas de Trías interestratificadas.

Como efecto de posibles nuevas subidas de dicho diapiro, son de destacar en las proximidades de Aspe las intercalaciones de conglomerados continentales dentro de las últimas margas tortonienses, llegando a superarlas y prosiguiendo quizá hasta el Plioceno.

Por último, el glacis (Q_{c2}) que corona los terrenos triásicos al norte de Monóvar presenta una diferencia de cota acusada con los depósitos del mismo que se encuentran al E. del cementerio de dicha población, y a su vez, en la Rambla del Charco, próxima a dicho cementerio, podemos encontrar también vestigios de terrazas consolidadas que se inclinan unos 20° hacia el E. Todo esto nos lleva a pensar en una posible actividad actual de dicho diapiro.

2.2.3 DIAPIRO RIO VERDE-MONNEGRE-SECO Y SINCLINORIO DEL SABINAR

En dirección sensiblemente paralela a la que adopta el diapiro anteriormente descrito se sitúa, en el borde NE. de la Hoja, otra alineación diapírica de características similares. Sus dominios se prolongan desde el valle de Castalla hasta perderse debajo del cuaternario de la depresión alicantina.

La alineación que presentan sus afloramientos no concuerda igualmente con la seguida por las fallas de desgarre, si bien tampoco se puede apreciar un claro desplazamiento de isólicas a ambos lados.

Su funcionamiento no parece tan precoz como la línea Río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa, pues no se observa gran reducción de espesores en el Cretácico. Más bien parece que es el Eoceno el que más se bisela en sus alrededores, aunque, dada la intensa estructuración, es difícil comprobar dicha suposición. La ascensión de los materiales triásicos, aunque no muy temprano, se hace provocando una gran deformación en los depósitos cretácicos en su borde SE., creando un sinclinorio cuyas directrices se amoldan a las alineaciones diapíricas, resultando del hundimiento provocado al migrar las masas triásicas hacia los afloramientos que ahora vemos, donde irrumpen con gran violencia. En posición homóloga, por su borde NE. es fácil ver, en la Hoja de Castalla, buzamientos de hasta 70° en los estratos terciarios que rodean a este diapiro y cuyas direcciones son sensiblemente paralelas al contacto Trías-Terciario. Igualmente son de destacar las grandes coladas eocenas intercaladas dentro de los sedimentos miocenos (posible cap-rock deslizado en el Mioceno).

Los afloramientos cretácicos que constituyen el borde meridional, y en los que aún se pueden ver afloramientos triásicos, es lo que hemos lla-

mado Area Sinclinatorio del Sabinar. En realidad, no son más que un amoldamiento de la cobertera cretácica a las exigencias del diapirismo triásico.

Las alineaciones Río Verde-Monnegre-Seco y la de Río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa son las dos únicas importantes que irrumpen o cortan de forma brutal, si se prefiere, las direcciones de la mayor parte de las estructuras y deformaciones que afectan al resto de los materiales de esta Hoja, y que no son más que una pequeña secuencia dentro de las grandes direcciones prebéticas ENE-OSO.

2.2.4 LA RABOSA

Está formada por un afloramiento triásico en el norte de la Hoja, según una depresión que corre en dirección ENE-OSO. Los materiales son margosíferos y su origen parece ser diapírico.

En apoyo de esta idea traemos aquí coladas triásicas en la sedimentación del Albiense Superior, que son citadas por LECLERC (1971) en las Lomas de Pusa. Igualmente es necesario señalar la reducción de espesores que afecta a los materiales del Cenomaniense. Todo esto nos lleva a pensar que los materiales del Trías fueron dismantelados durante el Albiense-Cenomaniense y que la alineación de la Rabosa constituía un umbral submarino que condicionó la sedimentación de aquella época. El mismo fenómeno ocurre en el Eoceno, que se ve reducido grandemente en sus proximidades, si bien puede deberse en parte a que el Mioceno transgresivo viene a depositarse sobre él.

Si bien estos materiales aparecen en gran parte por un fenómeno de origen diapírico, no es menos cierto que dicha alineación separa dos dominios bien distintos. Por su límite meridional existe un predominio claro de afloramientos cretácicos, mientras que en el borde norte los depósitos que encontramos son fundamentalmente miocenos y constituyen el Bloque Maigmó.

2.2.5 AGOST

El Trías se presenta en este afloramiento en forma de anticlinal, cuyo eje sigue sensiblemente la dirección general ENE-OSO.

Está situado entre la ciudad de Agost, al N.; la sierra de las Aguilas, al S., y la sierra de Mediana, al SE.

Morfológicamente, como ya hemos aludido para los depósitos triásicos anteriores, ocupa zonas generalmente llanas y deprimidas.

En cuanto a los contactos, presentan la acostumbrada mecanización y prácticamente perforan las series cretácicas y miocenas. Por lo que respecta al que se efectúa con el Mioceno en la sierra de las Aguilas, está bastante verticalizado y los primeros depósitos terciarios tienen un mar-

cado carácter conglomerático cuyos elementos llegan a alcanzar los 30 centímetros; a su vez, en la matriz se observan cuarzos bipiramidados y Jacintos de Compostela con gran profusión. Esto nos lleva a pensar que quizá dichos sedimentos cumplieron el papel de depósitos de «rim-syncline» (sinclinal periférico) a causa de la subida diapírica durante el Helvetiense. Pero las primeras manifestaciones de este efecto diapírico podemos encontrarlas en las series Albiense-Cenomaniense, en las inmediaciones del pico de San Pascual, pues ya en ellas se han observado cuarzos y Jacintos de Compostela procedentes de materiales triásicos.

Según hemos visto en las descripciones hechas de los diapiros triásicos, todas coinciden en varios aspectos. Por un lado, podemos decir que las primeras subidas diapíricas son posiblemente pre-Albiense. En esta época ya el Triás estaba en superficie, pues en los depósitos de esta edad ya se manifiestan los efectos del desmantelamiento de los materiales triásicos. Así pues, crean una serie de abombamientos y surcos de carácter local que intervienen en el desarrollo de la paleogeografía; a partir de entonces, y como consecuencia, marcan profundamente el carácter de los sedimentos (reducción de espesores, desarrollo de facies urgonianas, carácter detrítico, etc.).

Otra característica importante es su reactivación de forma enérgica durante el Mioceno Medio. Este fenómeno está ligado directamente con los empujes y esfuerzos de compresión que se originan en esta época por la Orogenia Alpina. Por último, cabe destacar el hecho de que, en general, la subida diapírica, aunque en forma lenta, parece que se continúa aún en nuestra época.

