



IGME

893
28-35

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ELCHE

Segunda serie - Primera edición



843 HELIÓN 25-33	844 OMUR 26-33	845 PELCA 27-33	846 CASTALLA 28-33	847 VILAJOVOSA 29-33	848 ESTE 30-33
868 ISO 25-34	869 JUMILLA 26-34	870 PUNOZO 27-34	871 LEDA 28-34	872 ALARCÓN 29-34	
890 CALATUBIA 25-35	891 CIZA 26-35	892 FORTUNA 27-35		894 ALBAL 29-35	
911 CEREGÓN 25-36	912 MOLLA 26-36	913 ORIHUELA 27-36	914 GUARDAMAR 28-36		
932 - 109 25-37	933 ALCANTARILLA 26-37	934 MURCIA 27-37	935 TORREBLA 28-37		

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ELCHE

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, con Normas, Dirección y Supervisión del IGME.

Memoria: D. Roberto Pignatelli.

Cartografía: D. Roberto Pignatelli, D. José Espejo y D. Antonio Crespo, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Sedimentología y Micropaleontología: Departamento de Sedimentología y Micropaleontología de E.N.A.D.I.N.S.A.

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.

Depósito Legal: M - 20.093 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PREAMBULO

Cuatro conjuntos, de características estructurales y estratigráficas diferentes, componen el mosaico geológico de la Hoja:

- Prebético de Alicante, que constituye el substrato sobre el que se asientan las demás formaciones.
- Subbético alóctono, correspondiente al extremo oriental de un gran manto de corrimiento, superpuesto al substrato prebético.
- Manto de Estación de Albatera, cuya representación en la Hoja de Elche es minúscula (aproximadamente una hectárea).
- Sedimentos post-manto, depositados en ambiente predominantemente marino, salvo algún corto episodio continental en el Tortoniense Superior y gran parte del Cuaternario.

El Prebético, representado en la Hoja por Cretácico Medio-Superior y Eoceno, en facies predominantemente neríticas, y el Subbético, esencialmente pelágico, corresponden (AZEMA, 1966) a un vasto dominio paleogeográficamente continuo, separados por una zona particular, de facies intermedias. En la actualidad, el conjunto subbético se halla cabalgando sobre el Prebético en esta zona y aflorando en una faja de unos 15 a 20 km. de anchura.

1.2 PREBETICO DE ALICANTE

En la Hoja de Elche está representado por margas, calizas margosas y margas arenosas, en las que se han distinguido: Eoceno Inferior y Medio, Senoniente, Cretácico Superior (s. l.) y Albiense Superior.

Algo más al N., a unos 5 km. de la Hoja, en la Sierra de Fontcalent, en el seno de una potente serie margosa, pero rica en episodios detriticos, se han encontrado las diversas etapas del Neocomiense, Barremiense, Aptense y Albiense.

Esta formación margosa con intercalaciones de calizas y calizas arenosas es la que constituye la mayor parte del Prebético que aparece en la Hoja de Elche, y en la que únicamente hemos reconocido Albiense Superior, Cenomanense, e incluso Senoniente (s. l.) probablemente los términos más inferiores, ya que el Senoniente que distinguimos en la cartografía, de tipo pelágico, representado por calizas margosas y margas, de colores blanquecinos, corresponde en general al Campaniense-Maestrichtiense, si bien debe quedar incluida parte del Coniaciense, al menos su tramo superior.

1.2.1 ALBIENSE SUPERIOR (C₁)

Su presencia sólo ha podido señalarse con certeza al N. de la Sierra de Borbuñol, unos 4 km. al O. de Alicante, donde la microfauna estudiada y la posición estratigráfica del conjunto, margas gris verdosas, permiten asignarlas a este subpiso.

Hacia el S. y E. se halla recubierto en clara discordancia angular por los sedimentos areniscosos del Tortoniense Superior, y hacia el N. se halla tapado por formaciones cuaternarias, con lo que su afloramiento se reduce a una estrecha franja.

1.2.2 CRETACICO SUPERIOR (s. l.) (C₁₆₋₂₆³)

Encima del tramo anterior, y limitando con él por el O., se distingue una potente formación de margas de color pardo claro, con algunas intercalaciones de calizas, donde se hacen visibles los repliegues y fracturas que afectan al conjunto Prebético en este sector. Sus límites cronológicos tienen cierta ambigüedad, y no están bien definidos, ya que parece comenzar todavía dentro del Albiense Superior e incluir parte del Senoniente, si bien su cartografía sobre el terreno no presenta dificultades mayores.

También hemos incluido en este tramo, tanto por su posición estratigráfica (debajo de formaciones senonientes bien definidas) como por su datación micropaleontológica, las margas cretácicas que aparecen en el

Valle del Vinalopó, las de La Borisa y las del valle situado al E. del Puntal de Matamoros, a pesar de que su litología no coincide totalmente: son margas, a veces algo arenosas, y en las que no apreciamos la existencia de niveles calcáreos.

Donde su afloramiento alcanza mayor extensión, y puede realizarse un estudio estratigráfico de más calidad es en el área descrita primeramente: al N. de Sierra Gorda. Por el N., ya fuera de la Hoja, limita con formaciones inferiores, hasta la citada Sierra de Fontcalent, donde los trabajos de R. NIKLES (1890), y R. BUSNARDO y M. DURAND DELGA (1960) han mostrado la existencia de los términos del Cretácico Inferior, así como los del Jurásico. Por el S. y el O. se halla cubierto por el Tortoniano Superior discordante; por el Senoniano margocalcáreo, en perfecta concordancia; por el Burdigaliense Superior areníscoso y margoso, discordante, pero buzando unos 35 grados al S., y por un Tortoniano Superior areníscoso, discordante, horizontal, que se halla en las cumbres de unas pequeñas «mesas» morfológicas, restos testigos de una fuerte erosión postmiocénica.

El afloramiento del Valle del Vinalopó, constituido esencialmente por margas grisáceas claras, ha sido incluido en este tramo, ya que el estudio micropaleontológico de las muestras recogidas dio como edad unas veces Albiense Superior y otras Senoniano, y no fue posible hacer una separación cartográfica de tramos diferentes, dada la aparente uniformidad del conjunto margoso. Limita por el N., en contacto mecánico, con una gran mancha de Trías Subbético, y en el resto de su periferia se halla el Burdigaliense Superior-Tortoniano Inferior discordante y plegado.

El Cretácico Superior (s. l.) de La Borisa está también constituido predominantemente por margas y margas arenosas. Por el N. se halla infrapuesto en concordancia al Senoniano margocalizo; por el O. limita con una faja de Trías en contacto mecánico, del conjunto subbético, y por el S. está cubierto por el Tortoniano Superior areníscoso discordante.

En el valle situado al E. del Puntal de Matamoros también aparecen margas arenosas, de colores claros, casi blanquecinas, cuyo estudio microscópico ha permitido datarlas como Albiense Superior. Las hemos atribuido al tramo que describimos por hallarse en relación con Senoniano bien datado, a pesar de que la zona está muy trastornada tectónicamente. Salvo su contacto con el Senoniano, por su borde SE., en su periferia encontramos elementos del Subbético siempre en contacto mecánico con esta formación.

1.2.3 SENONIENSE (C_{23-26})

Su facies es más profunda que la de los tramos anteriores. Según AZEMA (1966) es pelágica, lo cual hemos podido comprobar tras el estudio microscópico de las muestras.