2.2.6 BLOQUE CARRASQUETA-MAIGMO

Comprende dos trenes estructurales separados por el diapiro de la Rabosa, ambos de características bien definidas. Por un lado, el Bloque Maigmó, constituido por materiales miocenos, y en la parte sur del diapiro encontramos el Anticlinal y Surco del Palomaret.

En cuanto al primero de los trenes (Bloque del Maigmó) constituye en forma simplista un sinclinal cuyos contactos o cercanías al diapiro de la Rabosa se encuentran bastante trastocados, afectando de forma esencial a los materiales del Mioceno Inferior y Medio, mientras que los depósitos miocenos superiores se encuentran más al norte y en ellos las dislocaciones se van amortiguando poco a poco conforme nos alejamos del dominio triásico.

Es de destacar en los materiales del que componen la sierra del Fraile la naturaleza de los mismos, formados en parte por elementos triásicos reelaborados, así como el tamaño grosero de los elementos. Igualmente es importante tener en cuenta las coladas triásicas intercaladas en el Mio-

ceno existente entre el Collado de Moros y la sierra del Fraile. Todo esto nos induce a pensar en la subida diapírica durante el Mioceno Medio, a la vez que había un acúmulo de sedimentos poligénicos y groseros en las proximidades del diapiro, es decir, el valor de depósitos de «rim-syncline» de aquéllos, sin perjuicio de que se resolvieran más al norte en un sinclinal más extenso y suave.

En cuanto al anticlinal y surco del Palomaret está constituido en esencia por un anticlinal, quizá extrusivo, volcado al norte.

Afecta a un conjunto de materiales situados en una franja paralela a su eje y de dirección aproximada ENE.-OSO. y está limitado tanto en la parte oriental como en la occidental por accidentes de dirección sensiblemente perpendicular, como lo es la línea diapírica Río Verde-Monnegre-Seco.

El flanco norte lo forman las estribaciones meridionales de la sierra del Maigmó y las Lomas de Pusa. Dicho flanco constituye el labio inverso del anticlinal y dicha inversión, que afecta aun a materiales miocenos, progresa desde la parte oriental hacia el O., donde en las proximidades de la Casa de la Vendeta se convierte en franco cabalgamiento.

Es de destacar en este flanco el fuerte biselamiento que sufre el Cenomaniense, quizá debido a movimientos durante aquél o bien al juego de umbrales y cubetas que se producen como resultado de las subidas diapíricas que ya se manifiestan en el Albiense.

El núcleo, fuertemente trastocado y dismantelado por la erosión, está formado por margas albienses y se encuentra jalonado de afloramientos triásicos de naturaleza extrusiva, cuyo efecto se manifiesta de forma más clara al NO. del cerro del Palomaret, en donde dicha extrusión arrastra consigo retazos de caliza jurásica. Es aquí donde el fenómeno de la inversión y cabalgamiento adquiere su mayor amplitud.

El flanco normal está constituido por una serie de pequeñas colinas, principalmente albienses y cenomanienses, que cabalgan ligeramente al flanco inverso que aparece de forma más ostensible en la Casa de la Vendeta, donde la flecha alcanza unos dos o tres kilómetros. Este flanco se encuentra también frecuentemente inyectado de masas triásicas y hacia el sur se resuelve en un estrecho surco cabalgado a su vez por el bloque sierra del Cid-Ventos.

Este anticlinal descrito aquí se ve afectado por numerosas fallas inversas, si bien a veces difíciles de detectar en las margas del Albiense, que a su vez sirven de nivel de despegue para los materiales superiores. Su estructura responde a un fuerte efecto de compresión que afecta aún a los materiales del Mioceno Inferior.

Mientras que los depósitos Miocenos Superiores no parecen afectados por el mismo, lo que situaría al movimiento creador de dicha estructura en el Mioceno Medio.

Conviene hacer notar que los materiales tortonienses se ven afectados por buzamientos aun de unos 30° hacia el sur; sin embargo, las pequeñas fallas que se observan en los mismos son normales y, por tanto, más bien relativas a un fenómeno de distensión. Esto podría explicarse de dos formas: por una reactivación del movimiento durante o posterior al Tortoniense o por un efecto diapírico del Trias, que se encuentra como inyectado en el eje del anticlinal durante dicha época.

2.2.7 BLOQUE CID-VENTOS

Este bloque está representado por una serie de macizos que a modo de grandes dovelas cabalgan hacia el norte sobre el «anticlinal y surco del Palomaret».

Las zonas que forman este conjunto estructural se sitúan en la parte centro de la Hoja, y podríamos dividir las en tres grandes paneles: Sierra del Cid, Vega de Agost y Sierra Ventos-Los Tajos.

La sierra del Cid, situada más al oeste, está constituida por materiales cretácicos. En la base tenemos las margas del Albiense formando un gran paquete, que posiblemente actúe como nivel de despegue. Sobre estas margas tenemos unos niveles más duros del Cenomaniense, que forman la cúspide, y por último en su borde occidental, y en contacto normal, se encuentran las margocalizas del Senoniense. Morfológicamente es un gran macizo que destaca sobre las depresiones colindantes y que cae suavemente en superficie estructural hacia el SO. A excepción de su límite norte, que es una falla inversa cabalgando hacia el norte, sus demás contornos están definidos normalmente por multitud de pequeñas fallas normales que lo compartimentan a modo de pequeñas «teclas de piano», que nos hablan de una posterior etapa de distensión de posible edad Mioceno Superior, aunque esta opinión es muy difícil de probar por el momento.

El segundo gran panel de este bloque lo constituye la zona deprimida que hemos llamado Vega de Agost; los materiales que la forman, aparte del gran glacis que se instala en sus dominios, son sobre todo senonienses, eocenos y miocenos. Dada la naturaleza margosa de los materiales que la integran, así como la falta de expresividad de su morfología, es difícil poner de manifiesto los accidentes tectónicos que actúan sobre la zona. No obstante, es de destacar la gran falla inversa que afecta al paraje denominado Colinas de Gil Martínez; su cobijadura, como ya nos es familiar, se realiza sobre los materiales septentrionales. Estructuralmente está constituida por un sinclinal y anticlinal tumbados al norte, que afectan sobre todo a materiales cenomanienses y que intentan sobrepasar los depósitos senonienses situados más al norte. Es de destacar, como importante, que el Mioceno Inferior, que aflora en sus proximidades, se encuentra involucrado en estos fenómenos, debidos a efectos claros de compresión que

se ponen de manifiesto principalmente en el Senoniense, profundamente trastocado.

Como tercer elemento de este gran bloque tenemos el formado por la sierra del Ventos y Los Tajos. La primera es un sinclinal colgado, cuya parte más elevada topográficamente lo constituyen depósitos del Cenomaniense. Hacia el SO. se resuelve en una suave pendiente, casi estructural, cuyos materiales son calizas margosas muy tableadas con tonos rosados del Senoniense. Hacia el E. y SE., fallas normales, producidas por fenómenos de descompresión, la separan de la Sierra de los Tajos, que podríamos interpretar como desgajada de la sierra del Ventos y, al igual que ella, afectada también por numerosas y pequeñas fallas de distensión. El borde norte de este tercer panel presenta materiales senonienses y aun eocenos, con buzamientos muy verticales y localmente inversos, que están cobijados bajo la falla inversa que los separa de los materiales cenomanienses de la sierra del Ventos.

Varios aspectos estructurales unen estos elementos. Por un lado, la falla inversa que los limita al N. contra el «anticlinal y surco del Palomarret», y por otro lado, las pequeñas y numerosas fallas de distensión que les afectan y separan.

2.2.8 UNIDADES POST-MANTO

Bajo este nombre hemos reunido una serie de depósitos miocenos que sólo se encuentran deformados someramente por fenómenos de reajuste y efectos diapíricos de los materiales colindantes. No se observa en ellos trazas de una actividad orogénica intensa ni de fuertes esfuerzos compresionales.

Dos han sido los dominios considerados: el Sinclinal de Aspe y la Depresión de San Juan. El primero es un conjunto de materiales situados entre dos dominios diapíricos. Por el N. el diapiro de Agost influye de forma decisiva en los afloramientos más próximos a él, originando conglomerados de cemento calcáreo con gran profusión de Jacintos de Compostela; por el S. se observa el mismo fenómeno, si bien los elementos no son tan groseros en su base; los elementos triásicos que lo limitan penetran de forma más extensa en la Hoja de Elche.

La datación de los materiales más jóvenes que se ven afectados por esta subida diapírica, tanto en su disposición y buzamientos como en su constitución, con considerables intercalaciones de elementos conglomeráticos, pertenecen al Tortoniense Superior.

En cuanto a la Depresión de San Juan, constituye una extensa llanura en gran parte cubierta por un glacis cuaternario, que sólo se ve afectada por un conjunto de fallas normales con el labio SE. hundido que nos indican claros movimientos de distensión y reajuste.

2.2.9 LINEA EXTRUSIVA JURASICA

Atribuimos con esta denominación una zona bien definida según alineación de afloramientos jurásicos NNE-SSO., que se perfilan desde la sierra de Fontcalent al Puig-Campana (Hoja de Villajoyosa). En la Hoja de Alicante correspondería con los afloramientos del pueblo de Busot y Foya de Cobes.

La génesis de estas extrusiones (VIENNOT, 1928; CASTANY, 1955) corresponderían a una manifestación del zócalo jurásico en superficie a manera de estructura anticlinal aguda, con sus extremos fracturados y en disposición isoclinal con los materiales adyacentes (J. GOGUEL, 1952) como resultante de una inyección de los bloques calcáreos a través de la cobertura plegada por movimientos o fuerzas de intensa compresión.

2.2.10 AREAS DE ANTICLINORIOS

Existen en nuestra Hoja dos áreas que estudiar: anticlinales del Sabinar y Fontcalent.

El anticlinal del Sabinar está representado geométricamente en un pliegue de amplio radio de cobertura, afectado por dislocaciones gravitacionales en el flanco más oriental y septentrional y por fenómenos de compresión merced a una influencia de la tectónica triásica que genera un sistema de fracturación, funcionando como inverso en el flanco occidental o más meridional.

La estructura queda bien representada en la alineación Peñas Rojas-Sabinar-Barranco del Aguila, dibujando una terminación periclinal en el límite de la Serreta del Boter (Alicante) que se ve afectado por una fractura de «decrochement» que desplaza la estructura en dirección E. El accidente, jalonado de Keuper y en dirección SO.-NE., está representado en el límite nor-occidental de la Hoja de Alicante.

La resolución oriental y occidental de sus flancos se hace en los pliegues sinclinales del río Monnegre y del Tosal Reo, en cuyos núcleos aflora una llamativa serie del Senoniense.

En el núcleo anticlinal representado en las formaciones margosas del Albiense Inferior, y tanto en sus proximidades como en sus flancos, son muy visibles fenómenos disarmónicos y de fracturación transversal al eje de la estructura, donde se localizan las mineralizaciones de ocre.

Por otra parte, tenemos el anticlinorio de Fontcalent, que abarca las sierras de Fontcalent y Mediana, situadas al SE. de la Hoja.

La sierra de Fontcalent presenta en su núcleo la serie jurásica. Hacia el SSE. tenemos la serie cretácica, recubierta frecuentemente por depósitos de pie de monte, aunque perfectamente concordante con el Jurásico.

Es a nivel del Cretácico donde se producen los fenómenos de disarmonía y «*decrochement*».

Por otro lado, está la sierra Mediana, que, como en el caso anterior, se trata de un pliegue extrusivo cuya génesis ya hemos comentado.

2.3 TECTOGENESIS Y CONCLUSIONES

Hasta aquí hemos descrito los dominios estructurales definidos en el esquema tectónico. Trataremos en este apartado de extraer una síntesis del funcionamiento tectónico de esta región a partir de unas ciertas premisas.

Como punto de partida consideraremos los siguientes elementos:

- Fenómenos sedimentarios que denuncian la actividad de un diapirismo. Caben resaltar a este respecto los klippe de elementos triásicos en el Cerro del Betiés, en las proximidades de las Lomas de Pusa, en las cercanías de la sierra del Fraile (Hoja de Castalla); igualmente son frecuentes la fauna removilizada y coladas de Eoceno, dentro de los sedimentos miocenos en el extremo NE. de la Hoja. La distinta edad de los materiales que acogen en su interior estos klippe sinsedimentarios nos permite la datación de la actividad.
- Pliegues asimétricos que se vuelcan cayendo hacia el N., como son el «anticlinal y surco del Palomaret» y la estructura de las «Colinas de Gil Martínez», que nos denuncian importantes esfuerzos tangenciales. La dirección que siguen sus ejes es ENE.-OSO., y el empuje, aproximadamente ortogonal a la misma.
- Fallas inversas y cabalgamientos de la misma dirección que los pliegues asimétricos y siempre cobijando materiales situados más al N.
- Fallas directas, normalmente de escaso desarrollo, que no presentan en su dirección una marcada preferencia.
- Accidentes de desgarre que presentan una dirección aproximada ONO.-ESE. Son de destacar a este respecto las alineaciones triásicas Río Verde-Monnegre-Seco y posiblemente la alineación Río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa. Aunque de menor importancia, se observan algunos en Los Castellarets y al este de Las Lomas de Pusa.
- El zócalo no es visible en toda la región; sin embargo, es de esperar su actuación decisiva en los movimientos tangenciales.
- Espesamiento de las series cuando nos movemos en dirección SE.
- Baja densidad de los materiales triásicos.