Este piso comprensivo está representado en la Hoja por un conjunto margocalizo y margoso de color blanquecino, que destaca notablemente en el terreno. En el techo, especialmente en el contacto con el Terciario Inferior suprayacente, al O. de El Cantalar y La Cochera, aparecen unas calizas margosas de color blanco y rojo, bien estratificadas, de edad Campaniense-Maestrichtiense, que hacia el O. se reduce notablemente de potencia, hasta pasar casi desapercibida.

El Senoniense cartografiado incluye rocas datadas como Coniaciense, Campaniense y Maestrichtiense Inferior y Medio.

El afloramiento más occidental de Senoniense es una loma de orientación NE-SE., situada al S. del Puntal de Matamoros, constituida por calizas micríticas blancas predominantemente, y calizas margosas y algo de marga, también blancas, donde se han determinado: *Globotruncana lapparenti*, *Gl. aff. arca*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Globotruncana aff. renzi*, *Gl. aff. angusticarinata*, *Praeglobotruncana sp.*, etc. Por su parte oriental limita con el Mioceno Superior organodetrítico, Tortoniano Inferior, si bien en parte este contacto es mecánico. Por el N. se halla en contacto con el Cretácico Superior-Prebético, y en el resto de su periferia se encuentran las formaciones subbéticas, en este caso representadas principalmente por el Trías de margas abigarradas yesíferas. En esta zona el Prebético aparece como un umbral en la superficie cabalgada por el manto Subbético.

Algo al NE., entre La Borisa y el meridiano de Aspe, aflora también el Senoniense, donde se observa una serie bastante completa. En los niveles inferiores abundan más las margas blanquecinas, con numerosas intercalaciones calcáreas, y en el techo se definen unos niveles rojizos, de calizas margosas, con *Heterohelix globulosa*, *Globotruncana conica*, *Gl. lapparenti*, *Gl. bulloides*, etc., del Campaniense-Maestrichtiense. Limita por el N. con margas arenosas del Terciario Inferior, y por el S. con el Cretácico Superior y el Tortoniano Superior discordante.

Al N. de este afloramiento, próximo a la carretera de Aspe a Elche, e incluso atravesado por ésta, aparece también el Senoniense, representado principalmente por margas, con alguna caliza intercalada, limitado en gran parte por el Tortoniano Superior discordante, replegado, y afectado por removilización diapírica del Trías del Valle del Vinalopó.

También han sido datadas como Senoniense las margas y calizas situadas al N. de Sierra Gorda, afectadas por repliegues, y por el corrimiento de Trías Subbético.

1.2.4 TERCIARIO INFERIOR (T_{1-2}^{A-Ab})

No parece existir discordancia entre el Maestrichtiense y el Terciario Inferior en su contacto, al O. de El Cantalar y La Cochera. Sin embargo, no hemos hallado pruebas de la existencia de Paleoceno, aunque no puede

descartarse. Unos 10 ó 12 km. más al N. en la Sierra de Monteagudo, AZEMA (1969) lo describe como margas varioladas, gris verdosas a rosa-rojizo, con una abundante fauna de Globorotalias y Globigerinas.

El Terciario Inferior está representado por margas predominantemente, con algunos niveles de areniscas calcáreas y calizas blanquecinas hacia el techo de la formación, donde las muestras recogidas han proporcionado faunas de edad Eoceno Inferior y Medio.

Faltan términos superiores, especialmente el Oligoceno, del que no tenemos ninguna prueba; sin embargo, por comparación con las series descritas por AZEMA de las Sierras de Horna, inmediatamente al N. de la Hoja y de Monteagudo, creemos que las calizas que coronan el cerrete de cota 349 m. situado al SE. de Uchell-Nia, así como otros pequeños bloques dispersos en los afloramientos trastornados tectónicamente del Eoceno, pudieran corresponder al Priaboniense basal.

El Eoceno Prebético aparece en la Hoja de Elche sólo entre las carreteras de Aspe a Crevillente y de Aspe a Elche, en la proximidad de Uchell-Nia, extendiéndose hasta el Tolomó por el O., donde está cabalgado por el Subbético. Por el S., E. y N. yace sobre el Senoniense, formando una amplia y suave estructura sinclinal, deformada y fracturada.

Por su extremo SE. se halla debajo del Mioceno discordante, y por el NO. lo recubre el Cuaternario de la cuenca de La Ofra-Aspe.

También aparece el Eoceno en diversos puntos, disperso, asociado a los contactos mecánicos del Keuper, distorsionados cerca, al E. y N. del afloramiento descrito, y algo al NO. de Sierra Gorda.

1.3 SUBBETICO ALOCTONO

Aparece en la Hoja solamente en la parte noroccidental, reposando sobre el substrato prebético, y recubierto por las formaciones miocenas cuya datación proporciona datos sobre la edad de emplazamiento de este conjunto alóctono en la zona.

En el extremo NO. está representado por margas triásicas, calizas y dolomías mesozoicas que constituyen los fuertes relieves de la Sierra de Crevillente. El Trías, que también aparece en otras manchas dispersas, más al E., como en el Valle del Vinalopó y al NO. de Sierra Gorda, y en el seno de esta misma, suele constituir la capa lubricante sobre la que resbala el gran conjunto de rocas carbonatadas de Jurásico y Cretácico, pero en muchos casos se halla laminado entre este conjunto competente y los relieves prebéticos, que actuaron como umbrales locales.

Corresponde a parte de un vasto conjunto que, al S. de una línea Cieza-Elda, constituye la casi totalidad de los relieves importantes de la región (AZEMA, 1969).

Los sedimentos del complejo subbético que encontramos pertenecen a una serie que va desde el Triásico, posiblemente Inferior, hasta el Neocomiense. Sin embargo, este conjunto se halla fracturado, replegado y distorsionado hasta el punto de que en ningún caso es posible estudiar una serie continua, por lo que ignoramos datos concretos sobre potencias y relaciones estratigráficas exactas en muchos casos.

1.3.1 TRIASICO

Aflora en bastantes sitios en la Hoja, como restos del gran corrimiento subbético. Al E. del meridiano de Aspe lo encontramos solo, aislado de otras formaciones subbéticas, reposando sobre el substrato prebético, yaciendo bajo las formaciones miocenas discordantes, o bien penetrando diafíricamente a estas últimas.

Al O. de dicho meridiano aparece asociado a las formaciones Jurásicas y Neocomienses del Subbético, a las que ayudó en su deslizamiento hacia el N., sirviendo de capa lubricante.

Sin embargo, su presencia no puede acreditarse siempre bajo las formaciones jurásicas, las cuales en muchos casos reposan directamente sobre el Prebético, por laminación del Triásico, generalmente a favor de umbras del substrato; como se ha visto que ocurre, gracias a sondeos efectuados en la zona de La Ofra, unos 4 km. al NE. de Hondón de Las Nieves, donde bajo los derrubios cuaternarios y posiblemente de un Mioceno detritico se encontró el Eoceno. También en los sondeos realizados en la vecina Hoja de Fortuna, situada al O., puede apreciarse la ausencia de Trías, ya que se tocó el Eoceno, inmediatamente debajo del Jurásico.

La facies del Triásico parece corresponder a grandes rasgos, por lo menos en sus tramos medio y superior, a la germánica. Su estratigrafía, sin embargo, no es fácil de determinar con detalle, ya que todos los términos se encuentran removidos y trastornados.

La mancha triásica que parece contener más elementos de la serie es la del Valle del Vinalopó, donde se ha visto una secuencia de areniscas con mica, de color gris y rojo, y margas abigarradas, con bancos y yeso. Este conjunto ha sido atribuido por MESEGÜER PARDO (1953) en la Memoria de la Hoja de Elche, al horizonte más alto del Buntsandstein.