A partir de estos datos y la descripción en los epígrafes anteriores trataremos de dar una evolución tectogenética en el tiempo.

Empezaremos, ya que no tenemos datos anteriores, por la iniciación de arrugas mesozoicas sobre un Trías plástico a modo simplemente de estruc-

tura epidérmica. Es probable que un posible hundimiento del zócalo hacia el SE. intervenga en el fenómeno, ya que las series son más espesas hacia esta zona.

Con esto quizá se lleguen a las condiciones mecánicas y gravitacionales necesarias para iniciar un fenómeno de halocinesis que, como es lógico, se iniciaría antes en las zonas internas. Así pues, llegamos a un diapirismo en el Albiense (J. LECLERC) y del que ya hemos enunciado sus efectos de reducción de espesores, klippes sinsedimentarios en el Cretácico, etc.

Con esto la cuenca presenta ya unos umbrales y surcos, por los que fluiría el Trías según unas líneas de debilidad previamente establecidas. Este fenómeno diapírico, si bien se atenúa posteriormente, no por esto deja de actuar.

Es posible que durante este diapirismo se produjeran ya fallas normales propias del reajuste de los materiales ante estas subidas triásicas.

Hasta el Oligo-Aquitaniense, que transgrede ampliamente sobre los niveles subyacentes, no encontramos fenómenos debidos a un claro origen tectónico.

Pero cuando mayores deformaciones se originan es durante el Mioceno Medio. Aquí conviene destacar dos efectos: por un lado, una nueva eclosión de elementos triásicos, que se encuentran a modo de lenguas, incluidos en los depósitos miocenos, como se puede apreciar en el Cerro del Betiés, el Collado de Moros (Hoja de Castalla) y numerosos aportes de Jacintos de Compostela y elementos triásicos «remaniés», que se incluyen dentro de las facies detríticas de aquella edad. Por otro lado, el desarrollo de pliegues asimétricos, como el «Anticlinal y Surco del Palomaret», ejemplo claro de los esfuerzos a compresión que entonces se desarrollan. Ahora no sólo actúan como niveles de despegue las capas triásicas, como se puede apreciar en el núcleo de la citada estructura, sino también las margas del Albo-Aptiense, de considerable espesor.

De igual génesis provienen las fallas inversas y cabalgamiento del bloque Cid-Ventos sobre unidades más septentrionales, y no sería raro pensar que de la misma edad fuera la colocación de las masas extrusivas de Jurásico que afloran en la línea de Fontcalent-Busot, aunque desgraciadamente no podemos aportar datos que apoyen esta opinión; sin embargo, ejemplo de exclusión jurásica es, igualmente, el pequeño afloramiento existente en las proximidades del Palomaret y cuya colocación es de edad Mioceno Medio.

Mención aparte merecen el emplazamiento de las unidades subbéticas que en la Hoja existen. Poco podemos decir a este respecto, ya que no son suficientes los datos existentes; por esto nos remitiremos al estudio de la Hoja de Elche, sobre la que los afloramientos son más extensos. Sus autores dan una edad Burdigaliense.

Después de estos movimientos tangenciales, en los que dominan cla-

ramente un estado de compresión general, estos esfuerzos ceden en su empeño y tiene lugar una fase de reajuste de bloques, es decir, viene un estado de descompresión o distensión que origina gran cantidad de fallas normales, afectando sobre todo a materiales rígidos. No queremos con esto inducir a pensar que todas las fallas normales sean de esa edad, pues es muy posible que a partir de las primeras subidas diapíricas existan movimientos verticales de reajuste.

Como accidentes mayores sólo nos resta hablar de las grandes líneas de dirección ONO.-ESE. Normalmente inyectadas de Trías, responden, según opinión generalizada, a fenómenos de desgarre. En efecto, viendo el contexto regional que abarca el dominio prebético, notamos que dicha dirección de accidentes mayores va ligada casi siempre a fallas de rumbo; en sus inmediaciones se observan giros en las estructuras, a modo de pliegues de arrastre y desplazamientos de isópicas. Su movimiento suele ser dextrógiro.

Son de destacar las que afectan al sector de Alcaraz, la del Guadiana Menor, Peñas de San Pedro, Socovos-Ferez, etc. En el caso que nos ocupa nos encontramos con un fenómeno similar, si bien el desplazamiento de isópicas no es tan patente. Nos referimos a la línea Río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa y a la de Río Verde-Monnegre-Seco. Ambas cortan a los trenes estructurales de dirección ENE.-OSO. Sobre su datación no podemos precisar mucho; sólo podemos admitir que se desarrollan con posterioridad a las estructuras que corta, aunque es posible que pudieran funcionar antes. Al igual que aquéllas, se deben a esfuerzos de compresión, si bien aquí parece más decisiva la actuación del zócalo profundo.

En el Tortoniense Superior se observan regionalmente datos pertinentes a una nueva reactivación de los empujes tangenciales; sin embargo, en esta Hoja no se han podido confirmar. Sus depósitos adquieren buzamientos significativos sólo en las proximidades de elementos triásicos, a la vez que se cargan de elementos groseros, recordándonos un efecto de «rim-syncline». Todo esto nos habla sólo de una nueva subida triásica durante esta época.

El paso Mioceno-Plioceno viene regionalmente marcado por un hiatus, pero cuyas repercusiones tectónicas son escasas en la zona.

Los movimientos durante el Plioceno no parecen tener gran significación y más bien es en el Cuaternario donde parecen desarrollarse con más intensidad. Actualmente parece que existe una subsidencia de la cuenca en las áreas deprimidas del SE. hacia donde se dirigen los aportes de las numerosas ramblas que excavan los glaciares cuaternarios.

C. MONTENAT (1971) destaca las siguientes fases dentro del marco Neógeno y Cuaternario del Levante español: una fase post-pliocena, a la que se le imputan las deformaciones existentes; un movimiento post-villanfraguense, que ha afectado a la costra de Sucina, y, por último, unos mo-

vimientos tirrenienses que afectan principalmente a los depósitos marinos de las costas levantinas.

3 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Resulta insuficiente el área ocupada por una Hoja geológica para la realización de una síntesis paleogeográfica; conscientes de esta afirmación, hemos incorporado en la elaboración de este apartado datos distribuidos en el marco regional en el que situamos la Hoja de Elda, Alicante o Castalla.

Agrupamos aquí los datos obtenidos en la elaboración de las Hojas de Alicante, Elda y Castalla, así como observaciones puntuales que conocemos de un entorno más amplio con el que poder llegar a una elaboración precisa.

Consideradas las líneas paleogeográficas a nivel regional, incluimos el sector de estudio que nos ocupa en el dominio citrabético (BLUMENTHAL, 1927), limitado al N. por una zona de plataforma y un medio al S. que correspondería con el desarrollo del surco citrabético, donde hoy se encuentran localizados los materiales con abundancia de organismos pelágicos. Estableceríamos los límites, pues, al N., por el dominio de la meseta, y al S., en las zonas internas de la Cordillera Bética.

3.1 EVOLUCION DURANTE EL MESOZOICO

Comienza el ciclo mesozoico en los depósitos del Triás (germánico) con la sedimentación de margas y areniscas en un medio marino que evoluciona a lacustre (evaporitas) y sobre las que se desarrolla la transgresión generadora de los sedimentos carbonatados con abundantes conchas de Moluscos y Gasterópodos, para finalizar en una secuencia esencialmente evaporítica.

El nuevo ciclo sedimentario debuta con la transgresión del Lías, sobre una extensa y estable plataforma en la que se depositarían los sedimentos carbonatados: calizas, dolomicritas, calizas oolíticas, etc. (bien visibles en la Hoja de Elda, en las localidades de las sierras de Fontcalent, Mediana y Mola de Novelda), relacionados con un medio de depósito de plataforma abrigado y de baja energía con oscilaciones a otros más abiertos y de ciclos fuertemente energéticos. Estas condiciones persistirían en el Dogger, con variaciones de profundidad en la cuenca y de alejamiento de la línea de costa hasta una zona de sedimentación uniforme de mar abierto.

En el Kimmeridgiense-Portlandiense se registran variaciones en la geometría del medio con la emersión del Macizo Valenciano (NE.) y la diferenciación de un medio somero de plataforma limitado al S. en la isópica Pinoso-Sax-Busot, con sedimentos detríticos y dolomitizados, facies de Cly-

peinas y Trocholinas —Cabecicos de Valera (Villena), Foya de Cobes (Busot)— y otro más profundo en facies de Calpionellas al S. de la isópica anterior, en el que situáramos el dominio del Prebético interno correspondiente a las sierras de Fontcalent, Mediana y afloramientos septentrionales de la Hoja de Elda.

En un medio sedimentario preestablecido en el Malm comienza la sedimentación cretácica en continuidad sedimentaria con el Tithónico, como se deduce de las observaciones de la transición Tithónico-Berriasiense en las localidades de Busot (Hoja de Alicante), sur de la Hoja de Elda y alrededores de la Peña Rubia (Hoja de Castalla), con una diferenciación de facies íntimamente relacionadas con el trazado de la isópica Pinoso-Sax-Busot.

La zona de diferenciación de estos dos dominios se situaría en las proximidades de la Casa del Higueral (sur de la Peña Rubia-Hoja de Castalla), manteniéndose en su configuración durante el Valanginiense-Hauteriviense con los dos dominios bien diferenciados: al N. de la alineación Pinoso-Sax-Busot los depósitos carbonatados de un medio de alta energía (inter e inframareal), con un alejamiento progresivo de la línea de costa en dirección SE. y transición a facies más profundas que situáramos en un medio de plataforma externa a borde de talud, instalado en la región comprendida entre la alineación Cid-Maigmo y Fontcalent-Mediana. En las proximidades de Busot la inflexión de la isópica del Malm permanecería constante, limitando una zona de un mar muy somero en un medio altamente energético que va evolucionando a otros más profundos con un desplazamiento de éste hacia el NE. durante el Hauteriviense-Barremiense.

A partir del Barremiense se empieza a observar una gran variabilidad en el trazado de las líneas paleogeográficas con implantación de un medio supramareal más al norte del antiguo trazado de la línea de costa.

En el Barremiense se observa:

- a) Amplia zona desde Albacete (?), al sur de la sierra Salinas, correspondiente a un medio supramareal bien definido en facies detríticas con Charáceas y Ostrácodos.
- b) Una zona poco representada, en la franja Salinas-Peña Rubia, con facies más detríticas de un medio inframareal.
- c) Una brusca diferenciación, a partir de esta isópica, a un medio de plataforma externa que se extendería de N. a S. de la Hoja de Elda, en una cuenca de morfología irregular influenciada por la actividad del Trías; como se observa en la parte meridional de la Hoja de Elda con los acuífamientos laterales de las potencias en los estratos más detríticos y la existencia de los tramos oolíticos en Busot, testigos de la instauración de zonas de umbral muy localizadas en el espacio del dominio flyschoides regional, bien caracterizado por el aumento de detríticos en la región Mediana-Fontcalent procedentes del NO.

Características muy semejantes persisten en el Aptiense, con dominios paleogeográficos bien establecidos, según las directrices fijadas en el Barremiense.

La evolución de las isópicas correspondería con:

- a) Línea de costa, según alineación Chinchilla-Ontur-Jumilla.
- b) Dominio circunscrito a la alineación anterior, de mar somero inter e inframareal, que se extendería hacia el SE. hacia la región de la Peña Rubia (Hoja de Castalla), donde está bien representado en las facies de micritas y esparitas con Orbitolinas y Rudistas del Rincón de Huesa.
- c) A partir de este punto se instauraría un dominio de mayor profundidad, plataforma externa-borde de talud, representado en una facies margosa flyschoides en el marco geográfico de la Hoja de Elda y presencia de lentejones calcareníticos con Orbitolinas, indicatriz de una cuenca de morfología irregular.

En el Albiense observamos una diferenciación progresiva de N. a S., desde un dominio de sedimentación fluvial Jumilla-Yecla-Bonete, a uno marino evolucionando según dirección SE. a medios más profundos y alejados de la línea de costa.

Desde un medio de sedimentación marino, somero, inter e inframareal de la isópica de las facies de Orbitolinas (Biomicrocritas e Intraesparitas) en la Sierra de la Peña Rubia (Hoja de Castalla) y calizo-dolomítico (sierras de la Argueña y Fontanella) discurriríamos a una cuenca de morfología irregular subsidente bien independizada en surcos y umbrales en el Albiense Superior como consecuencia de la actividad diapiórica del Triás. La localización de estas irregularidades, bien controladas en las variaciones de facies: de calcisphaerúlidos a detríticas con Orbitolinas o a otras predominantemente margosas, ocuparían la región al E. del Vinalopó de la Hoja de Elda.