Encima se ve un potente paquete de calizas y dolomías muy oscuras, casi negras, cuyo estudio microscópico ha permitido observar Moluscos y Frondiculares primitivas, lo que, unido a su posición estratigráfica, permite asignarlas al Muschelkalk (TG_2).

Estas calizas tienen encima margas abigarradas con yeso, que sin duda corresponden al Keuper, en cuyo seno aparecen dispersas masas de dimensiones variables, y cuya relación con el Keuper no está clara, de dolomías grises, muy cuarteadas, que atribuimos al Retiense (T_A_{33}). Estas dol-

más a veces están en perfecta concordancia con paquetes de yeso, lo que nos parece confirmar la datación.

Esto es visible sobre todo al S. de la Sierra de Crevillente.

El espesor de la serie, desde luego no ha podido determinarse, pero estimamos, siguiendo la opinión de MESEGUER PARDO, que debe ser bastante superior a los 300 m.

Dado que no podemos separar los sedimentos de edad posiblemente Buntsandstein de los que sin duda pertenecen al Keuper, por su semejanza litológica y carencia de criterio alguno para diferenciarlos, así como la dispersa aparición de los afloramientos de Muschelkalk, debido al extremo trastorno que presenta el conjunto triásico, hemos preferido simplemente cartografiar como Triásico (s.l.) (T_G) las formaciones de yesos, margas y areniscas, y sólo separar el Muschelkalk y las dolomías retienses, que están bien caracterizados.

1.3.2 JURASICO

Si bien no existe una serie continua que permita hacer mediciones de potencias, ni fijar límites cronológicos precisos entre los diversos paquetes de rocas carbonatadas que constituyen la Sierra de Crevillente y las de Ors y La Ofra, situadas al E. de Hondón de las Nieves, se han datado con gran detalle muchos pisos por los diversos autores que han visitado la zona.

FALLOT (1946), por ejemplo, distingue en la Sierra de Crevillente un tramo Retiense-Sinemuriense, de dolomía gris; un Lotharingiense-Pliensbachíense, de caliza compacta en gruesos bancos; un Domeriense, de caliza algo glauconítica con cefalópodos y braquíópodos; un Toaciense-Aalenense, de margocalizas y calizas arcillosas en bancos regulares, pasando al Dogger; también señala la presencia de todos los pisos del Dogger y del Malm, señalando en muchos casos potencias parciales, y citando abundante fauna, principalmente de cefalópodos.

A grandes rasgos, desde luego, pueden separarse las tres series: Liásico, Dogger y Malm.

El Liásico viene representado por calizas en gruesos bancos, de aspecto masivo, de colores predominantemente claros: beige y blanquecinas, generalmente microcristalinas o micríticas. Su espesor puede calcularse del orden de 150 m. o superior (J_{1-2}).

El límite inferior del Dogger se define bastante bien en el flanco N. de la Sierra de Crevillente, y en las de la Ofra y Ors, por un nivel de margas amarillentas, de unos 2 a 3 m. de potencia, con Belemnites y Crinoides, de edad Aalenense. Sigue una serie de calizas micríticas en estratos de 10 a 15 cm. de espesor, con juntas margosas (unos 30 m.). Encima aparecen unos 60 m. de micritas bien estratificadas, en bancos de 8 a 10 cm.,

con nódulos de sílex, muy abundantes y gruesos. A veces se definen paquetes calcáreos más gruesos, del orden de los 8 a 10 m., y detríticos, auténticas calcarenitas, que lateralmente desaparecen (J₂).

Esta serie Dogger puede alcanzar más potencia, pero no es posible determinarla con precisión, por no encontrarla nunca comprendida entre su techo y su muro.

En la vertiente S. de la Sierra de Crevillente no está bien definida, y encontramos tan sólo calizas de colores claros, compactas, confundibles con las liásicas, por lo que en la cartografía no hemos intentado siquiera separar las dos series.

El Malm se extiende sobre todo en el extremo NE. de la Sierra de Crevillente, y en su flanco meridional. Esta constituido por unos 90 m. de calizas margosas y margas, de colores amarillentos, grises y rojos, sobre todo hacia el techo, donde se define un Titónico, muy rico en Ammonites, de margas calcáreas rojizas, nodulosas (J₃).

1.3.3 CRETACICO

El Cretácico Subbético está representado por el Neocomiense (C₁₁₋₁₃), que aparece en pequeños retazos junto a contactos mecánicos; el Albienense (C₁₆), formado por calizas margosas, y el Senoniense (C₂₃₋₂₆), igualmente en contacto mecánico con el Trías y constituidos por calizas margosas.

El Neocomiense está formado por calizas margosas blanquecinas, con margas blancas intercaladas. Cerca de Hondón de las Nieves hemos encontrado: *Pygope diphyoides*, *Duvalialata*, *Lytoceras juilleti*, etc., del Neocomiense probablemente Inferior.

1.3.4 TERCIARIO

Está representado por un Aquitaniense-Burdigaliense (T₁₁₋₁₂^{Ba-Ba}), formado por calizas arenosas discordante sobre los Cretácicos y Jurásicos, al N. de la Sierra de Crevillente.

1.4 MANTO DE LA ESTACION DE ALBATERA

Las relaciones del Subbético con las zonas internas béticas que afloran en las Sierras de Callosa de Segura y Orihuela (AZEMA, 1969), situadas unos 10 km. al S. de Fortuna, de las que en parte integrante el llamado por MESEGUER PARDO Cabezo del Ojal de Albatera, no son visibles, consecuencia de la presencia en la cuenca de Fortuna de depósitos miocenos post-manto y cuaternarios muy potentes.

La escasa representación en la Hoja de Elche de este manto (aproximadamente una hectárea) no permite sino identificar la litología del afloramiento y compararla con la de las serrezuelas citadas de Callosa de Segura.

Se trata de rocas carbonatadas, de bajo metamorfismo: calizas masivas, blancas, rojizas y rosadas, muy brechificadas, que atribuimos al Trías Superior y quizás al Jurásico Inferior, por comparación con las de Callosa de Segura, que SIMON (1967) asigna al conjunto de Ballabona-Cucharón.

1.5 SEDIMENTOS POST-MANTO

Del Neógeno a la actualidad se ha producido una sedimentación casi continua, con pequeñas interrupciones, depositándose rocas de origen predominantemente marino, cuya estructura y constitución registran los efectos de la historia geológica de la zona.

Estos sedimentos se han formado principalmente a partir de la destrucción de los materiales del substrato y del manto subbético, a los que en la actualidad recubren en gran parte.

1.5.1 MIOCENO

Hemos distinguido dos series bien individualizadas, a las que separa una importante discordancia, y entre las que se reconocen los efectos de importantes movimientos intratortonienses. El límite entre ambas está, precisamente, entre el Tortoniense Inferior y el Superior.

1.5.1.1 Serie inferior

El tramo más antiguo que encontramos corresponde al Burdigaliense Superior (T_{12}^{Ba3}), discordante sobre el Triásico y el Cretácico Superior del Valle del Vinalopó, registrando en algunos lugares los efectos de una removilización posterior del Trías, bien por esfuerzos orogénicos, bien por diazipirismo. Este subpiso está representado por marga arenosa, que aflora en Vallongas, y se extiende hacia el O., hasta el contacto con el Trías y el Cretácico Superior del Vinalopó. Al N. del Cerro Tabayal vuelve a aparecer, reposando discordante sobre el Cretácico Superior y en contacto mecánico con otras formaciones.