Más al E., en el dominio de la Hoja de Alicante, existiría una homogeneización en el medio: cuenca única subsidente, de un dominio de plataforma externa afectado en su terminación oriental por una zona inestable de altos fondos, cuya actividad principal se realizaría en la región comprendida entre Busot y el Cabezón de Oro (Hoja de Villajoyosa), donde criterios obtenidos de variabilidad de facies, espesor y morfología en la concha de los Ammonites (LILLO, 1973) nos han evidenciado una clara variación en los dominios sedimentarios a E. y O. de esta zona; facies urgonianas al E. y de mayor profundidad y lejanía de costa al O.

Una disposición muy similar se establecería en el Cenomaniense, con la diferenciación paleogeográfica de una zona de facies dolomíticas en un medio muy somero inter-supramareal, cuyo límite lo estableceríamos según la alineación Argueña-Fontanella (Hoja de Castalla), a partir de la cual (ha-

cia el SE.) se produciría una diferenciación, a un medio inframareal de alta energía representado en la isópica de calcarenitas con Orbitolinas.

En la alineación Cid-Maigmo (Hoja de Elda) se establecería una zona de transición de las facies de plataforma a borde de talud o un aumento de la pendiente en el medio, que nos explicaría los fenómenos de slump tan generalizado en esta región.

A partir de esta alineación se desarrollaría el Cenomaniense en facies de margas y calizas de Pithonellas dibujando una amplia plataforma abierta a zonas más alejadas de la línea de costa, representando en las isópicas margosas de la Hoja de Alicante y sur de la de Elda la ubicación de las zonas de mayor alejamiento de la línea de costa y máxima profundidad.

Las condiciones paleogeográficas en el Senoniense quedarían establecidas según las directrices consideradas en los apartados anteriores, de un tránsito progresivo a facies más profundas en dirección NE. a SE., con las excepciones que impondrían los altos fondos instaurados en la región inestable de la Hoja de Elda.

En el Senoniense Inferior las líneas paleogeográficas quedarían establecidas:

- Al norte de la alineación Salinas-Mariola, la isópica de facies de micritas con «Cailloux noirs» y pequeños foraminíferos bentónicos de un dominio supra-intermareal.
- Existencia de un umbral que abarca hasta el Campaniense según la alineación Salinas-Villena y a partir del cual se diferencian las isópicas de las facies calizas con Globotruncanas según el límite Cid-Maigmo, para empezar a instaurarse un dominio de plataforma subsidente y en transición a zonas de talud donde se produciría la sedimentación margosa con Globotruncanas.

La existencia de este umbral, demostrado por AZEMA en regiones más al O., aquí sólo se puede intuir debido a que la dolomitización no ha dejado restos de microfauna visible hasta el Campaniense.

Criterios para pensar en la existencia de este umbral los avalamos a la luz de los datos obtenidos de la serie realizada: materiales dolomíticos y calizo-dolomíticos con estructuras mud-cracks, algal mats, bird-eyes..., que nos situarían en un medio supramareal con emersiones continuadas.

En el Campaniense-Maastrichtiense la regresión senoniense ha trasladado la línea de costa a la región de Caudete, a partir de la cual se localizarían:

- Un dominio supramareal, restringido al N. de la alineación Salinas-Villena.
- Una amplia plataforma subsidente, en un medio de baja energía re-

ceptora de la sedimentación carbonatada con Globotruncanas que ocupan la región de Elda-Alicante.

- Unas zonas aisladas de sedimentos neríticos en facies de esparitas con Orbitoides, Siderolites... (Sierra de la Argueña), que reflejan la existencia de altos fondos en la zona inestable del Cid-Agost como consecuencia de la actividad diapírica del Trias en este momento.

Las facies detríticas, calizas arenosas, micritas con cantos, quedarían restringidas al extremo septentrional (sierra de la Solana, sierra de la Villa), como consecuencia de los aportes en dirección NO. del macizo de Cullera.

3.2 EVOLUCION DURANTE EL TERCIARIO

Como partida diremos que, en normas generales, se impone una nota importante. Se observa que las líneas isópicas son sensiblemente paralelas a la de los ejes estructurales. Esto nos habla en favor de la hipótesis según la cual el frente subbético se establece a nivel de fuertes gradientes de isópicas. Es necesario recordar también, a este respecto, que cuando las estructuras anticlinales y fallas se deben a efectos de compresión existe aproximación entre líneas isópicas a veces bastante fuertes. Es, pues, peligroso aducir hipótesis paleogeográficas antes de haber comprendido la geometría de los pliegues.

A partir de estas primeras premisas creemos interesante realizar nuestras observaciones en el espacio, desplazándonos a través de una línea perpendicular a la dirección principal de las estructuras.

En las zonas situadas más hacia el NO., y sin discontinuidad aparente sobre las capas del Senoniense, se depositan los materiales paleocenos. Sus características son varias. Por un lado, persiste el carácter regresivo que se inicia en el Prebético oriental durante el Senoniense Superior. Por otro lado, la geometría de la cuenca ya está fuertemente estructurada en una serie de umbrales y surcos, sobre todo debido a abombamientos producidos por subidas diapíricas. Los afloramientos paleocenos se encuentran preferentemente en zonas deprimidas o surcos preestructurados; esto obedece a dos causas: o bien fueron erosionados sus depósitos en las zonas altas en la transgresión miocena, o bien no se depositaron en los altos fondos. En apoyo de esta última idea está la coloración roja intensa, el carácter detrítico-arcilloso y la fauna salobre con Ostrácodos, Miliólidos, etc., que adquieren algunos terrenos situados sobre el Senoniense y debajo de las capas eocenas. Ejemplo de esto lo podemos ver en la Hoja de Castalla, en la serie de El Carrascal.

Si nos desplazamos poco a poco hacia el SE. los sedimentos adquieren cada vez más fauna pelágica, abandonan la coloración rojiza y se hacen

margosos, para pasar, en las proximidades de Agost, a unas características flyschoides.

El Eoceno, que viene a depositarse en concordancia con las capas anteriores, aparece con características similares, si bien con una sedimentación mucho más potente, debido a una subsidencia de la cuenca. Este espesor queda reducido grandemente en las proximidades de algunos umbrales, como ocurre en las cercanías del diapiro de la Rabosa.