Desde Vallongas al cerro Tabayal encontramos una serie aparentemente continua de margas arenosas, areniscas masivas, calizas detriticas zoógenas y conglomerados. De este conjunto han sido datados, tanto el tramo inferior, ya descrito como Burdigaliense Superior, como el de calizas detriti-

cas (Tortoniense Inferior) (T_{11}^{Bc1}). El tramo de conglomerados que aparece en la cumbre de Tabayal lo atribuimos al final del Tortoniense Inferior (T_{11}^{Bc1}).

No hay constancia expresa de la existencia de Helveciense, pero es indudable que se halla comprendido entre los tramos Burdigaliense y Tortoniense citados, y que se halla representado por el potente paquete de areniscas masivas ($T_{12-11}^{Ba3-Bc1}$), que se extienden ampliamente en derredor de la hondonada de Vallongas, areniscas que se han explotado en numerosas canteras como piedra de construcción.

El tramo que alcanza mayor distribución geográfica, al menos en la actualidad, es el de caliza detrítica. Es un paquete de composición muy heterogénea, con niveles areniscosos, conglomeráticos, y otras veces más o menos margosos; en ocasiones contienen cuarzo bipiramidal, indudablemente procedente del Trías; pero la característica más sobresaliente es la abundancia en restos de conchas, y numerosas especies fósiles muy destruidas, formando frecuentemente una auténtica coquina.

También es muy frecuente encontrar en la base de estos niveles fragmentos de dolomías retienses y de marga triásica, que denuncian la formación, al menos parcialmente, de estas rocas a partir de elementos subbéticos.

1.5.1.2 Serie superior

Discordante sobre la anterior, así como sobre los afloramientos prebéticos y subbéticos, aparece una serie continua, que comienza en el Tortoniense Superior y acaba en el Cuaternario, si bien se registran en su seno numerosas discordancias, de distinto significado.

También el Tortoniense Superior está intensamente afectado, aunque localmente, por la tectónica diapírica del Trías y por movimientos póstumos de carácter más regional.

1.5.1.2.1 Tortoniense Superior

Aflora, como una larga faja, en el tercio septentrional de la Hoja, bordeando las formaciones antiguas, y en el límite N. de la misma.

En general presenta buzamientos del orden de los 30 grados, hacia el S. y SE., debido sin duda a la subsidencia de la gran cuenca pliocuaternaria de Elche, pero importantes y numerosas excepciones a esta tónica informan sobre la evolución de los acontecimientos tectónicos desde esta edad hasta la actualidad.

En numerosos puntos, donde se halla discordante sobre las formaciones más antiguas, principalmente sobre el Prebético, se halla horizontal o sub-

horizontal. En otros lugares se encuentra con orientaciones anómalas, como en las proximidades de la carretera de Elche a Aspe. Al NO. de Crevillente se encuentra muy vertical, buzando unos 80 grados hacia el S., e incluso invertido, buzando hacia el N.

También la constitución litológica presenta notables variaciones laterales, relacionadas no sólo con las diferentes profundidades de sedimentación, sino sobre todo con los distintos aportes locales. Así, en la base del

tramo, encontramos un potente paquete de margas (Tm_{11}^{Bc3}), en las proximidades de la Sierra de Crevillente, que más hacia el E. no aparece. Intercalado en este paquete existe un grueso lentejón, de dimensiones cartografiadas, más detrítico, que rápidamente se acuña hacia el NE. y SO. (Tg_{11}^{Bc3}).

La litofacies de más amplia distribución corresponde a areniscas caláreas (T_{11}^{Bc3}), en estratos de potencia variable, que suelen estar asociadas a niveles de marga. También suele observarse la presencia de niveles de calizas detríticas.

Esta formación contiene, a partir del meridiano de Elche, hacia el O., frecuentes intercalaciones de conglomerado, que hacia Occidente se van haciendo cada vez más importantes, sobre todo en el techo, hasta desarrollarse, al N. de Crevillente, un potente paquete de conglomerados con intercalaciones de areniscas, calizas y margas que contienen episodios continentales (Tcg_{12}^{Bc}).

Se trata de conglomerados mal clasificados; cantos que pueden sobrepasar los 30 cm., sobre todo de caliza mesozoica, proveniente, sin duda, de los macizos subbéticos; cemento arenoso. En el techo se localiza un nivel de caliza bioclástica arenosa. Hay frecuentes niveles con fauna marina (ostras, pistas de gusanos y Lamelibranquios). Comprende frecuentes variaciones laterales, de forma irregular en el conjunto. El espesor máximo es del orden de 200 m. Podría asociarse a la base del Mioceno terminal, pero creemos más correcto atribuirlo al Tortoniense Superior, ya que encima aparecen las formaciones Andalucienses claramente discordantes, como puede verse en el Barranco de La Rambla, y en El Forat, al NO. de Crevillente.

En el Valle del Vinalopó, en la base del Tortoniense Superior, se diferencia un paquete predominantemente margoarenoso, que contiene numerosos Escafópodos visibles, y es fácilmente cartografiable, porque se define en la topografía por ser más blando que las formaciones colindantes, con cuyo

relieve contrasta (Ts_{11}^{Bc3}).

1.5.1.2.2 *Andaluciense*

En falsa concordancia sobre el Tortoniano Superior, en muchos puntos, y claramente discordante en otros, encontramos una serie de características litológicas muy semejantes: margas, areniscas calcáreas y algún nivel de conglomerado. Nunca se halla en contacto con formaciones inferiores al Tortoniano Superior, por lo que es lógico pensar que los límites de la cuenca Andaluciense eran más reducidos que los del tramo anterior.

En la base hemos distinguido un nivel de margas gris-verdosas (Tm_{12}^{Bc}). En la carretera de Aspe a Crevillente alcanza unos 30 m. de espesor. Hacia el O. van quedando ocultas bajo una formación detrítica del techo del Andaluciense, que ya citaremos más adelante, hasta desaparecer totalmente en El Forat. Más al O. vuelven a aparecer. Hacia el E. también se va reduciendo su afloramiento bajo las areniscas calcáreas inmediatamente superiores del Andaluciense, llegando incluso a desaparecer, hasta la carretera de Aspe a Elche, en que afloran de nuevo, y ya se extienden sin interrupción hasta el límite oriental de la Hoja.

Sigue un paquete de areniscas calcáreas, con numerosos bancos intercalados de marga (T_{12}^{Bc}), cuya potencia máxima se puede observar entre las carreteras de Aspe a Elche y de Aspe a Crevillente. En el resto de su afloramiento es de espesor muy variable, por hallarse encima el tramo discordante ya citado anteriormente.

Este último paquete, discordante sobre los demás, en la carretera de Aspe a Crevillente se presenta como marga algo arenosa de color gris claro, con pátina blanquecina; hacia el O. se van intercalando areniscas, y luego pasa a conglomerado de matriz rojiza (Tcg_{12}^{Bc}). También en algún otro punto, como al N. de Elche, aparece algún nivel rojizo y algún conglomerado, en el seno de dichas manchas, en general de color gris y arenosas.

Aisladas de estas formaciones, en el macizo de Santa Pola, también aparece el Andaluciense (Tca_{12}^{Bc}), aquí representado por calizas blandas, porosas, de color blanco, livianas, de textura pseudoolítica, deleznable, por lo que se ha conseguido levigados, en los que se determinaron *Globigerinoides trilobus*, *Gl. cf. sacculifer*, *Gl. aff. bisphaericus*, etc. Por su color blanco y aspecto general, las hemos denominado Albarizas, separándolas en la cartografía, de un nivel superior de caliza más compacta, zoógena (Tc_{12}^{Bc}), cuya máxima potencia visible la alcanza en el acantilado del Faro de Santa Pola, que calculamos es del orden de los 150 m.

1.5.2 PLIOCENO

Se han reconocido como Plioceno unas margas y areniscas que coronan la serie del Andaluciense, sobre el que generalmente guarda una falsa concordancia, pero que en determinados puntos se ve claramente discordante.

Las margas han sido atribuidas, siguiendo a MONTENAT (1971), como pertenecientes al Plioceno Inferior y Medio (T_{2-2}^{B1-B2}), y las areniscas al Plioceno Superior (T_2^{B3}).

Las margas aparecen en pocos sitios, mientras que el nivel superior de areniscas se extiende de modo continuo de E. a O. de la Hoja, y aparece representado ampliamente en el macizo de Santa Pola, invadiendo con frecuencia los dominios de formaciones inferiores.

En la proximidad de los dominios emergidos, el Plioceno Inferior y Medio (MONTENAT, 1971), como en la periferia de la Sierra de Santa Pola, se reducen notablemente y tienen una facies nerítica, reposando en discordancia angular sobre el Mioceno terminal. El Plioceno Superior es transgresivo, desbordando al tramo anterior.

1.5.3 CUATERNARIO

Hemos distinguido una formación detrítica de conglomerados y arcillas rojizas (Q_{cg}), en concordancia aparente con el Plioceno Superior, pero de carácter continental, que sin duda pertenece al tramo más bajo del Cuaternario.

Esta formación se extiende, buzando suavemente hacia el S. y SE., a lo largo de la franja miocena, desde el extremo occidental de la Hoja hasta unos 6 km. al E. de Elche. En el resto de la Hoja aparece endurecido por una costra calcárea (Q_c), de origen secundario, que lo encubre y sustituye en muchos casos, superponiéndose a las rocas pliocenas, e incluso a las calizas andaluzienses del macizo de Santa Pola.

De edad más reciente son las calizas oolíticas (Q_o), de origen marino, que aparecen cerca de la playa, a la altura de El Altet, y en diversos puntos, algo al S. de este afloramiento. Según MONTENAT, son de edad Tirreniense.

También hemos distinguido las formaciones eólicas: dunas (Q_d) junto a la faja costera, que aparecen en la latitud de El Altet y se extienden hacia el S., hasta el macizo de Santa Pola.

Como Cuaternario indiferenciado (Q) hemos separado la serie de formaciones más recientes: coluviones, aluviones, depósitos salobres y detritos en general.

2 TECTONICA

Las cuatro unidades estructurales que componen la Hoja responden a una tectónica compleja de la orogenia alpina, cuyos efectos se dejan sentir en esta zona desde el Oligoceno, por lo menos.

La orografía presenta unas alineaciones, en general, coincidentes con los ejes de plegamiento, de directrices béticas.

Si bien son evidentes las relaciones estructurales entre las diferentes unidades, es preciso estudiarlas separadamente para comprender la tectónica de esta región.

Aunque los sedimentos más antiguos que aparecen en la Hoja corresponden al manto Subbético, describiremos en primer lugar la estructura de las formaciones prebéticas, pues desde el punto de vista tectónico corresponden a la unidad más antigua de la zona.

2.1 SUBSTRATO PREBETICO

Todas las estructuras que aparecen están incompletas, bien por hallarse parcialmente cubiertas por el Mioceno discordante, bien por haber sido cabalgadas por el manto de corrimiento Subbético, pero puede apreciarse que las directrices generales son de orientación ENE.-OSO.

2.1.1 SINCLINAL DE TOLOMO

En el NO. de la Hoja, atravesado por la carretera de Aspe a Crevillente, encontramos esta estructura, en cuyo núcleo aparece el Eoceno (calizas en el techo, margas en la base) y en los flancos el Senoniense. Es una estructura suave, muy abierta, pero deformada en su mitad oriental, hasta adquirir la dirección E.-O.

Al N. apreciamos la existencia de un anticlinal, de núcleo senoniense, recubierto casi totalmente por formaciones cuaternarias. Las suaves inclinaciones de las capas, así como la naturaleza margosa predominante del conjunto impiden ver claramente la estructura.

2.1.2 ANTICLINAL DE LA BORISA

Situado algo al SO. del anterior, se halla encubierto por el flanco S. por el Tortoniano Superior discordante; por el O. queda tapado por elementos subbéticos cabalgantes.

Tampoco esta estructura se ve claramente, pero los buzamientos que pueden medirse en ambos flancos denuncian su existencia. También es una estructura suave, y en la zona axial encontramos las calizas y margas senonienses prácticamente horizontales.

2.1.3 REPLIEGUES AL N. DE SIERRA GORDA

Apreciamos en estas estructuras una tendencia a la inmersión hacia el SO. La serie de pliegues de esta zona se observan bien gracias a la existencia de bancos duros, de naturaleza calcárea, intercalados en la serie margo-arenosa del Cretácico Superior.

En líneas generales, los tramos más antiguos se encuentran hacia el N. y E. y los más modernos hacia el S. y O. Es decir, como si todo este gran afloramiento fuera parte de una estructura mayor, un sinclinorio, del que sólo afloran parte del flanco N. y cierre oriental.

2.2 SUBBETICO ALOCTONO

El emplazamiento de esta unidad debió realizarse después del Oligoceno, que aunque no está representado en la Hoja, aparece a poca distancia al N., en la Sierra de Horna (AZEMA, 1969) en la serie prebética, y antes del Burdigaliense Superior, que encontramos reposando sobre el Triásico en la zona de Vallongas.

Dentro de la unidad subbética no merece destacarse ninguna estructura en particular, sino simplemente indicar que se trata de un conjunto muy fracturado, atravesado por numerosas fallas, cuyas direcciones predominantes son: ENE-OSO., y la perpendicular.

Realmente interesante sería fijar la profundidad y topografía del substrato prebético. Su paleorrelieve ha determinado en gran parte la presencia o ausencia de Subbético, y su actual relieve.

Ejemplo de esto puede verse en la Sierra de Crevillente, donde suponemos que existe un umbral prebético, que localmente impide el paso del plástico Triásico, provocando su acumulación, dejando, en cambio, pasar a los niveles superiores más rígidos.

Estas acumulaciones locales de Trías, unidas a la compresión creciente de los sedimentos posteriores, ha provocado una serie de fenómenos diapíricos locales, reflejados tanto en las discordancias intramiocénicas como en los bruscos cambios en el valor del buzamiento, de las formaciones del Terciario Superior, e incluso que llegue a encontrarse invertido el Tortoniano Superior.

Otro ejemplo de esta tectónica diapírica de manifestaciones locales lo encontramos en Sierra Gorda, donde el Trías ha penetrado en edad bastante reciente al Tortoniano Superior.

También ha jugado diapíricamente el Trías del Valle del Vinalopó, como puede apreciarse especialmente en el borde occidental, donde el Tortoniense Superior en contacto con él no se halla reposando discordantemente, sino buzando hacia el Trías, por el que parece cortado.

El Triásico margoso, en sus afloramientos más importantes: Valle del Vinalopó y al S. de la Sierra de Crevillente, engloba una serie de bloques de caliza y dolomía, desconectados entre sí, que corresponden tanto al Muschelkalk como al Infralías.