Una nueva facies aparece, y con ella gran cantidad de fauna nerítica (Discocyclinas, Nummulites, Equinodermos, Políperos).

El dominio de ésta queda restringido a la parte del NO., persistiendo en la parte SE. las facies flysch, ahora mucho más expresivas, con gran cantidad de niveles turbidíticos, figuras sedimentarias de flujo y aun intercalaciones de delgados bancos prácticamente contruidos por Nummulites y que muy bien pudieron ser arrastrados dentro de los tramos de turbiditas.

Durante el Oligoceno se acentúa de forma considerable el carácter regresivo, y así nos aparecen en la Hoja de Castalla depósitos continentales. Muy próximos a ellos tenemos también depósitos marinos de carácter pararecifal, en gruesos bancos. Por tanto, podemos decir que, en su continua regresión, la línea de costa se ve relegada en algunos momentos a las proximidades de Onil. Al SE., y sobre el dominio flyschoides antes mencionado, el Oligoceno se sedimenta sin interrupción y con una asombrosa identidad de facies.

Hasta aquí podríamos resumir para el Terciario: la geometría de la cuenca no varía sensiblemente de la del Cretácico Superior. El alto de Mariola para el área alicantina nos definiría «grosso-modo» el litoral de la paleogeografía terciaria hasta ahora expuesta y sólo será franqueado durante el Eoceno Medio. El carácter regresivo del Cretácico Superior persiste y alcanza su mayor significación en el Oligoceno. Una vez ubicado dentro del área de sedimentación marina podemos distinguir dos dominios: un dominio de plataforma, que recorre el borde N. y NO. de la cuenca, y otro, de facies flyschoides, que corresponde a una batimetría más profunda y que lo hemos recogido en la Hoja de Alicante bajo la denominación de «Surco flysch». Es aquí donde adquiere su mayor expresividad, llegando a una potencia asombrosa, sobre todo en comparación con el resto de estas facies en otros lugares; sin embargo, su potencia es difícil de evaluar, debido al intenso plegamiento a que están sometidos sus materiales. Aflojamientos aun de tipo flyschoides llegamos a tenerlos en el Collado de Novelda, próximo a esta localidad. Más al O. existen ya interdigitaciones de facies más externas.

Esta diferenciación de facies, más o menos internas dentro de la cuenca bética s. l., reportaría este «Surco flysch» en una zona paleogeográficamente intermedia entre el Prebético y el Subbético. M. DURAND DELGA

interpreta este dominio flyschoides como alóctono y que cabalga los dominios de Benitachel-Alcoy.

Resumiendo podríamos decir que durante el Paleoceno-Eoceno-Oligoceno la geometría de la cuenca no varía sensiblemente de la del Cretácico Superior. La flexura al S. de Mariola, para el área alicantina, nos definiría el litoral, que sólo sería franqueado durante el Eoceno Medio. Una vez ubicados dentro del área de sedimentación marina podemos distinguir dos dominios. Un dominio de plataforma, que recorrería el borde NO. de la zona, y otro, de facies flyschoides, que corresponde a una batimetría más profunda y que le hemos denominado «Surco Flysch». Sus afloramientos típicos más occidentales los hemos encontrado en el Collado de Novelda, próximo a esta localidad.

Capítulo aparte merece la evolución paleogeográfica del Mioceno, que supone un verdadero cambio en la geometría y características de la cuenca.

En efecto, en las postrimerías del Oligoceno y comienzos del Mioceno, una brutal transgresión supera todos los depósitos terciarios antes mencionados, rebasando ampliamente sus líneas costeras. Se desarrolla en la base un tramo de calcarenitas bioclásticas pararecificales de facies muy típica y que se ha llamado «Caliza de Algas y Amphisteginas». Aquí volveremos a recordar que en tramos superiores a esta formación vuelven a desarrollarse las mismas facies, pero de más joven edad.

El paso Oligoceno-Mioceno se hace normalmente en estas facies y es difícil de determinar. En la zona SE. siguen persistiendo las facies flysch, en las que es normal encontrar gran cantidad de fauna resedimentada; todo esto impide una vez más trazar un límite preciso entre el Oligoceno y Mioceno.

Entre los dominios del flysch y los niveles pararecificales se observan unas margas amarillas a veces cubiertas por nuevas transgresiones. Estas margas constituyen un dominio netamente pelágico, que regionalmente abarca al menos desde el sur de la Hoja de Elda hasta la Hoja de Onteniente, inclusive. Estos depósitos pelágicos llegan en la Hoja de Elda hasta el Langhiense Superior.

En el Maigmo se notan unas facies más detríticas e incluso varias intercalaciones de calizas pararecificales desde el Burdigaliense al Langhiense. Esto nos induce a pensar en el funcionamiento de un alto fondo ubicado precisamente en sus proximidades. Este abombamiento, por otro lado, no resulta extraño, ya que precisamente el diapir de La Rabosa ha venido cumpliendo esta función ininterrumpidamente desde el Albiense Superior al menos. Los materiales terciarios que formaron el «cap-rock» de este diapir posiblemente desaparecieron más tarde, a la vez que empujes tangenciales nos han desplazado quizá este alto fondo diapírico de la Rabosa, dando la falsa impresión de que éste se hubiera desplazado.

Después del Langhiense, una nueva transgresión viene a superponerse

sobre los depósitos anteriores. El movimiento diapírico se reactiva de nuevo y gran cantidad de materiales detríticos, que llegan a adquirir grandes proporciones de sus elementos, van llegando a la cuenca.

Pero este fenómeno no parece sincrónico, sino que se desplaza tanto en el espacio, de S. a N., como en el tiempo, al menos desde el Serravalliense hasta el Tortoniense, y aun es posible que, en zonas más meridionales, sea de edad más antigua. En la Hoja de Elche sus autores dan al emplazamiento de las unidades subbéticas una edad Burdigaliense.

Lógicamente estas sucesivas transgresiones y la alta energía de los depósitos han de suponer un hito importante en la historia de la cuenca. En la Hoja que nos ocupa es aquí donde parece percibirse el diastrofismo más elevado, debido a movimientos Alpínicos tardíos.

Durante el Tortoniense una relativa época de estabilidad parece reinar en la cuenca, aunque continúa la subsidencia. Se depositan de nuevo gran cantidad de sedimentos pelágicos (segundo tap) y después de un corto período vuelven nuevos movimientos finí-miocenos a variar las condiciones de la cuenca.

En el dominio regional existe una ruptura de la sedimentación durante el tránsito Mioceno-Plioceno. En la Hoja de Elda no tenemos indicios que nos permitan confirmarlo; sin embargo, existen algunas observaciones interesantes.

Por un lado, la existencia de Plioceno marino de facies no muy profundas, pues sus afloramientos presentan facies bastante arenosas con estratificaciones entrecruzadas; sin embargo, la fauna recogida nos indica que nos encontramos en el Plioceno Medio.

Por otro lado, la profusión de niveles continentales en el Tortoniense y su culminación por niveles de calizas lacustres nos indica una retirada del mar a finales del Mioceno, que dejaría quizá un contorno caprichoso a sus costas, fuertemente influenciado por los umbrales diapíricos.

Al final del Plioceno la retirada del mar es total y se instala un medio netamente continental, del que nos habla la «costra de Sucina» con sus li-mos rosas y costra calcárea superior. El ambiente se hace cálido y húmedo, y así da paso al Cuaternario, en el que siguen posiblemente actuando los diapíros y una neotectónica afecta sobre todo a los depósitos más jóvenes.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

La extracción de materias primas del suelo de la región no es precisamente la producción más importante de la zona. Muy al contrario, presenta un panorama más bien modesto. Por otra parte, las industrias que se dedican a estos menesteres no revisten tampoco características importantes.

Sin embargo, dentro de la especialización industrial que caracterizan a los pueblos alicantinos, son de destacar algunos núcleos de explotación.

4.1 MINERÍA Y CANTERAS

Dada la naturaleza de los materiales de la región, sólo se utiliza la explotación de algunas canteras.

En la zona de Agost se centra un núcleo de producción de ladrillos y cerámica y explotan algunas canteras de margas de las proximidades, tanto en el Eoceno de Els Terrers, como en las margas del Albiense de las proximidades del Palomaret. También se utilizan para estas explotaciones las arcillas del Keuper de las cercanías. En las zonas yesíferas se ven pequeñas canteras para su explotación.

Otro polo de explotación se sitúa entre Aspe y La Romana, en la sierra de la Horna, donde se explotan los minerales pararrecifales terciarios para la producción de mármoles, en la que están especializadas las ciudades de Novelda y Monforte del Cid.

Después de estos núcleos sólo quedan pequeñas excavaciones en algunas ramblas dedicadas a la obtención de arcilla.

4.2 HIDROGEOLOGÍA

Las características tectónicas de la zona y la naturaleza de la mayoría de los materiales no permiten una determinación clara de acuíferos, niveles regionales, etc.

La demanda en la zona viene determinada por dos grandes sectores. En primer lugar, la importante concentración demográfica en las costas alicantinas, sobre todo durante el verano, que influye de forma decisiva sobre la demanda global. Por otro lado, la bondad del clima en la zona permite la explotación de cultivos prematuros, siempre que se tenga el agua necesaria para ello, pues la máxima rentabilidad por el momento se da en los cultivos de regadío.

A esta demanda, que ya se ha desbordado, hay que añadir la baja pluviometría de la zona, así como la escasez de ríos, que hacen que la hidrogeología tenga un cometido bastante importante.

Se han hecho bastantes intentos en la búsqueda de agua; sin embargo, la complicación estructural da al traste con la mayoría de ellos.

Como polo importante de alumbramiento de aguas está la Serreta Larga, situada en las estribaciones meridionales de la Sierra del Cid.

5 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J. (1965).—«Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d'Alicante». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. CCLX, pp. 4020-4023.
- (1966).—«Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)». *Bull. Soc. Geol. France*, 7.^e ser., t. VIII, pp. 80-86.
- AZEMA, J.; DEVRIES, A.; MAGNE, J. (1969).—«Observations sur les formations oligocènes supérieures à échinodermes des Sierras du Horna et du Monteagudo (Prov. d'Alicante-Espagne)». *B. S. G. France*, t. XI, pp. 45-48.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; PAQUET, J. (1970).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination». *Cuad. Geol. Ibér.*, 2, pp. 91-110.
- AZEMA, J. (1970).—«Nouvelles données sur le Jurassique des environs d'Alicante-Espagne (Sierra Mediana)». *C. R. Somm. Séanc. S. G. F.*, pp. 296-297.
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E.; RANGHEARD, Y. (1974).—«Rapport stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la chaîne ibérique, les cordillères bétiques et les Balears». *Bull. S. Géol. Fr.*, 7, pp. 140-159.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E. (1975).—«Le crétacé dans la partie orientale des zones externes des cordillères bétiques. Essai de coordination. 1^{er} Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp (1973)». *Publicaciones Enadimsa*.
- CHAMPETIER, Y. (1972).—«Le Prébétique et l'ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante». *Thèse Univers. Nancy*.
- CREMADES, J. (1975).—«Estudio geológico de una zona al NO. de la ciudad de Alicante (Zone Prebética)». *Tesis Licenciatura Univ. Granada*.
- CUENCA PAYA, A. (1971).—«El Cuaternario del Valle de Elda». *I. Est. Alicantinos*, núm. 6, pp. 23-41.
- (1972).—«Datos para el estudio de la tectónica reciente del sur de Alicante». *I. Est. Alicantinos*, núm. 8, pp. 22-23.
- CUENCA PAYA, A.; WALKER, J. (1973).—«Comentarios sobre el Cuaternario continental en el centro y sur de la provincia de Alicante (España)». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, núm. 2, pp. 15-38.
- DUMAS, M. B. (1966).—«Les glacis, formes de convergence». *B. A. G. F.*, núms. 344, 345; pp. 34-37.

- (1966).—«Glacis et croûtes calcaires dans le Levant espagnol». *B.A.G.F.*, pp. 553-561.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1914).—«Noticia acerca del yacimiento fosilífero del Triásico Superior de las Espejeras, en el término de Agost (Alicante)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, pp. 96-100.
- LECLERC, J. (1971).—«Etude géologique du massif du Maigmó et de ses abords». *Tesis de 3^{er} ciclo de Géologie Structurale*, pp. 1-128.
- LILLO BEVIA, J. (1973).—«Contribución al conocimiento geológico de las Sierras de Fontcalent y Mediana (Alicante)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, núm. 71, pp. 307-339.
- MONTENAT, G. (1971).—«Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant espagnol (Murcie-Alicante)». *Bol. Geol. Min.*, t. XXXII, pp. 52-58.
- (1973).—«Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol». *Thèse Paris-Orsay*.
- POLVECHE, J. (1962).—«Les extrusions de la région de Busot et le problème de la limite entre Prébétique et Subbétique dans la région d'Alicante». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, t. V, núm. 2, pp. 203-210.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

14307