A grandes rasgos, la Sierra de Crevillente es una estructura anticlinal, apareciendo en su flanco S., aunque fallado y en contacto mecánico con Triásico y Prebético, las calizas margosas del Malm; en la zona axial aparece Liásico, y en el flanco N. se ha podido separar el Dogger.

Hacia el N., en el área de Hondón de Las Nieves, y a través de las sierras de Ors y La Ofra, reconocemos, también a grandes rasgos, suaves ondulaciones en la estructura general de las formaciones calcáreas, si bien se aprecia superpuesta la enérgica tectónica de fallas, que imponen el estilo.

El substrato prebético se ha encontrado en sondeos efectuados en La Ofra (caserío), a unos 100 m. de profundidad, es decir, alrededor de la cota 200.

2.3 MANTO DE LA ESTACION DE ALBATERA

El pequeño asomo de rocas carbonatadas (calizas y dolomías) de edad Triásico Superior-Liásico Inferior que aparece en el borde SO. de la Hoja, corresponde a parte de un manto perteneciente al complejo de Ballabona-Cucharón.

Sus relaciones con el resto de las formaciones están ocultas por los sedimentos cuaternarios, por lo que nada podemos decir al respecto.

Desde el punto de vista tectónico (SIMON, 1969) sabemos que su situación se halla entre los elementos nevado-filábrides y los alpujárrides. Se trata de conjunto alpujárride, pero su desarrollo litoestratigráfico presenta afinidad con las unidades nevado-filábrides.

2.4 SEDIMENTOS POST-MANTO

En ellos quedan reflejados los movimientos de origen tectónico, así como las locales removilizaciones del Trías, a partir del Burdigaliense Superior.

Aparte del anticlinal de Sierra Gorda, ya citado antes, cuyo núcleo está perforado por el Trías, de los fuertes buzamientos, e incluso inversión que se aprecia al N. de Crevillente, y de los efectos producidos por el Trías en los términos inferiores de la serie, donde se experimenta el diapirismo, y posiblemente empujes tangenciales póstumos, desde fechas muy temprana-

nas, estructuralmente sólo merece reseñar la continua o casi continua subsidencia que tiene lugar en la cuenca de Elche desde el Burdigaliense Superior hasta el fin del Plioceno, y posiblemente hasta la actualidad, con frecuentes oscilaciones del nivel del mar.

En líneas generales, los sedimentos miocenos, salvo en el macizo de Santa Pola, están alineados con dirección E.-O., y buzando entre 5 y 30 grados hacia el Sur.

2.4.1 ESTRUCTURAS DEL TRAMO INFERIOR DEL MIOCENO

Sólo al N. de Elche, en la zona entre el cerro Tabayal y el río Vinalopó, se definen, aunque imperfectamente, algunas estructuras. En primer lugar, destaca el suave sinclinal, en cuyo núcleo se halla el vértice Tabayal. Por su flanco N. está cortado por una serie de fallas, que ponen en contacto estas formaciones con retazos de Trías.

Hacia el S. debe de existir una estructura anticlinal, desdibujada o mal definida, porque en la parte axial aparecen las areniscas masivas del Helveciense. Pero ya en contacto con el Tortoniense Superior presenta un buzamiento claramente hacia el S. También al S. de la Sierra de Crevillente aparece inclinado, esta vez hacia el SE., representado por el Tortoniense Inferior, de calizas detríticas, con buzamientos relativamente suaves, pero claramente afectado por removilización del Trías.

2.4.2 ESTRUCTURAS DE LAS FORMACIONES SUPERIORES

La nota más destacable es la clara discordancia que forma el Tortoniense Superior con todos los tramos inferiores, especialmente sobre el Tortoniense Inferior, la cual marca un período de movimientos tangenciales póstumos de la orogenia alpina y/o actividad diapírica del Trías.

En la parte más occidental encontramos el Tortoniense Superior vertical, e incluso invertido, buzando unos 80 grados al N., por efecto de dichos esfuerzos.

En amplias zonas, como al NE. de Crevillente, aparece suavemente inclinado, unos 10 a 20 grados hacia el SE.

Al NO. de Elche se aprecia una estructura sinclinal, transversal a las directrices generales, con orientación NO.-SE., y clara inmersión hacia el SE., que puede ser reflejo de empuje tangencial.

El Triásico del Valle del Vinalopó ocupa el núcleo de una gran bóveda, y en sus flancos N. y S. encontramos el Tortoniense Superior inclinado, como en una gran estructura anticlinal, producida indudablemente por diafísmo.

También de origen diapírico debe ser el anticlinal de Sierra Gorda, cuyo núcleo está perforado.

En la gran cuenca de Elche, todas las formaciones terciarias se sumergen bajo los sedimentos cuaternarios, salvo el macizo de Santa Pola, que aparece como una cúpula. Según MESEGUER (1953), el accidente más notable del territorio es la profunda arista de hundimiento Crevillente-Cabo de la Nao, de orientación longitudinal con respecto al eje penibético, que discurre paralelamente al contacto entre el Mesozoico y los terrenos más modernos, y que posiblemente se amoide al trazado de un accidente único en los macizos antiguos subyacentes.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Nada sabemos acerca de la historia antigua de esta región, ya que no afloran formaciones anteriores al Mesozoico.

Se supone que sobre un substrato paleozoico se depositó tranquilamente la secuencia mesozoica, constituyendo una cobertura, que ha sufrido los empujes de las unidades béticas más avanzadas.

Los sedimentos autóctonos más antiguos que aparecen en la Hoja corresponden al Albiense Superior. Más al N. están representados todos los pisos del Cretácico Inferior, e incluso los del Jurásico. Por tanto, desde el Jurásico reinó un ambiente marino, depositándose los sedimentos de forma prácticamente continua.

Las facies de los depósitos son predominantemente neríticas, salvo en algunas etapas, como en el Senoniense, que es de tipo pelágico. En el Terciario Inferior vuelve a reinar un mar somero, produciéndose sedimentos arcilloso-arenosos, aunque hacia el techo del Eoceno se encuentran calizas algo más profundas.

Es lógico suponer que la sedimentación continuó tranquilamente hasta bien entrado el Aquitaniense, como se deduce del estudio de las formaciones oligocenas de las Sierras de Horna y Monteagudo (AZEMA y otros, 1969), situada la primera de ellas inmediatamente al N. de la Hoja, donde aparece un Oligoceno terminal-Aquitaniense Inferior, bien caracterizado, y un banco calcoarenoso que corona la serie, con algas y Amphisteginas, atribuible al Mioceno Inferior, aunque no demostrado.

Posteriormente al Aquitaniense y antes del Burdigaliense Superior pudo haber una regresión y comenzar una etapa de intensa denudación. De esto no tenemos constancia, y los indicios que poseemos para suponerlo podrían interpretarse de otra manera; sin embargo, la total ausencia en nuestra Hoja de tramos prebéticos superiores al Priaboniense y el hecho de que las unidades subbéticas superpuestas a este substrato nunca se hallen sobre formaciones del Mioceno, ni en los sondeos efectuados en La Ofra, ni a la vista, nos dan pie para creerlo.

Bien avanzado el Mioceno Inferior, y posiblemente en ambiente marino, tiene lugar el emplazamiento del manto subbético, que aparece representado en la zona noroccidental de la Hoja. No podemos precisar más sobre la fecha de emplazamiento; fue entre el Aquitaniense y el Burdigaliense Superior, pero nos inclinamos a creer que la ubicación del manto tuvo lugar hacia comienzos del Burdigaliense Superior, ya que este subpiso presenta unas facies correspondientes a un mar somero pero ya instalado. De haber tenido lugar el emplazamiento del manto con anterioridad a esa fecha, hubiéramos encontrado sedimentos más antiguos que el Burdigaliense Superior, o bien se registraría una etapa erosiva, de la que no encontramos indicios.

3.1 EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS BETICOS

Como ya dijimos anteriormente, las unidades alóctonas que aparecen en la Hoja pertenecen al conjunto subbético, la más septentrional, y al de Ballabona-Cucharón, la meridional.

Referente a la segunda nada podemos decir, respecto a la datación de su emplazamiento, puesto que no es visible relación alguna con otras formaciones; el pequeño afloramiento se halla rodeado de sedimentos cuaternarios potentes, y las demás unidades béticas se hallan a gran distancia.

Un breve resumen de las ideas expuestas por FALLOT en su obra «Las Cordilleras Béticas» (1948) ayudará a una mejor comprensión de la tectónica sufrida por los sedimentos de esta zona.

Estima que el resbalamiento del Subbético sobre el Prebético es del orden de 25 a 30 km. por lo menos, poniendo en contacto las formaciones batiales y pelágicas alóctonas, con las neríticas autóctonas o paraautóctonas, que pertenecían a un mismo dominio paleogeográfico.

Este resbalamiento forma parte de la serie de corrimientos de las Cadenas Béticas que, procedentes del Sur, invaden estas latitudes.

Los corrimientos se vienen produciendo desde tiempos muy antiguos. FALLOT distingue una serie de fases que reseña en su citado trabajo, y son:

- Fases mesozoicas: Los primeros movimientos son los localizados en el frente del manto de Málaga, que registran la discordancia del Aptiense-Albense o la del Neocomiense sobre el Titónico o el Lías (Sierra Espuña). En el Cretácico Superior puede haber emersiones locales en la parte meridional del Subbético. Estas serían responsables de la transgresividad ocasional de las capas rojas, pero aún no se ha podido observar discordancia sensible en la base del Cretácico Superior pelágico.

— Fases terciarias: Son registradas con bastante precisión en lo concerniente al Neógeno, pero se poseen pocos datos en cuanto a las fases nummulíticas. En las Alpujarras los movimientos se han producido entre el Maestrichtiense y el Luteciense, sin duda ligados a las deformaciones del Bético de Málaga.

El Luteciense marino es transgresivo sobre este Bético, y ha invadido largamente al mismo tiempo la zona subbética. El movimiento de las capas alpujárrides no estuvo completamente terminado en este momento, ya que al fin de su desplazamiento, al frente desplazado del manto de Gador, ha cabalgado el Luteciense del borde radical del Subbético. El Luteciense, transgresivo, está ampliamente extendido tanto en las partes internas de la zona subbética como en el Prebético. El Eoceno Superior no se ha reconocido más que localmente. En cuanto al Oligoceno marino, su repartición es menos vasta que la del Eoceno Medio. Su extensión deja prever una fase orogénica post-eocena.

En la Sierra de Pedro Ponce se conoce el Aquitaniense con Lepidocyclinas, pinzado en los pliegues agudos regidos por un empuje antibético. Por otra parte, el Burdigaliense del cerro El Castellar, pocos kilómetros más al N., es transgresivo sobre la prolongación de estos pliegues. Esta fase importante, relativamente antigua de la orogenia subbética, está entre el fin del Oligoceno y anterior al Burdigaliense.

FALLOT denuncia la existencia, tras la fase terminal del Bético, responsable de plegamientos acusados del Subbético interno, de dos etapas muy netas de movimientos subbéticos: una post-burdigaliense, muy enérgico, y otra posthelveciense, más atenuada; una última fase tras el Pontiense o en el Plioceno.

Estos empujes que halla en la traza de avance del frente Bético, son propagados hacia el exterior con notable retardo. Todo movimiento bastante importante estaría terminado en el Subbético interno en el Burdigaliense. Por el contrario, en las partes frontales, es tras el Burdigaliense y antes del Vindoboniense cuando tiene lugar el paroxismo mayor.

Estas ideas concuerdan casi totalmente con las conclusiones que se obtienen tras el examen de las observaciones realizadas en la Hoja de Elche.

En efecto, el frente Subbético no alcanzó esta zona hasta después del Aquitaniense, como ya dijimos anteriormente. Pero en cuanto a los empujes tangenciales tardíos, posteriores al Burdigaliense, sólo podrían detectarse, aunque muy aminorados, en la intensa fisuración subhorizontal que se aprecia en las arenas helvecienses, situadas al S. del cerro Tabayal, pero no creemos que sea ésta la fase del paroxismo mayor.

3.2 EVOLUCION A PARTIR DEL BURDIGALIENSE

En el Burdigaliense Superior el mar cubría parcialmente el ámbito de la Hoja. Sólo hallamos sedimentos de esta edad en el centro de la parte septentrional. Hacia el Sur podría extenderse, bajo los sedimentos del Mioceno Superior de la cuenca de Elche, pero no hay constancia alguna. Lo mismo puede decirse sobre el Helveciense.

Hasta bien entrado el Tortoniense, y aparte de ciertas oscilaciones de la línea de costa, no se retira el mar. Sólo al final del Tortoniense Inferior aparece un nivel regresivo (gruesos conglomerados del cerro Tabayal).

Al N. de Crevillente, poco antes de este retroceso, se produjo un importante fenómeno diapírico: el Trías extruye, levantando y dislocando los sedimentos del Tortoniense Inferior. Este fenómeno puede estar en relación, tanto con la acumulación de sedimentos más al S., que provocan el desplazamiento de la masa plástica hacia la zona de menor resistencia, como con empujes tangenciales de origen bético (como los atenuados y retardados, descritos por FALLOT), o bien combinación de ambos fenómenos.

Tras una pequeña inmersión, vuelve el mar a invadir, en el Tortoniense Superior, con locales oscilaciones de nivel, debidas, principalmente, a la tectónica de reajustes diapíricos de las margas triásicas.

En el área de Crevillente, el Tortoniense Superior es netamente detrítico, especialmente sus términos finales, debido, principalmente, a un rejuvenecimiento del relieve próximo de las sierras subbéticas.

Efectivamente, ya entrado el Tortoniense Superior tiene lugar un nuevo e importante empuje diapírico del Trías, denunciado actualmente por la fuerte inclinación que se aprecia en los términos inferiores del Tortoniense Superior, que incluso llegan a invertirse, buzando hacia el N. Avanzando hacia el techo de la formación, se observa que las capas van perdiendo buzamiento, porque el fenómeno diapírico era simultáneo de la sedimentación. Por otra parte, en el Tortoniense Superior tienen lugar emersiones locales, apreciándose intercalación de sedimentos continentales entre la masa de conglomerados y otros depósitos claramente marinos situada al N. de Crevillente (MONTENAT, 1970).

Tras el Tortoniense Superior se observa diapirismo en la zona situada al S. de Aspe (Trías del Valle del Vinalopó), donde encontramos en contacto mecánico las areniscas calcáreas del Tortoniense Superior con las margas triásicas.

El Andaluciense reposa transgresivo y ligeramente discordante sobre el Tortoniense Superior, pero no hay motivo para pensar en regresión previa. Esta discordancia (marcada sobre todo en el área NO. de Crevillente), puede ser debida al cese de los empujes diapíricos.

En el área de Santa Pola, en el Andaluciense reina un mar algo más profundo (pero de ambiente nerítico, desde luego) que en el resto de las zonas donde aflora.

Al final del Andaluciense se registra una etapa claramente regresiva, con conglomerados rojizos y margas.

En el Plioceno hay una nueva transgresión, y se depositan sedimentos marinos: primero margas (del Plioceno Inferior y Medio) y luego areniscas de cemento calcáreo, de más extensa distribución.

Al final del Andaluciense tiene lugar la emersión de la parte central de la Sierra de Santa Pola (MONTENAT, 1971), y permaneció emergida durante el Plioceno, por lo que en su periferia aparece esta última serie construida a expensas de los materiales andalucienses, con facies costeras y de playa.

Sobre el Plioceno se ha depositado un Cuaternario antiguo de carácter continental (Villafranquense, según MONTENAT, 1970), cuyos buzamientos coinciden en muchos puntos.

3.3 MOVIMIENTOS RECIENTES

Según MONTENAT, los movimientos que acompañan el paso Mioceno-Plioceno son siempre débiles y no han dado origen a accidentes notables. Efectivamente, en pocos lugares se aprecia discordancia angular entre Andaluciense y Plioceno. También son de poca intensidad los movimientos intra-pliocenos.

Por el contrario, parecen tener más importancia movimientos post-pliocenos y post-villafranquenses.

De hecho, podría hablarse de una subsidencia general de la zona meridional de la Hoja (con la salvedad de la Sierra de Santa Pola) a partir del Villafranquense. Probablemente continúe actualmente en ciertos sectores (MONTENAT, 1970), como puede deducirse del hecho de que el río Segura no posea terrazas aluviales en su curso inferior, pues el hundimiento continuo de la cuenca ha sido más rápido que la excavación.

Puede lógicamente pensarse que la subsidencia de la cuenca ha sido compensada con los aportes continentales. Posiblemente en su parte central existen depósitos cuaternarios marinos, comparables a los que aparecen en el extremo oriental de la Hoja (calizas oolíticas), pero no tenemos constancia de ello.

Actualmente permanecen varias áreas deprimidas, ocupadas por salinas, y zonas de inundación periódica, restos endorreicos de antiguas lagunas salobres.

Hasta fecha relativamente reciente, hace cincuenta años, han tenido bastante importancia los desplazamientos de dunas. En Guardamar de Segura, algo al S., tuvieron que ser fijadas porque invadían los campos de labor.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 HIDROGEOLOGIA

Las formaciones que constituyen la geología de esta Hoja tienen muy diferente importancia desde el punto de vista hidrogeológico.

El conjunto de los diversos tramos estratigráficos pueden agruparse, del mismo modo que hicimos en los capítulos de Estratigrafía y Tectónica: Substrato Prebético, Subbético alóctono, Manto de Albatera y Sedimentos Post-manto. Pero de este último subconjunto debe segregarse el relleno cuaternario de la gran cuenca de Elche.

Desestimaremos el papel del Bético del extremo SO. por su pequeño afloramiento.

4.1.1 SUBSTRATO PREBETICO

Está constituido predominantemente por margas, por lo que se comporta como formación impermeable.

4.1.2 SUBBETICO ALOCTONO

Los niveles calcáreos del Liásico, e incluso del Dogger, muy figurados, son buenos acuíferos. En superficie, especialmente en la Sierra de Crevillente, aparecen abundantes señales de disolución (lápiz, cavernas, simas...).

Sin embargo, a causa de la estructura, parece que las aguas subterráneas tienden a circular hacia el N.-NE., hacia la cuenca de Aspe.

4.1.3 SEDIMENTOS POST-MANTO

Este conjunto es poco permeable a causa de la gran cantidad de paquetes margosos que aparecen en la serie y de la composición misma de los paquetes detríticos, cuyo cemento es parcialmente margoso, por lo que los caudales que proporcionan son de muy poca importancia.

4.1.4 CUATERNARIO

A poca profundidad se halla el nivel freático. El acuífero está constituido por detritos que absorben el agua de lluvia y el de las ramblas.

4.2 CANTERAS

Como piedra de construcción se emplean el mármol negruzco triásico, situado al O. del pantano del Vinalopó, y las calizas jurásicas del Subbético. También se han explotado con este fin las areniscas calcáreas del Mioceno, principalmente al N. del pueblo de Elche.

Para cerámica se emplean arcillas miocenas y eocenas.

También se explota el yeso triásico, que a veces aparece en masas importantes.

Finalmente, hay que citar las salinas de Santa Pola y las de El Salvador.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1956).—«Las Cordilleras Béticas.» *Mem. del I. G. M. E.*, t. 57, pp. 303-322.
- AZEMA, J. (1966).—«Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne).» *Bull. Soc. Géol. de France* (7), VIII, pp. 80-86.
- AZEMA, J.; DEVRIES, A., y MAGNE, J. (1969).—«Observations sur les formations Oligocenes superieures a Echinodermes des sierras du Horna et du Monteagudo.» *Ext. Bull. Soc. Géol. France*, 7.^a serie, t. II, pp. 45 a 48.
- BIZON, G. y J. J., y MONTENAT, Ch.—«Le Miocene Terminal dans le Levant Espagnol.» Nota en el 5.^o Congreso del Neógeno del Mediterráneo, de Lyon.
- BREBION, P.; DEMARCO, G.; LAURIAT, A. y MONTENAT, Ch. (1971).—«Le Pliocene de la région d'Elche (Province d'Alicante, Espagne) et sa faune de Mollusques.» *Est. Geol., Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C.*, vol. 27, páginas 197-211.
- COLOM, G. (1954).—«Las Biozonas con Foraminíferos del Terciario de Alicante.» *Bol. del I. G. M. E.*, t. 66, pp. 101-451.
- EGELER, C. G., y BODENHAUSEN, J. W. A. (1964).—«Distinct phases of Alpine overthrusting and subsequent thrusting in the eastern part of the Betic Zone of Spain.» *Geologie en Mijnbouw*, 43, pp. 316-320.
- EGELER, C. G. y SIMON, O. J. (1969).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures.» *Geologie en Mijnbouw*, 48, pp. 296-305.
- FALLOT, P. (1945).—«Estudios geológicos en la zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor.» *Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C.*
- (1948).—«Les Cordillères Bétiques.» *Inst. Lucas Mallada, C. S. I. C.*, Barcelona, n.^o 8, pp. 83-172.
- HOJA GEOLOGICA DE ELCHE (1953).—*I. G. M. E.*

- MONTENAT, Ch. y MARTINEZ, C. (1970).—«Stratigraphie et micropaleontologie du néogène au Sud de Murcia (Chaines Bétiques, Espagne).» *C. R. Ac. Sc. París*, t. 270, pp. 592-595.
- MONTENAT, Ch. y CRUSA FONT, M. (1970).—«Découverte de Mammifères dans le Néogène et le Pléistocène du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia).» *C. R. Ac. Sc. París*, t. 270, pp. 2.434-2.437.
- MONTENAT, Ch. (1970).—«Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (Provinces d'Alicante et de Murcia).» *C. R. Ac. Sc. París*, t. 270, pp. 3.194-3.197.
- SIMON, O. J. (1967).—«Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (Provinces de Murcie et d'Alicante, Espagne).» *C. R. Somm. S. G. F.*, p. 42.
- VÖLK, H. R. (1967).—Relation between sédimentation and late orogenic movements in the eastern Betic Cordilleras (SE. Spain).» *Geologie en Mijnbouw*, 46, pp. 471-474.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA