



IGME

1.035

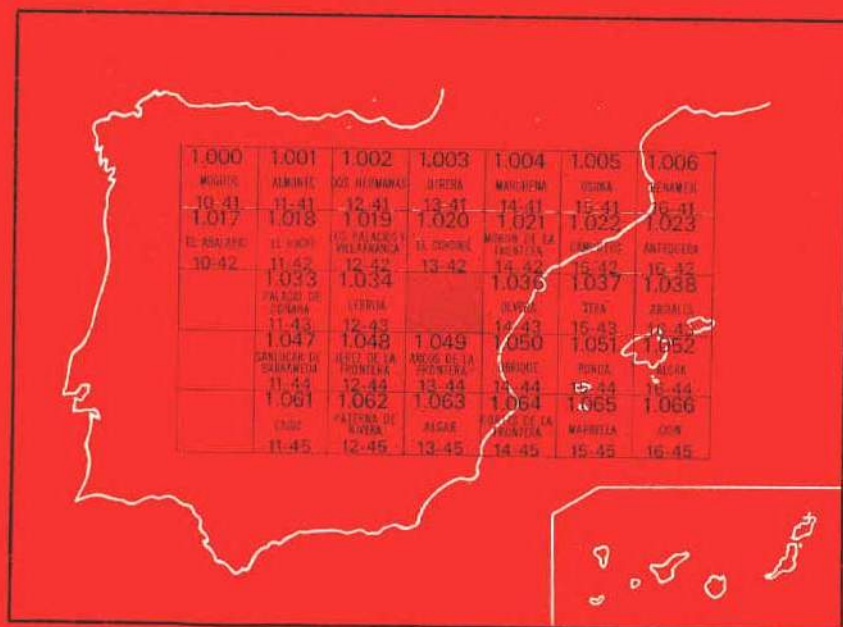
13-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONTELLANO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MONTELLANO

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INYPSA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y Redacción de Memoria: A. García de Domingo y P. P. Hernández Huerta.

Cuaternario: P. Cabra Gil.

Tectónica y Neotectónica: F. Moreno Serrano.

Sedimentología: J. González Lastra, A. Maymó Asses y J. C. García Ramos.

Micropaleontología: L. Granados Granados.

Nannoplacton: P. Aguilar.

Sedimentología: J. González Lastra, M. Valenzuela. C. Suárez de Centi.

Asesoría Técnica: J. Baena Pérez.

Supervisor del IGME: A. Pérez González.

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

Centro de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M-893-1988

NIPO 232-87-007-3

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - 28016-MADRID

1 INTRODUCCION

1.1 SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja núm. 1.035 (13-43), denominada Montellano, se sitúa en el límite de las provincias de Sevilla y Cádiz.

Morfológica y geográficamente se pueden distinguir tres zonas:

- El sector oriental, con altitudes máximas de 500 m. al norte de la Hoja en la Sierra de Montellano. El relieve es relativamente acusado, formado a partir de materiales calcáreos del Jurásico y Cretácico Superior.
- Una zona central, con altitudes medias de 200 m. y relieves alomados ocupada por materiales calcomargosos del Cretácico Superior, Eoceno y Oligoceno del Subbético.
- El sector occidental, ocupado al norte por la depresión del Valle del Guadalquivir, con altitudes que oscilan alrededor de los 100 m., relleno por materiales margosos y arenosos del Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario.

1.2 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Esta Hoja se encuadra, desde el punto de vista geológico-estructural, en el sector más occidental de las Cordilleras Béticas.

Dentro de este sector se puede decir que ocupa las áreas más externas de la Zona Subbética y está limitada al Noroeste por la depresión del Valle del Guadalquivir.

1.3 ANTECEDENTES

El estudio de esta región, comienza con los trabajos de GAVALA y LABORDE durante los años 1918 a 1924, en los que realizan numerosos estudios geológicos y el «Mapa Geológico de la Provincia de Cádiz» a escala 1:100.000.

Posteriormente y en zonas próximas a ésta, cabe citar los trabajos de BLUMENTHAL (1934), ALASTRUE y PRIETO (1948) al Norte, y CHAUVE (1968) al Sur, que estudian fundamentalmente las relaciones estructurales y estratigráficas del Dominio Subbético.

Entre los trabajos recientes cabe destacar los de PERCONIG (1960-1973) y VIGUIER (1974) que estudian el Neógeno de esta zona, así como los de BENKHELIL (1976) y BOURGOIS (1978) que estudian la Neotectónica y Tectónica en general de las Béticas occidentales.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 SERIE DEL ALJIBE

2.1.1 MIOCENO INFERIOR

2.1.1.1 Areniscas y arenas silíceas [1] (Aquitaniense - Burdigaliense Inferior)

Afloran en el Cerro de la Cerilla, formando un pequeño bloque incluido dentro de las arcillas y yesos del Triásico.

Se trata de una serie de aproximadamente 200 m. de areniscas de color anaranjado-amarillento y aspecto masivo con intercalaciones de arcillas de color marrón claro. El contenido en cuarzo se estima en un 90 por 100, los granos son de tamaño grueso y localmente conglomeráticos, bien redondeados sin apenas matriz y con mala cementación.

Las areniscas del Aljibe desarrollan una variedad de facies muy limitada, no siendo aplicable la secuencia del Bouma. Se ha encontrado exclusivamente asociaciones de abanico medio que se organizan, por lo general, en ciclos de facies y ciclos de compensación, correspondientes a lóbulos deposicionales, aunque también se reconocen secuencias canalizadas interpretadas como canales distributarios menores que pueden haberse extendido por toda la longitud del abanico.

Estos caracteres son propios de abanicos submarinos construidos por corrientes de turbidez densas, muy cargadas en arenas y bastante pobres en sedimentos finos, poco eficaces para transportar la arena a grandes

distancias. Las areniscas del Aljibe presentan además abundancia de estructuras (deslizamientos, diques de arenas, etc.) debidas a inestabilidad tectónica.

Respecto a la edad de estas areniscas y aunque no se han encontrado restos fósiles, debe de estar comprendida entre el Aquitaniense y el Burdigaliense ya que en Hojas próximas a esta, en las que este tipo de materiales está ampliamente representado, se ha podido datar tanto el muro (Aquitaniense) como el techo (Burdigaliense).

La génesis e instalación de este bloque, está relacionada con el proceso de imbricación en escamas que sufren estos materiales más al Sur, y la creación del Complejo tectosedimentario. Posteriormente este conjunto se ha visto implicado en los procesos diapíricos que sufren los materiales arcillo-yesíferos en esta región.

2.2 COMPLEJO TECTOSEDIMENTARIO MIOCENO

2.2.1 MIOCENO INFERIOR

2.2.1.1 Arcillas verdes (2) (Mioceno Inferior)

Afloran principalmente en el sector septentrional de la Hoja, en las proximidades del Cerro de la Plata, así como en pequeños afloramientos incartografiados distribuidos por toda la Hoja.

Aunque en esta Hoja, la representación de esta unidad es muy escasa, en zonas meridionales próximas (Alcalá de los Gazules, 1.070; Algar, 1.063), ocupan grandes extensiones. Se trata de un conjunto de arcillas rojas y verdes, satinadas de aspecto esquistoso, que pueden presentar ocasionalmente restos de trazas fósiles (*Tubotomaculum*), nódulos de azufre, yesos y niveles limolitas ferruginizadas.

En general se observan en contacto mecánico sobre el Triásico, mezcladas con él, e incluso con restos de la serie Subbética.

Los estudios micropaleontológicos realizados en estas arcillas han puesto de manifiesto la existencia de removilización de faunas del Cretácico Superior, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno como *Hedbergella*, *Globigerinelloides* y *Globigerina*. Sin embargo los microfósiles más frecuentes son *Haplofragmoides*, *Glomospira*, etc., que no son característicos de un piso o subpiso concreto. No obstante en Hojas próximas a ésta se han observado en estas mismas arcillas foraminíferos y nannoplacton calcáreo de edad Mioceno Inferior. Por lo tanto, este complejo se formó a expensas de materiales del Cretácico, Eoceno y Oligoceno, depositándose tectosedimentariamente en el Mioceno Inferior. Algunos autores opinan (BAENA, en la Hoja de Paterna) que estas arcillas son de edad Eoceno Superior-Oligoceno.

2.3 ZONA SUBBETICA

2.3.1 TRIASICO

2.3.1.1 Arcillas y yesos (3), dolomías y calizas (4), areniscas (5) y ofitas (6) (Triásico Superior)

El Triásico aflora ampliamente en esta Hoja, con mayor representación en la mitad septentrional de la misma. Es importante destacar el carácter halocinético de este conjunto, que ha producido una mezcla caótica de los elementos litológicos que lo componen.

La mayoría de los afloramientos están constituidos por arcillas versicolores y yesos rojos y blancos con abundantes cuarzos bipiramidales y pequeños nódulos de azufre, presentando una facies del tipo «germano andaluz».

Heterogéneamente dispuestos entre la masa arcillo yesífera, se han observado afloramientos de calizas y dolomías (microesparitas) muy recristalizados, de color gris y aspecto brechoide que presenta abundantes laminaciones de algas, y restos de *Fronicularia*, radiolarios y equínidos.

En el arroyo del Pozo Santo, al noreste del Cerro del Jardincito, afloran, mezclados con este complejo arcilloso, unos niveles de areniscas micáceas de grano fino, color amarillo y excepcionalmente rojo que en zonas próximas a ésta han librado restos de Equisetites.

Asimismo y diseminado en este conjunto, se encuentran numerosos bloques, de distinto tamaño, de rocas eruptivas básicas (ofitas), compuestas esencialmente por plagioclasas cálcicas y piroxenos rosados no pleocroicos del tipo augita.

2.3.1.2 Calizas y carniolas (7) (Triásico Superior)

Aparecen mezcladas entre las arcillas y yesos de la unidad anterior. Se trata de carniolas, calizas microcristalinas margosas (dolomicrita y microesparita) laminadas, con intraclastos y en algunas ocasiones bioturbadas, observándose en algunas zonas fracturas por desecación y porosidad móldica de yesos. Afloran en bancos de varios metros de espesor y con una potencia total que no supera los 30 m.

Los restos micropaleontológicos son banales y por facies se le asigna a esta unidad una edad del Triásico Superior o Infralías.

El ambiente de sedimentación se corresponde con el de un medio mareal con varias etapas de emersión.

2.3.2 JURASICO

2.3.2.1 Calizas y dolomías (8) (Lias)

Afloran en la Sierra de Montellano, así como en pequeños bloques distribuidos entre las arcillas y yesos del Triásico.

Son calizas (intramicrita, pelmicrita) y dolomías, en bancos 0,5 a 3 m. de espesor, en los que se pueden observar laminación de algas, porosidad fenestral, brechas de desecación, intensa bioturbación y en general estructuras típicas de ambiente mareal.

Los estudios de microfauna han proporcionado *Taumatoporella parvo-vesiculifera*, *Eggerella*, *Lingulina*, *Ophthalmioides*, que permiten datar a esta unidad como Lias.

La potencia total de la serie es del orden de 200 m.

2.3.2.2 Calizas con sílex (9) (Dogger)

Se sitúan sobre las calizas y dolomías liásicas, observándose sus mejores afloramientos en la Sierra de Montellano.

Se trata de una potente serie calcárea, que puede llegar a alcanzar los 500 m. de espesor. Son calizas (biomicritas) con abundantes nódulos de sílex, dispuestas en bancos de 0,5 a 2 m. de espesor, ricos en filamentos, que han librado abundantes restos de Equínidos además de *Cornuspira*, *Globochaetes alpina*, *Calcisphaera*, *Eothrix alpina*, que datan a esta unidad como Dogger.

Se interpreta esta serie como depositada en un medio de plataforma parcialmente restringida.

2.3.2.3 Calizas nodulosas (10) (Malm) (Cretácico Inferior)

En continuidad con la unidad calcárea anteriormente descrita, se desarrolla una serie con calizas tableadas nodulosas de color gris, estratificadas en bancos de 0,3 a 0,5 m. y una potencia visible de más de 200 m.

En general son micritas y biomicritas con porosidad fenestral en algunos casos y que contienen abundantes restos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Espículas, Radiolarios y *Feurtilia frequens*, *Everticyclammina*, *Ataxophragmioides*, *Calpionella alpina*, *Globochaete alpina*, que asignan a esta unidad, una edad comprendida entre el Malm y los tramos basales del Cretácico Inferior.

2.3.3 CRETACICO

2.3.3.1 Calizas y margas blancas (11) (Neocomiense - Aptiense Inferior)

Los afloramientos en esta Hoja son escasos y de pequeña dimensión,

y sólo se observa en las proximidades de Montellano y al este de Puerto Serrano.

Se sitúan en contacto mecánico sobre la serie calcárea jurásica y litológicamente están formados por una serie alternante de calizas y margas blancas, algo nodulosas, en bancos plano-paralelos de 0,2 m. de espesor.

En general se trata de «mudstones» y «wackestones» con Tintínidos, alcanzando una potencia visible de más de 100 m.

Los estudios en lámina delgada han proporcionado la siguiente microfauna: *Tintinopsella carpáthica*, *Calcionellopsis oblonga*, *Calpionellites darderi*, *Nannoconus steinmanni*, *N. aff. bermudezi*, que datan a esta unidad como Neocomiense-Aptiense Inferior.

El ambiente de depósito de estos materiales corresponde al de una plataforma restringida o parcialmente restringida.

2.3.3.2 Margas y margocalizas blancas (12) (Albiense - Cenomaniense)

Aparecen únicamente en el ángulo suroccidental de la Hoja, formando parte del Cerro Bermejo. Se trata de una alternancia de margas blancas y calizas nodulosas grises (biomicritas) con pequeños ammonites piritosos y abundante bioturbación, organizados en bancos de 0,2 m. a 0,5 m. de espesor y con una potencia visible de más de 80 m.

La edad de este conjunto es Albiense Superior-Cenomaniense con una asociación formada por *Watznaweria barnesae*, *Lithraphidites alatus*, *Retacapsa angustiforata*, *Prediscosphaera cretacea*, *Praeglobotruncana*, *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Lenticulina*, así como abundantes Radiolarios.

El ambiente de depósito corresponde al de una plataforma restringida.

2.3.3.3 Margas y margocalizas «capas rojas» (13) (Cretácico Superior - Paleoceno)

Los mejores afloramientos de esta unidad se han encontrado en el ángulo suroccidental de la Hoja, al sur de la Sierra de Santa Lucía.

Litológicamente está formada por margas y margocalizas (biomicritas) organizadas en bancos de unos 0,3 m. de espesor, de aspecto noduloso con abundantes restos de Globotruncanas, *Pithonella sphaerica*, *Lenticulina*, Radiolarios, Equínidos, y prismas de *Inoceramus* que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Cenomaniense y el Paleoceno, caracterizándose fácilmente el Senoniense.

Su color es rojo salmón y por lo general corresponden al Cretácico Superior, aunque en esta Hoja se han observado materiales (descritos en un apartado posterior) con estas mismas facies de «capas rojas» que alcanzan el Eoceno Medio.

El espesor visible es de unos 100 m., correspondiendo a un medio de depósito típico de plataforma.

2.3.3.4 Calizas, «capas rojas» (14) (Cretácico Superior - Paleoceno)

Afloran en la Sierra de Santa Lucía, así como en el ángulo suroccidental de la Hoja, en los alrededores del Cerro del Mochuelo.

Se trata de calizas (biomicritas) arcillosas de color rojo, en bancos de 0,2 m. a 0,5 m., con nódulos de sílex negro en los tramos inferiores, y gran abundancia de microfauna: *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *G. bulloides*, *G. elevata*, *Rotalipora subticinensis*, *Hedbergella wasitensis*, *H. plasispira*.

Aunque su edad debe oscilar entre el Cenomaniense y el Paleoceno, las muestras tomadas en este conjunto datan perfectamente el Campaniense.

La potencia visible de esta unidad no sobrepasa los 150 m., clasificándose su medio de depósito como de plataforma parcialmente restringida, observándose en los componentes de esta serie calcárea una ordenación por corrientes de baja energía.

2.3.3.5 Margas y margocalizas rojas con niveles turbidíticos (15) (Cenomaniense - Luteciense)

Constituyen la mayor parte de la cobertera cretácico-terciaria del Subbético en esta Hoja. Se trata del mismo tipo de facies sedimentarias que las descritas anteriormente (13), diferenciándose de éstas en que en este caso las facies de «capas rojas» comprenden hasta el Eoceno Medio.

Litológicamente está formado por una alternancia de margas y margocalizas rojas (biomicritas), observándose hacia techo de la serie niveles de 0,1 a 0,3 m. de calizas detríticas de origen turbidítico.

Su contenido faunístico es muy abundante, reconociéndose desde el Cenomaniense hasta el Eoceno Medio, con una fauna de: *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata*, *G. gansseri*, *G. arca*, *G. ventriosa*, *G. stuarti*, *G. conica*, *Heterohelix globulosa*, *H. striata*, *Globorotalia velascoensis*, *G. aff. pusilla*, *G. aff. angulata*, *G. aragonensis*, *G. formosa*, *Globoquadrina aff. venezuelana*, y entre el nannoplankton: *Quadrum trifidum*, *Broinsonia aff. parca*, *Microhabulus decoratus*, *Micula decussata*, *Cyclococcolithus formosus*, *Sphenolithus radians* y *Coccolithus eoepelagicus*.

Generalmente se observa en contacto mecánico sobre el Triásico, ya que la unidad inmediatamente inferior constituye un nivel de despegue regional en todo el Subbético. No obstante, la potencia total visible de esta serie oscila alrededor de los 300 m.

El ambiente de depósito es típico de plataforma, insinuándose hacia el techo de esta unidad la creación de un surco con depósitos de niveles turbidíticos.

2.3.4 Terciario

2.3.4.1 Margas verdes (16) (Eoceno Inferior)

Se observa un pequeño afloramiento al pie del Cerro del Carpintero. Se trata de margas verdes oscuras con algunas intercalaciones de calcarenitas de origen turbidítico.

Los estudios de microfauna han encontrado restos de *Globigerina* aff. *soldadoensis*, *Globorotalia* aff. *velascoensis*, que datan a esta unidad como Eoceno Inferior.

Este nivel tiene una gran importancia ya que debido a su naturaleza, muy rica en montmorillonita, constituye un importante nivel de despegue regional, y es responsable de que los tramos superiores del Eoceno Inferior-Medio no se observen en serie continua con los niveles inferiores de margas y margocalizas en facies de «capas rojas» del Cretácico Superior-Paleoceno.

2.3.4.2 Calizas arenosas y margas blancas (17) (Paleoceno - Eoceno Medio)

Aparecen únicamente en la carretera de Villamartín a Algodonales en el límite de esta Hoja con la de Olvera. Se trata de una serie de margas y margocalizas blancas (biomicritas), observándose a muro de la serie niveles de calizas arenosas. El contenido faunístico de esta serie es muy abundante, observándose, entre otros foraminíferos: *Globorotalia angulata*, *G.* aff. *abundocamerata*, *G. aragonensis*, *G. bolivariana*, *G. spinulosa*, y entre el nannoplancton calcáreo *Coccolithus pelagicus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Markalitus inversus*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Paleoceno y el Eoceno Medio.

2.3.4.3 Margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos (18) (Ypresiense - Luteciense)

Su contacto inferior es mecánico, ya que se sitúan sobre las margas verdes descritas anteriormente, que constituyen un importante nivel de despegue.

Aunque sus afloramientos son escasos, es posible observar esta serie en el Cerro de la Gloria, y en el Cerro del Jardincito.

Esta unidad está constituida por margas y margocalizas blancas (biopelmicritas, biointramicritas), con niveles turbidíticos, formando bancos de 0,2 a 0,5 m., o incluso de mayor magnitud.

La fauna es muy variada y numerosa: *Morozovella formosa*, *M.* aff. *aragonensis*, *M. gracilis*, *Acarinina broedermanni*, *Muricoglobigerina soldadoensis*, *Globorotalia* aff. *abundocamerata*, *Globorotalia angulata*, así como una rica asociación de nannoflora: *Sphenolithus radians*, *Discoaster barbadiensis*, *Cy-*

clococcolithus formosus, *Discoaster lodoensis*, *D. multiradiatus*, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Paleoceno y el Eoceno Medio.

La potencia total visible de esta unidad es del orden de 200 m., correspondiendo a un ambiente de sedimentación de surco dentro de una plataforma.

2.3.4.4 Margas y margocalizas blancas (19) (Oligoceno)

Afloran en el Cortijo de las Cobatillas, en el Cerro de las Tocheras y en el Cerro de Roldán.

El contacto con las unidades inferiores no es visible en una zona tan cubierta como esta. No obstante, la casi segura ausencia del Eoceno Superior y la posición cartográfica del Oligoceno, reposando sobre series de distintas edades, permite suponer que el Oligoceno en esta Hoja se encuentra en discordancia cartográfica y erosiva.

El conjunto tiene un espesor total de unos 100 m. y está constituido por una alternancia de margas y margocalizas (biomicritas) blancas, en algunas zonas algo arenosas, que han librado abundantes restos de *Globorotalia opima*, *Globigerina* aff. *ampliapertura*, *G.* aff. *gortanii*, *Globoquadrina* aff. *venezuelana*, así como nannoplacton calcáreo: *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus ciperoensis*, asignables a las zonas NP 24-NP 25 de Martini, es decir, al Oligoceno Medio-Superior.

Sedimentológicamente, esta unidad puede encuadrarse dentro de un ambiente de plataforma.

2.4 Terciario

2.4.1 MIOCENO

2.4.1.1 Margas blancas silíceas (20) (Burdigaliense - Messiniense)

Afloran en el sector occidental de la Hoja, situándose sus mejores puntos de observación en la zona del Cerro de las Peñas, en la carretera del Palmar de Troya y en los alrededores del Cerro de Belfa. En general, el límite oriental de afloramientos de «moronitas» estaría marcado por una línea que uniría el Cortijo del Infierno con Montellano, en el límite septentrional de la Hoja.

Esta unidad presenta un aspecto muy uniforme, en general masivo, constituido por margas blancas con pequeños porcentajes de arena fina, limo y glauconita y abundantes restos fósiles de Radiolarios y Diatomeas. En el techo de esta unidad, se pueden observar pequeños niveles calcareníticos que parecen indicar un tránsito hacia los niveles superiores.

Dentro de esta unidad cartográfica se han incluido los dos tipos de «moronitas» que PERCONIG (1964) ha diferenciado en base a criterios micropaleontológicos (según se observe o no *Orbulina*). No obstante, y a grandes rasgos, las «moronitas antiguas» (Burdigaliense-Langhiense) estarían situadas en las proximidades del Cortijo del Infierno y en los alrededores de Montellano, mientras que las «moronitas modernas» (Serravaliense-Messiniense) se situarían más al Oeste, delimitadas por una línea que uniría Espera con el Cortijo de El Rubio.

El estudio de foraminíferos ha proporcionado: *Globigerinoides trilobus*, *G. inmaturus*, *G. quadrilobatus*, *Catapsydrax* aff. *dissimilis*, *C.* aff. *stainforthi*, *Globigerinatella insueta*, y el nannoplacton calcáreo: *Cyclococcolithus macintyreii*, *Lithostromation perdurum*, *Discoaster quinqueramus*, *D. brouweri*, que datan a esta unidad como comprendida entre el Burdigaliense y el Messiniense.

El ambiente de sedimentación, teniendo en cuenta el tipo microsecuencial cíclico de alternancia de niveles microscópicos de granos de cuarzo con Radiolarios y Diatomeas, y niveles margosos con Globigerinas, permite suponer que estos materiales se depositaron en ambientes de poca energía y con un marcado control climático.

2.4.1.2 Margas y arenas (21) y calcarenitas (22) (Tortonense - Messiniense)

Ambos términos forman un conjunto aflorante en el Cerro del Cuerno, de la Culebra y de las Majas, en el sector noroccidental de la Hoja, en general con una orientación NE-SO, continuando por la Hoja de El Coronil.

Los afloramientos son escasos y de mala calidad, tratándose de margas y arenas amarillas finas y margas arenosas ocreas (21).

Los análisis micropaleontológicos efectuados en estas margas y arenas han puesto de manifiesto la existencia de numerosos ejemplares resedimentados del Cretácico, Eoceno y Oligoceno, así como *Globigerinoides trilobus*, *Uvigerina aueriana*, *Bolivina scalprata* y *Bolivina miocenica* del Mioceno.

Las calcarenitas (22) se encuentran intercaladas entre las margas y arenas formando bancos de unos 8 m. de espesor. En detalle estos bancos están formados por una alternancia de calcarenitas, de 0,5 a 1 m. de espesor con granoclasificación positiva y laminación paralela, y niveles de arenas amarillas semejantes a las descritas anteriormente.

En los estudios de microfauna realizados en las calcarenitas también se han observado abundantes resedimentaciones del Cretácico, Eoceno y Oligoceno, así como fauna del Mioceno Medio, entre ellas: *Globigerinoides trilobus*, *Turborotalia obesa*, *T. mayeri*, *Globoquadrina dehiscens*.

Aunque no se han encontrado restos más modernos del Mioceno Medio,

a estas unidades se les ha asignado una edad de Tortoniense-Messiniense, ya que se encuentran estratigráficamente encima de las «moronitas» descritas anteriormente. Este conjunto puede equivaler a las margas azules del Valle del Guadalquivir, ausentes en esta zona, depositado en cuencas aisladas, con gran abundancia de aportes laterales a las mismas.

2.4.1.3 Margas arenosas (23) (Tortoniense Superior - Messiniense)

Son los primeros depósitos pertenecientes a la «transgresión marina del Tortoniense» que se observan en esta Hoja.

Se trata de margas ocreas, con un contenido variable en arena, aumentando éste según se encuentren más cerca de los niveles biocalcareníicos.

Su espesor es muy irregular y tanto lateral como verticalmente cambian a las facies de biocalcarenitas superiores, no obstante se han observado espesores de 40 m. en las cercanías de Espera.

La fauna es muy abundante, aunque muy poco determinativa, entre ella: *Globorotalia plesiotumida*, *G. limbata*, *G. cultrata*, *Turborotalia acostaensis*, *Orbulina universa*, *O. bilobata*, *Globigerinoides trilobus*, *G. ruber*, que indican una edad Mioceno Superior, posiblemente esté incluido en ellas el paso del Tortoniense al Messiniense.

El ambiente sedimentario corresponde a margas de plataforma.

2.4.1.4 Biocalcarenitas (24) y biocalcarenitas y arenas (25) y arenas amarillas (26) (Messiniense)

Los mejores afloramientos se sitúan en la mitad meridional de la Hoja, en las proximidades de la carretera que une Espera con Bornos.

Este conjunto detrítico está formado por biocalcarenitas bioclásticas (24) de grano grueso a muy grueso con Pectínidos, cargándose paulatinamente en arenas (25), llegando a organizarse en niveles completamente arenosos (26) como se observa en el flanco oeste del sinclinal de Espera.

La potencia de esta unidad es muy variable, llegando a alcanzar los 100 metros.

Básicamente el tramo está formado por cosets de estratificación cruzada «festoon» o planar, de gran escala, esencialmente sin arcilla, correspondiendo a un complejo de barras bioclásticas litorales.

La fauna es muy abundante con restos de Briozoos, Globigerinoides, *Elphidium*, *Eponides*, *Cibicides*, *Turborotalia* aff. *acostaensis*, que datan a estas unidades cartográficas como Tortoniense Superior-Messiniense, aunque atendiendo a su posición estratigráfica es posible que sean exclusivamente Messiniense.

2.4.1.5 Margas grises (27) (Messiniense Superior - Plioceno Inferior)

Afloran con gran extensión en el sinclinal de Bornos y en el sinclinal de Pozafría. Son margas de color gris, con escaso o nulo contenido en arenas y una marcada disyunción concoidea.

Su contacto con las unidades inferiores es ligeramente discordante, aunque más al Norte, en la Hoja de El Coronil, se observan estas margas directamente apoyadas sobre distintas unidades, lo que permite suponer a esta facies como «extensivas» respecto al Mioceno Superior.

El contenido faunístico es muy abundante: *Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *G. bulloides*, *Globorotalia acostaensis*, *G. ventriosa*, *Turborotalia acostaensis*, *J. pachyderma*, *Globigerina nepenthes*, *G. falconensis*. Entre el nannoplacton calcáreo, *Helicopuntospaera kamptneri*, *Pontospaera multipora*, *Sphenolithus abies*, *Rhabdosphaera claviger*, *Discoaster quinqueramus* que asignan a esta unidad una edad Messiniense Superior, incluyendo posiblemente parte del Plioceno Inferior, aunque no hay datos faunísticos que lo prueben.

2.4.2 PLIOCENO

2.4.2.1 Arenas amarillas (28) y biocalcarenitas (29) (Plioceno Inferior)

Afloran en las cercanías de Montellano, así como en el sinclinal de Pozafría. Este conjunto se observa claramente discordante sobre las unidades descritas anteriormente e incluso, como sucede en las cercanías de Montellano, sobre el Triásico.

Se trata de una serie de arenas silíceas (28) blancas y amarillas sin estratificación aparente y con gran cantidad de macrofauna, principalmente Pectínidos y Ostreidos, y pequeños niveles de arcillas verdes. Intercalado en este conjunto arenoso se observa un nivel biocalcarenítico (29) (biomicrocristalino) con estratificación cruzada a gran escala.

En los estudios de microfauna se han encontrado restos de Briozoos, Lamelibranquios, Equinodermos, *Globigerina*, *Elphidium*, *Cibicides*, etc., fauna que no precisa más edad que la de Mioceno Superior-Plioceno. No obstante, atendiendo a criterios regionales y estratigráficos, se le asigna una edad comprendida entre el Plioceno Inferior y Medio.

La potencia total de este conjunto detrítico es del orden de 80 m., alcanzando la barra bioclástica los 15 m. de espesor.

El ambiente de sedimentación corresponde a un sistema litoral, posiblemente playas.

2.4.2.2 Arcillas verdes (30) (Plioceno Medio)

Aparecen exclusivamente en los alrededores de Montellano, reposando aparentemente concordantes, sobre las arenas amarillas descritas anteriormente.

Son unas arcillas margosas verdes con un contenido variable en arenas y limos. Presentan abundante bioturbación y concentraciones nodulares de carbonatos, debidas estas últimas a posteriores exposiciones subaéreas (fenómenos de calichificación).

En los estudios de microfauna se han observado abundantes fósiles resedimentados del Cretácico, Eoceno y Mioceno, tales como *Globotruncana lapparenti*, *Globorotalia aragonensis*, *Globigerina eocaena* y *Globigerina linaperta*.

El espesor total de esta unidad es del orden de 20 m. y se interpreta como depósitos de estuario o fondo de bahía, por lo que su desarrollo es muy local. Aunque no se han encontrado restos fósiles determinativos, se le asigna una edad Plioceno Medio atendiendo a su posición estratigráfica.

2.4.2.3 Caliza con gasterópodos (31) (Plioceno Superior)

Afloran en las cercanías de Montellano, discordantes sobre las arcillas verdes descritas anteriormente, aunque la calidad del afloramiento es muy precaria.

En Hojas próximas a esta (El Coronil, 1.020), con mejores afloramientos, se ha podido observar esta unidad apoyándose directamente sobre las arenas amarillas del Plioceno Inferior, encontrando dos etapas de calichificación o desarrollo de paleosuelos, a muro y a techo del tramo calcáreo.

Se trata de calizas blancas (biomicrita) de Ostrácodos, Gasterópodos y Caraceas, con incrustaciones de niveles estromatolíticos de algas cianofíceas principalmente.

Su potencia es del orden de 20 m. y en los estudios de microfauna sólo se han encontrado formas resedimentadas del Cretácico, Eoceno y Mioceno, asignándosele una edad de Plioceno Superior en base a criterios estratigráficos y regionales.

Se interpretan sedimentológicamente como pertenecientes a un ambiente lacustre somero, dentro del cual a veces se reconocen facies de borde.

2.5 CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios ocupan una gran parte de la superficie de la Hoja de Montellano, sobre todo de su mitad Este, destacando, sin duda, los depósitos de terrazas del río Guadalete y del arroyo de Serracín y los

asociados a los grandes glacis que desde los cerros de Salvatierra, del Palomar y del Cortijo de la Cordillera Majada Alta salen hacia el Este, tapizando, con una suave pendiente, las laderas de los arroyos de Almarda, del Fraile y de la Morieta.

Existen otros cursos de agua que también ofrecen niveles de terrazas, pero su significado y representación son bastante menores. Junto a estos depósitos cabe destacar la presencia de otros sedimentos de carácter fluvial que aparecen distribuidos por la Hoja, como son: conos de deyección, abanicos aluviales, canales abandonados y los depósitos aluviales que rellenan el fondo de la mayoría de los valles.

Hay que señalar también la presencia, en la Hoja, de otra serie de depósitos que si bien no alcanzan un gran desarrollo en superficie, su proceso formador ha contribuido notablemente a la configuración morfológica del paisaje. Este es el caso de los coluviones y productos de ladera.

Por último, existen una serie de depósitos como los formados en pequeñas lagunas y otros de alteración kárstica cuya relevancia y expresión son muy reducidas.

2.5.1 PLEISTOCENO

Los materiales cuaternarios más antiguos de la Hoja de Montellano son sin duda los correspondientes a las terrazas superiores del río Guadalete, principal curso de agua de la zona. Estos primeros niveles presentan +80-85 m. y +60-65 m. (32 y 33) de altura con relación al cauce actual. Litológicamente, se trata de gravas fundamentalmente de calizas y en menor proporción de cuarcitas y areniscas, con una matriz arenoso-arcillosa de color rojo. Existe un cierto grado de cementación y algunos cantos están rodeados por una «camisa» de carbonatos. El centil oscila entre 30-40 cm. y el tamaño medio entre 5 y 10 cm.

Estos niveles más altos están visiblemente trastocados, lo que indica movimientos tectónicos posteriores a su sedimentación y corresponden a los afloramientos de la ladera sur del cerro del Jardinito y algunos retazos que desde Puerto Serrano al Embalse de Bornos aparecen en la margen derecha del río Guadalete.

Durante el Pleistoceno Medio y Superior sigue teniendo lugar el encajamiento de la red fluvial y la sedimentación de otros niveles de terrazas en cotas inferiores a las anteriormente citadas. Estas cotas son +40-50 m., +30-35 m., +20-25 m. y +12-15 m. (34, 35, 40 y 41), siendo el nivel de +20-25 m. el que aparece con mayor continuidad y desarrollo desde Puerto Serrano hasta el Embalse de Bornos.

La litología de estas terrazas es muy similar a la de los niveles superiores, dominando los cantos de calizas sobre los de cuarcitas, areniscas y

limolitas dentro de una matriz arenoso-arcillosa de color rojo anaranjado. Alrededor de los clastos es frecuente ver una «camisa» de carbonatos, y otras veces una película negra brillante, de óxido de Mn.

La tectonización también afecta a alguno de estos niveles. Así en la Estación abandonada de Puerto Serrano y en el cruce de la carretera que va desde esta misma localidad a Montellano con la línea del Ferrocarril, pueden observarse los niveles de gravas con buzamientos superiores a los 10-15°. No hay que descartar la posibilidad de que estos basculamientos sean producidos conjuntamente por movimientos tectónicos y la presencia del Triás diapírico en la zona.

También durante el Pleistoceno Medio y Superior tiene lugar la formación de otros depósitos de gran interés, entre los que deben destacarse: glaciares, coluviones, abanicos aluviales y arenas rojas procedentes de alteración kárstica.

Entre los glaciares (39) destacan por su tamaño los desarrollados en las laderas de los arroyos del Fraile, de Almarda y de las Herrerías. La litología es fundamentalmente arenosa, de granulometría fina, con arcillas, de color gris y cantos dispersos. En las zonas más distales hay un aumento de las arcillas. La potencia de estos sedimentos parece no superar los 3-4 m., aunque no se ha observado ningún corte donde aparezca el sustrato.

Existen otros glaciares distribuidos por el resto de la Hoja. Es probable que todos estos depósitos hayan tenido varias etapas de formación, pero ante la imposibilidad de diferenciar cartográficamente unos de otros, se han incluido todos en el mismo grupo, asignándoles una edad Pleistoceno Medio-Superior que abarcaría su conjunto.

Entre los coluviones se han separado dos tipos, teniendo en cuenta su grado de cementación y su posición relativa en las vertientes. Los primeros, más antiguos (36), tienen uno de sus mejores ejemplos en Montellano y puede observarse a la salida de esta localidad en la carretera que va hacia El Coronil. Está formado por clastos angulosos de calizas en una matriz arcillosa, muy cementada y de color rojo.

Los depósitos de ladera más recientes presentan menor grado de coherencia y se sitúan preferentemente al pie de las laderas (42 y 46).

Existen, por otro lado, una serie de abanicos aluviales (38), con perfil longitudinal cóncavo que podrían asimilarse a glaciares de acumulación. Estos abanicos se sitúan en el cuadrante suroeste de la Hoja y la mayor parte de ellos arrancan de la Sierra de Santa Lucía, en dirección perpendicular al río Guadalete. Son depósitos no muy potentes y están constituidos por gravas, arenas y limos, cuya litología está relacionada con la de los relieves de los cuales proceden. En la carretera de Algodonales a Villamartín, y muy próximos a esta localidad, pueden observarse facies canalizadas y de llanura de inundación.

Aparecen también, dentro de la Hoja, una serie de materiales de alteración, como son las arenas rojas (37) existentes al oeste del Embalse de Bornos, sobre sedimentos Miopliocenos. GOY y ZAZO (en prensa) atribuyen, en la Hoja de El Algar (1.063), una edad Pleistoceno Medio-Superior a estas arenas.

2.5.2 HOLOCENO

Por último, y con una edad holocena, el Cuaternario cartografiado corresponde a depósitos de llanura de inundación (48), fondos de valle (49 y 51), canales abandonados (50), conos de deyección (44), niveles bajos de terraza (43), depósitos de marisma y productos de ladera (45 y 46). Todos estos depósitos están distribuidos desigualmente por la Hoja, pero la mayoría de ellos, asociados a las principales líneas de agua.

3 TECTONICA

La totalidad de la Hoja aparece ocupada por extensos afloramientos de arcillas y yesos triásicos, sobre los cuales se apoyan numerosos retazos de los diferentes tramos del resto de la serie mesozoica y paleógena, así como las diferentes formaciones del Mioceno y del Cuaternario. Salvo en las formaciones arcillo-arenosas del Mioceno Superior-Plioceno no se aprecian direcciones estructurales y la tónica dominante del conjunto es la distribución anárquica de las diferentes formaciones, lo cual es el resultado de la extraordinaria movilidad de los materiales triásicos que ha posibilitado su diapirismo y extrusión masiva, especialmente durante las fases principales de tectónica tangencial.

El sector estudiado se localiza en la porción más externa de la zona subbética donde la ausencia aludida de direcciones estructurales, así como la desconexión de las diferentes formaciones en el seno del Trías imposibilitan el establecimiento y datación de las diferentes fases tectónicas, deducidas en los sectores más internos de la cadena susceptible de un análisis estructural más completo.

Seguidamente se analiza en primer lugar el comportamiento del Trías y sus relaciones con el resto de la serie mesozoica y paleógena. Posteriormente se aborda el análisis y discusión de la neotectónica propia de las series postorogénicas del Mioceno Superior y Plioceno.

3.1 TECTONICA DEL SUBBETICO

Las arcillas y yesos del Trías aparecen con una disposición extremadamente caótica, presentando porciones discontinuas de tramos más competentes, originalmente intercalados en dichas arcillas (calizas, dolomías y areniscas).

La serie mesozoica suprayacente aparece compartimentadas en diferentes tramos que, de forma independiente y sin continuidad lateral, descansan todos ellos sobre los materiales triásicos. Dichos tramos corresponden a:

- La serie carbonatada del Jurásico.
- Las margas y margocalizas blancas del Cretácico Inferior.
- Las «capas rojas» del Cretácico Superior-Eoceno.
- La serie margo-caliza del Paleoceno-Eoceno.

El carácter esencialmente margoso de los tres últimos tramos ha debido facilitar los despegues y deslizamientos relativos entre los mismos, hasta contactar cada uno de ellos con los materiales triásicos. Dicha disposición, común a una amplia banda que jalona las Zonas Externas de la Cordillera Bética, fue descrita inicialmente por FALLOT (1944) en la región de Murcia. Para su génesis, dicho autor, propuso la idea del «rebanamiento basal» mediante superficies de deslizamiento, que en algunos casos serían oblicuas a la estratificación, posibilitando el contacto mecánico de los diferentes tramos estratigráficos con los materiales triásicos. Igualmente CHAUVE (1968) tomó y desarrolló la misma idea para explicar la estructuración de los correspondientes a Paterna de la Rivera y Sierra de las Cabras. Dicho autor (figura 86, op. cit.) supuso que durante el inicio del plegamiento, el Trías comenzó su extrusión a través de la serie mesozoica suprayacente, para derramar ulteriormente sobre la misma ocupando las áreas sinclinales más deprimidas. Seguidamente debió producirse el deslizamiento de los diferentes tramos de la serie mesozoica, correspondiente a las áreas anticlinoriales o más elevadas, sobre los materiales triásicos ya extruidos.

Con la realización de Hojas anteriores (Algar y Chiclana de la Frontera) este mecanismo fue considerado ya operativo durante la primera fase del plegamiento e imbricación con vergencia al Norte (Oligoceno terminal). Durante las fases posteriores (segunda fase o fase principal de estructuración del Arco de Gibraltar y tercera fase o fase de retrocabalgamientos) dichos deslizamientos debieron proseguir, incrementándose el grado de desconexión entre los diferentes tramos.

En la Hoja geológica de Montellano las fases mencionadas no pueden ser diferenciadas, observándose por el contrario el resultado final de la totalidad de los deslizamientos gravitacionales y del ascenso diapírico del Trías. La geometría de la deformación, correspondiente a pliegues e imbricaciones con vergencia Norte para la primera fase y Oeste para la segunda, clara-

mente evidenciados en las Hojas meridionales, no aparecen reflejadas en la presente. Tan sólo el cabalgamiento existente en el seno del Jurásico de la Sierra de Montellano podría ser asimilable a la primera o a la segunda de las fases mencionadas dado que su vergencia es hacia el exterior de la cadena.

En relación con los tramos de la serie mesozoica, enumerados anteriormente y situados con independencia entre sí sobre los materiales triásicos, hay que señalar la circunstancia de que los correspondientes a las margas verdes (16), calizas arenosas y margas blancas (17) y margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos (18), sólo aparecen al SE de una línea paralela al curso del río Guadalete y que podría localizarse a unos dos o tres kilómetros al NO del mismo. Al lado suroriental de dicha línea, los tramos cronológicamente equivalentes a (16), (17) y (18) aparecen en facies «capas rojas». Dicho cambio lateral pudo ser el resultado de movimientos diapíricos tempranos de las masas triásicas con cierta linealidad y paralelismo en relación con la cadena, condicionando así ambas zonas paleogeográficas. Hay que destacar la presencia de niveles turbidíticos en ambas zonas, como posibles indicadores de cierta inestabilidad tectónica durante el Terciario Inferior. Por otra parte las margas y margocalizas blancas del Oligoceno (19), discordantes sobre las «capas rojas», se encuentran también exclusivamente al NO de la línea mencionada y de forma solidaria con dichas capas en las localidades correspondientes al Hoyo de las Tumbas, Cerro Roldán, Cerro Gordo, Las Viñas y Loma de las Peñuelas. Como dichas margas descansan directamente sobre los materiales triásicos, aunque en continuidad y discordantes sobre las «capas rojas», cabe pensar que ambos tramos deslizaron como una única unidad merced a fallas lítricas o superficies de deslizamiento, ligeramente oblicuas a la estratificación, las cuales posibilitan el emplazamiento y contacto sobre los materiales triásicos de ambos tramos estratigráficos.

La discordancia de las margas y margocalizas oligocenas sobre las «capas rojas» representa una etapa temprana de inestabilidad, anterior a las fases aludidas anteriormente, pudiendo corresponder, con toda probabilidad, a la fase Pirenaica que durante el Priabonense dio lugar a la estructuración de las Zonas Internas y a su acercamiento a las Zonas Externas de la Cadena (PAQUET, 1966).

3.2 SIGNIFICADO TECTONICO DE LAS ARENISCAS DEL ALJIBE Y ARCILLAS CON TUBOTOMACULUM

Tan sólo se encuentra un afloramiento de las primeras en las inmediaciones y al oeste de Puerto Serrano. El significado de dicho afloramiento aislado viene inferido por las observaciones y conclusiones obtenidas du-

rante la realización de las Hojas geológicas más meridionales (ver Hojas geológicas de Chiclana, Algar, Alcalá de Gazules, Vejer, Tarifa y Tahivilla, etcétera.), situadas también en sectores muy externos a la cadena. En dichas localidades las areniscas del Aljibe aparecen estructuradas en forma de escamas imbricadas constituyendo un amplio cinturón de cabalgamientos en cuyo frente o «foreland» se depositó el Complejo Tectosedimentario Mioceno, formado por una matriz de arcillas con Tubotomaculum y bloques de distinta naturaleza, principalmente de areniscas del Aljibe, así constituido, ocupó una posición tectoestratigráfica superior a la del resto de las formaciones, salvo en casos excepcionales en los que las masas diapíricas del Triás han llegado a situarse sobre las arcillas con Tubotomaculum (ver Hoja Chiclana de la Frontera). En el caso concreto de la Hoja de Montellano podría plantearse el problema de la ausencia de la matriz de arcillas en torno al bloque de areniscas del Aljibe o en cualquier otro lugar. En este sentido se ha identificado un pequeño afloramiento al norte de la Hoja, junto al Cerro de la Plata, que podría corresponder a un retazo de las arcillas con Tubotomaculum, si bien no se ha encontrado dicha traza fósil.

Si bien la totalidad del Complejo Tectosedimentario se depositó en un surco que se situaba entre el cinturón de cabalgamientos y un umbral diapírico localizado más al Noroeste sobre materiales subbéticos, en algún caso parte de los bloques con su matriz pudieron progradar en el sentido del transporte tectónico llegando a situarse sobre el mencionado umbral, o incluso rebasándolo. No se descarta la posibilidad de que impulsos posteriores modificaran la situación de los bloques previamente instalados según el mecanismo descrito. Este sería el proceso por el cual aparece un retazo de Areniscas del Aljibe y de arcillas con Tubotomaculum en la presente Hoja.

En cualquier caso la explicación más probable en relación con el único bloque de areniscas del Aljibe aflorante en la Hoja de Montellano, es la de su emplazamiento gravitacional, de forma análoga a los diferentes tramos de la serie subbética, de manera que dicho bloque pudo venir acompañado de las arcillas de Tubotomaculum y de otros bloques análogos, pero con dimensiones limitadas, al igual que el resto de las formaciones deslizadas.

Queremos resaltar aquí que todas las opiniones expuestas hasta ahora sobre la tectónica del conjunto, así como sobre la edad y significado tectónico de las areniscas del Aljibe y de las arcillas con Tubotomaculum no son compartidas en su conjunto por la supervisión técnica del IGME, aunque sí respetadas. Dadas las precarias condiciones de observación, y la escasez o carencia de datación en algunas formaciones, son posibles todo tipo de especulaciones.

3.3 TECTONICA DE LAS MORONITAS

Las margas síliceas blancas o moronitas afloran exclusivamente en la

mitad noroccidental de la Hoja y a partir de la línea correspondiente al sinclinal de Bornos-La Chirigota y al anticlinal del Cerro de la Plata, situándose en todos los casos sobre el Triás, si bien en las Hojas geológicas colindantes aparecen también sobre otras formaciones subbéticas. Su contacto con la formación arcillo-yesífera ha sido considerado de carácter mecánico, tratando con ello de evidenciar un comportamiento análogo al de los diferentes tramos de la serie subbética en relación con el Triás.

De esta manera, las moronitas, originalmente discordantes sobre el subbético, habrían experimentado notables deslizamientos inducidos por los movimientos diapíricos del sustrato arcillo-yesífero y los empujes tangenciales correspondientes a la segunda fase tectónica.

No obstante hay que tener en cuenta, tal como se apunta en el capítulo de estratigrafía, que sólo los afloramientos de moronitas más meridionales arrojan una edad Burdigaliense, en tanto que los más septentrionales alcanzan una edad Tortonienense, si bien estas últimas presentan además faunas resedimentadas procedentes de las primeras. Por ello y a pesar de que los afloramientos son poco reveladores, cabe suponer que sólo las moronitas burdigalienses habrían sido implicadas en la tectónica aludida, llegando a ser cabalgadas por las formaciones subbéticas en las inmediaciones de Paterna de la Ribera (CHAUVÉ, 1968). Las moronitas tortonienses sólo han podido participar en los deslizamientos generadores del olistostroma del Guadalquivir y posiblemente su contacto discordante sobre las arcillas y yesos triásicos ha llegado a mecanizarse, a lo sumo debido al continuado comportamiento halocínético de dichos materiales hasta el Plioceno Superior-Cuaternario antiguo, momento en que se produjo la última fase compresiva (ver apartado siguiente y Hoja geológica de El Coronil).

3.4 TECTONICA RECIENTE DE LAS SERIES MIOPLIOCENAS

3.4.1 DATOS DE OBSERVACION

Las series margo-arenosas del Mioceno Superior-Plioceno se extienden ampliamente por el borde meridional de la Hoja, dentro de la cuenca de Arcos-Bornos, la cual fue estructurada en diversos pliegues con dirección dominante NNE-SSO a NE-SO en el sector considerado. En el límite septentrional se distribuyen otros afloramientos de menor entidad también estructurados de la misma manera. Las barras de biocalcarenitas del Messiniense y del Plioceno han permitido la cartografía e identificación de los diferentes pliegues, los cuales son más numerosos y apretados hacia Occidente (zona de la Espera) en tanto que hacia Oriente son más amplios y laxos.

De Oeste a Este pueden definirse las siguientes estructuras:

- Sinclinal de La Espera.
- Zona anticlinorial del Cortijo de la Sanguijuela-Olivar de las Monjas.
- Sinclinal de Bornos-La Chirigota.
- Sinclinal de Pozafría.

Diversas fracturas, en ocasiones de caracterización dudosa, cortan y alteran la geometría original de dichos pliegues, pudiéndose agrupar en las siguientes familias: N 70° a 80° E, N 140° a 160° E y N 110° a 130° E. Las dos primeras aparecen bastante desarrolladas en la zona de pliegues apretados de La Espera, en cuyo lugar, la mayor parte de las fracturas N 70° a 80° E aparecen como fallas de dirección derecha, en tanto que las N 140° a 160° E aparecen, también en su mayoría, como fallas izquierdas, aunque con desplazamientos relativos menos importantes. No puede destacarse, por otra parte, una componente importante de movimientos en la vertical, que podría explicar algunas aparentes contradicciones en los desplazamientos relativos de los diferentes flancos de algunos pliegues, o bien la rápida atenuación de dichos desplazamientos entre los dos flancos de un mismo pliegue. Este podría ser el caso de los desgarres derechos que atraviesan el sinclinal localizado en el Cortijo de la Sanguijuela, situado al SSE de La Espera.

En las inmediaciones y al NE de Villamartín se localizan sendas fracturas N 140° E, la primero de ellas y más importante fue interpretada por BENKHELIL (1976) como un desgarre derecho, sin embargo la cartografía pone de manifiesto la continuidad a través de la misma del sinclinal de Bornos-La Chirigota, con la particularidad de que al NE de la fractura en cuestión la anchura del pliegue, referida a la separación entre las barras de calcarenitas de los dos flancos, disminuye ostensiblemente.

De esta manera la interpretación más verosímil corresponde a la presencia de una falla con movimiento vertical y labio levantado situado al Norte, lugar en que la erosión habría profundizado más en la estructura sinclinal, reduciendo su anchura de afloramiento.

La segunda fractura parece corresponder al mismo mecanismo, según puede deducirse del desplazamiento producido en el flanco NO del sinclinal de Pozafría. Ambas fracturas configuran un sistema de fallas en graderío con el bloque hundido perpendicularmente a la Cadena y responsables de la compartimentación del Arco de Gibraltar en etapas anteriores (accidente de Cotilla, la Cruz Negra, etc.; ver Hojas geológicas de Tahivilla, Algar y Alcalá de los Gazules).

En la región de La Espera, BENKHELIL (op. cit., p. 112) puso de manifiesto la presencia de un sistema de fracturación correspondiente a fallas de dirección N 60° a 70° E, derechas y N 160° E, izquierdas. La bisectriz del diedro formado por ambas podría asimilarse a una dirección de acortamiento con dirección ONO-ESE, perpendicular por tanto a la de los pliegues.

En el sector de Montellano el mismo autor cita la existencia de un desgarre derecho N 135° E a través de la estructura correspondiente al anticlinal del Cerro de la Plata. Sin embargo la cartografía de estos materiales evidencia exclusivamente la existencia de dos fracturas ligeramente oblicuas a la estructura principal, pudiéndose tratar tanto de fallas de dirección como de fallas con movimiento relativo a la vertical. Tal como se señala más arriba, cualquier fractura que en la cartografía produce un salto en la horizontal de la traza de las capas, no tiene que ser necesariamente una falla en dirección, salvo en el caso de que desplacen a los ejes de los pliegues (zona de La Espera).

El análisis de la fracturación a escala de afloramiento pone de manifiesto la existencia de diversas microfallas inversas en el seno del flanco oriental del anticlinal de la Sierra de la Plata. Dichas fracturas, por llevar la dirección de las capas, N 10° E, y ser fallas inversas, deben ser sincrónicas del plegamiento.

En el castillo de La Espera y cerros de La Esperilla se observan numerosas diaclasas y planos de fracturación con direcciones dominantes N 110° a 140° E y buzamientos de 60° N, junto con otra familia con dirección N 60° E y subverticales.

Dada la naturaleza de los afloramientos y la ausencia de datos de microtectónica no puede fijarse claramente el origen de dicho sistema, si bien puede corresponder a los planos de cizalla, conjugados en relación con la etapa compresiva con dirección ONO-ESE.

3.4.2 TRABAJOS ANTERIORES Y DISCUSION

BENKHELIL (1976) propone en sus conclusiones la actuación de una fase distensiva, en dirección N-S, durante el Mioceno terminal y de una fase compresiva finiolecena o del Cuaternario antiguo, según una dirección N-S a NNO-SSE, ambas con validez para todo el sector occidental de la Cadena Bética.

En relación con la primera hay que señalar que efectivamente los afloramientos pliocenos se distribuyen con cierta independencia de los Tortonien-Messinienses y cuando llegan a superponerse lo hacen a través de un contacto discordante (zona de Montellano y sinclinal de Pozafría). Por ello dicha discordancia corresponde a una etapa de inestabilidad tectónica y erosión, equiparables con la fase propuesta por el mencionado autor, sin que, por el contrario, se pueda establecer una orientación para la misma al no existir estructuras asimilables a dicha fase. De hecho todas las fracturas existentes en la zona afectan tanto a los materiales miocenos como pliocenos y en su mayoría parecen haberse generado durante el plegamiento posterior, siendo más abundantes en la zona de La Espera, donde justamente

el plegamiento ha sido más intenso. Algunas de estas fracturas han actuado en tiempos más recientes como fallas con movimiento vertical (fallas de gravedad posiblemente), tal como se ha expuesto ya para la zona de Villamartín.

Hay que añadir que en el conjunto de la serie miopliocena existen también otras discordancias y por tanto episodios de inestabilidad tectónica y erosión consecuente, localizadas en la base del Messiniense y el Plioceno Superior. Por ello cabe pensar en la existencia de diversas pulsaciones, en un régimen distensivo general, sincrónicas al levantamiento y emersión de la zona subbética, durante el Mioceno Superior-Plioceno (MAUTHE, 1971, y VIGUIER, 1977).

En relación con la fase compresiva del Cuaternario antiguo, con dirección de acortamiento N-S a NNO-SSE, según BENKHELIL (op. cit.), hay que señalar que durante la realización de las Hojas geológicas de Vejer de la Frontera y Chiclana se puso de manifiesto que la dirección de los pliegues, fallas inversas y desgarres indicaban claramente una compresión, posterior al Plioceno, en dirección ONO-ESE.

Durante la realización de este trabajo y tratando de clarificar esta cuestión se han investigado no sólo los afloramientos comprendidos dentro de la Hoja, sino también las diferentes localidades mencionadas por el citado autor y situadas en las inmediaciones de Jerez y Arcos de la Frontera y en general todos los afloramientos correspondientes a canteras, taludes, etc. Las observaciones reunidas no pueden incluirse, lógicamente, en la presente memoria, si bien no son muy numerosas. Tanto dentro como fuera de la Hoja de Montellano los indicadores de movimiento en relación con las superficies de fractura son muy escasos, debido posiblemente a la escasa competencia de los materiales involucrados.

En cualquier caso y brevemente, para la zona de Arcos-Bornos se deduce una etapa compresiva, posterior a las biocalcareniticas del Plioceno, también con dirección ONO-ESE, perpendicular, lógicamente, a la dirección de los pliegues, así como a la falla inversa visible en los acantilados de Arcos. Por otra parte dicha dirección de acortamiento es también compatible con diversas microfallas N 135° E, existentes en las canteras próximas a Arcos, las cuales presentan estrías, fibras y escalones de crecimiento de calcita, como indicadores de un movimiento relativo derecho.

Dentro de la Hoja de Montellano y en la zona de La Espera, la dirección de los pliegues y el sistema de fracturación ya expuesto indican una compresión con dirección ONO-ESE. Dichas observaciones, anotadas también por BENKHELIL (op. cit.), sin embargo no fueron consideradas por este mismo autor en sus conclusiones finales. En el caso de las fracturas situadas entre Villamartín y Puerto Serrano ya se ha justificado su carácter de fallas con movimiento en la vertical, pese a que para el citado autor correspondían a desgarres derechos y acordes, por tanto, con una supuesta compresión N-S.

Faltan no obstante, dentro de la Hoja, datos de microtectónica para completar las anteriores conclusiones. En este sentido los afloramientos existentes resultan poco reveladores.

En resumen, las estructuras cartografiables, resultantes de la fase compresiva del Plioceno-Cuaternario antiguo, indican una dirección de acortamiento ONO-ESE, conclusión que se ve confirmada por otros datos cartográficos y de microtectónica obtenidos fuera de la Hoja de Montellano.

4 GEOMORFOLOGIA

Una observación general de la Cartografía Geomorfológica E: 1:100.000 de la Hoja de Montellano, permite realizar algunos comentarios.

Se trata de una zona de relieve medio con cotas que oscilan entre los 100 y 200 m. principalmente. Sólo una pequeña superficie en la esquina noroeste que corresponde a la llanura del Guadalquivir y que no supera los 50 m. y el límite oriental de la Hoja, con las Sierras de Montellano (534) y Santa Lucía (420) rompen con la homogeneidad restante.

El otro elemento característico y diferenciable es el Valle del río Guadalete, principal curso de agua de la región y que a lo largo de su encajamiento, durante el Cuaternario, ha dejado una serie muy completa de niveles de terrazas. Con dirección NE-SO atraviesa el cuadrante suroriental de la Hoja, donde en el borde sur de la misma es represado, dando lugar al Embalse de Bornos. Otros ríos menos importantes pero que merecen la pena destacarse son los arroyos del Salado, de Los Frailes, de la Herrería, de la Renegada y del Judío, alguno de ellos originarios de depósitos de interés que serán comentados más adelante.

La litología es en gran medida responsable de este relieve, en el que los materiales más duros se sitúan en las cotas más altas (margas y calizas de edad cretácico-terciario, calizas del Cretácico Superior y calizas jurásicas), dando lugar a cerros, crestas y escarpes, para dejar las zonas más bajas y los relieves más suavizados a las litologías blandas (arcillas y yesos del Triás).

Después de esta visión general de la relación paisaje-litología hay que destacar los principales procesos originarios de las diferentes morfologías. El conjunto proceso-forma constituye lo que se denomina «sistema morfogenético».

En la Hoja de Montellano el sistema morfogenético de mayor actuación y representación es el sistema fluvial, al que siguen en importancia el de gravedad-vertiente y poligénico. Otros sistemas actuantes pero de influencia muy reducida, a veces casi puntual, son el edáfico y el lacustre.

4.1 SISTEMA FLUVIAL

El conjunto de niveles de terrazas del río Guadalete es, sin lugar a dudas, el elemento más característico dentro de la morfología fluvial. Este río ofrece una secuencia muy compleja en la que se han podido diferenciar los siguientes niveles: +80-85 m., +60-65 m., +40-45 m., +30-35 m., +20-25 m., +15-20 m. y +3-10 m., alturas correspondientes a su distancia vertical con relación al «talweg». Entre todos ellos es el de +20-25 m. el que presenta mayor continuidad, siendo más frecuente en el resto de los niveles, los pequeños retazos aislados.

Se observa también una cierta disimetría en el desarrollo de terrazas a una margen y a otra del río, apareciendo la secuencia completa en la vertiente derecha, mientras que en la izquierda faltan los niveles superiores. En cuanto a su disposición espacial, se trata en general de niveles colgados, para las terrazas medias y superiores, en los que aflora el sustrato por debajo de las mismas y de niveles encajados e incluso solapados para los niveles inferiores.

Los arroyos de El Salado, Serracín y del Judío dejan también, a su paso, depósitos de este tipo, pero siempre por debajo de +20 m.

De carácter fluvial, se distinguen también conos de deyección desarrollados en la desembocadura de los pequeños cursos de agua, abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Santa Lucía, fondos de valle aluviales de algunos arroyos que recorren la Hoja y cauces abandonados.

4.2 SISTEMA DE GRAVEDAD-VERTIENTE

Dentro de este sistema se diferencian los coluviones y los derrames de terrazas, estos últimos suavizan los escarpes, produciendo en ocasiones un enmascaramiento de los mismos.

Los coluviones son muy frecuentes en la mayoría de las laderas con una cierta inclinación, pero conviene señalar, por su gran tamaño, el que aparece al noreste de la Hoja bordeando la sierra de Montellano.

4.3 SISTEMA MIXTO O POLIGENICO

Se incluyen aquí todas aquellas morfologías en las que han intervenido para su formación dos o más procesos.

Uno de estos casos son los glaciares de cobertera desarrollados en el eje N-S de la Hoja, en las vertientes de los arroyos de Los Frailes y de las Herreñas. Son glaciares de largo recorrido, poco espesor y pendiente suave que confieren una morfología muy característica a la zona donde aparecen. Hay

que destacar también los que aparecen al sur de la Sierra de Montellano, pues además de su gran extensión, presentan un cierto grado de encostramiento.

Dentro de este grupo se han incluido también los fondos de valle aluviales-coluviales, en los que resulta difícil diferenciar el verdadero depósito aluvial de los aportes de ladera.

La marisma del Guadalquivir, cuyo límite aparece en el ángulo NO de la Hoja, corresponde a un depósito mixto en el que han intervenido procesos marinos y continentales, en su formación. No ofrecen una morfología muy diferente a la llanura aluvial y no se han podido observar sus materiales en sección, pero TORRES (1977) en la Hoja de Los Palacios y Villafranca (1.909) señala que sedimentos equivalentes de la Hoja de El Rocío (1.018), en los que se han realizado sondeos, muestran la presencia de pequeños lentejones de lumaquelas de origen marino, dentro de limos y arcillas con niveles de turba de la llanura de inundación.

4.4 OTROS SISTEMAS

En esta Hoja, también hay que señalar la presencia de otras morfologías como pequeñas formas lacustres, originadas por impermeabilidad del sustrato, como la laguna del Cortijo de la Norieta baja y una serie de oquedades rellenas por unas arenas rojas, producto de alteración kárstica.

4.5 PROCESOS DE ALTERACION

Dentro del ámbito de la Hoja, es frecuente encontrar materiales blandos de aspecto moronítico, dispuestos en monteras aisladas, cuya extensión superficial guarda relación directa con los bloques subbéticos a los que se superpone y que son el resultado final de una intensa alteración selectiva sobre materiales margocalcáreos y margosos del Cretácico y Terciario.

Estas monteras, están mejor desarrolladas y tienen un mayor espesor, cuando se sitúan en zonas adyacentes a fracturas y diaclasas que afectan al material compacto subyacente. Internamente presentan un aspecto masivo y homogéneo, siendo difícil reconocer en ellas restos de laminación y de otras estructuras internas primarias. Cuando se presentan algo más compactadas, el material rompe con fracturas concoides pero lo más común es que aparezcan como una masa blanda y plástica rica en agua. Algunas de estas alteraciones presentan localmente costras calcáreas compactas con laminación interna.

Estos procesos de alteración se han formado por una meteorización prolongada, en gran parte bajo condiciones subaéreas, y que recuerdan en mu-

MONTELLANO

1.035
13-43

MAPA GEOMORFOLOGICO



LIEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROLOGIA

- * 182 Cota en metros
- Cauce permanente
- - - Cauce esporádico

FORMAS FLUVIALES

- ^ Valles en V
- U Valles en U
- Valles de fondo plano
- Valles asimétricos
- Canal abandonado
- Llanura de inundación
- Aluvial
- Cono de deyección
- Abanico aluvial
- Terrozas

FORMAS LACUSTRES

- Areas de encharcamiento temporal

FORMAS DE GRAVEDAD-VERTIENTE

- Coluvión
- Derrame de terraza

FORMAS EDAFICAS

- Arenas rojas de alteración Karstica

FORMAS POLIGENICAS

- Glacis
- Aluvial - Coluvial
- Marisma

FORMAS ESTRUCTURALES

- Escarpe estructural
- Escarpe de cuesta

FORMAS ANTROPICAS

- Nucleo urbano
- Carretera
- Ferrocarril

MODRFDINAMICA

- Incisión lineal
- Cárcavas

MODRFDINAMICA DE TALUDES

- Escarpe <20m. (Terraza)
- Líneas de cresta

VEERTIENTES

- Pendientes de 0° a 10°
- Pendientes de 10° a 30°
- Pendientes de 30° a 60°
- Pendientes de >60°

MODRFDINAMICA DE TALUDES

- Escarpe <20m. (Terraza)
- Líneas de cresta

VEERTIENTES

- Pendientes de 0° a 10°
- Pendientes de 10° a 30°
- Pendientes de 30° a 60°
- Pendientes de >60°

MODRFDINAMICA DE TALUDES

- Escarpe <20m. (Terraza)
- Líneas de cresta

VEERTIENTES

- Pendientes de 0° a 10°
- Pendientes de 10° a 30°
- Pendientes de 30° a 60°
- Pendientes de >60°

MODRFDINAMICA DE TALUDES

- Escarpe <20m. (Terraza)
- Líneas de cresta

VEERTIENTES

- Pendientes de 0° a 10°
- Pendientes de 10° a 30°
- Pendientes de 30° a 60°
- Pendientes de >60°

ESCALA GRAFICA

0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km

AUTOR: P. Cobro Gil

chos aspectos, a un proceso selectivo de disolución de fango micrítico debida fundamentalmente a la acción de las aguas meteóricas ácidas con posterior precipitación de carbonatos, por migración ascendente, en forma de costras laminadas. De todas formas, y a juzgar por algunas observaciones de campo, no se descarta totalmente la posibilidad de que algunos de los fangos carbonatados, hayan permanecido localmente, y durante ciertos períodos, bajo una delgada capa de agua dulce, en un ambiente lacustre que sufre desecaciones intermitentes.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Las especiales características tectónicas de esta región, así como el no observarse ninguna serie completa de los materiales aflorantes, complica la reconstrucción de la historia geológica de esta Hoja.

El sedimento más antiguo reconocido en este sector es el Triásico, que ocupa una gran extensión geográfica, y que atendiendo a sus particulares características estructurales llega a alcanzar en sondeos potencias de más de 2.500 m. En general se trata de una sucesión de arcillas y yesos con intercalaciones de dolomías tableadas y areniscas, resultando un conjunto de gran plasticidad y fácilmente deformable que se ha movido o se ha disuelto parcialmente casi sin interrupción desde el Jurásico a la actualidad. Sus movimientos han condicionado en gran medida los rasgos paleogeográficos y los límites de distribución de sedimentos durante los momentos de mayor actividad tectónica, la dirección y extensión de los transportes tectónicos y los estilos estructurales de esta zona. Estos depósitos se formaron, bajo unas condiciones climáticas cálidas y de aridez, desarrollándose en grandes sebkhas con esporádicos episodios detríticos fluviales y de llanuras mareales carbonatadas.

El Jurásico es totalmente carbonatado.

Durante el Lías se instalaría en esta región una extensa plataforma carbonatada, con gran influencia mareal. En el Dogger una ligera subsidencia genera los depósitos de calizas oolíticas y de filamentos característicos de esta época.

En el Malm, y a principios del Cretácico Inferior, esta plataforma se estabilizaría, dando lugar a los depósitos de calizas nodulosas.

A comienzos del Cretácico Inferior (Neocomiense) se mantiene esta extensa plataforma, desarrollada durante el Jurásico, quizá con características de parcialmente restringida, originando depósitos de calizas y margas blancas, con pequeños ammonites piritosos.

Durante el Aptiense-Albiense y parte del Cenomaniense, continuaría este tipo de ambiente sedimentario, depositándose margas grises y verdes, como se observa al Norte, en la Hoja de El Coronil, y margas y margocalizas de tonos más claros con ammonites piritosos. Este conjunto va a tener un gran interés tectónico, ya que constituye un importante nivel de despegue regional.

A finales del Cenomaniense comienza a depositarse en esta región, margas y margocalizas en típicas facies de «capas rojas», características de plataforma externa. Es importante destacar que dentro de esta plataforma se originarían pequeños surcos en donde se depositarían también facies de «capas rojas» pero con predominio de los niveles calcáreos sobre los margosos.

Atendiendo a las series observadas en esta Hoja, este tipo de sedimentación continuaría en algunos sectores de la cuenca hasta el Eoceno Medio, mientras que en otros se crearía un surco, depositándose a partir del Eoceno Inferior las margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos calcáreos. En algunas zonas, estos mismos niveles turbidíticos se observan, aunque con menor espesor, incluidos en las facies de «capas rojas», indicando su proximidad al borde del mencionado surco.

En este sector no se han encontrado materiales de edad Eoceno Superior, estando posiblemente relacionado este fenómeno con la fase tectónica (Pirenaica) que estructura las zonas internas.

En el Oligoceno y discordantes sobre los tramos anteriores se depositó un conjunto de margas y margocalizas blancas con características de plataforma restringida que culmina en las zonas NP-24/25, de Martini, es decir, a finales del Oligoceno.

En resumen, desde el Jurásico al Oligoceno, todos los materiales del Subbético se corresponden con típicos sedimentos de plataforma, tanto restringida como externa. Asimismo es importante destacar, que los cambios paleogeográficos observados, pueden estar relacionados con movimientos diapíricos tempranos de las masas triásicas.

En el tránsito del Oligoceno al Mioceno, y mientras que más al Sur se produce el emplazamiento del manto de la Unidad de Almarchal, en esta Hoja se desarrollan como consecuencia intensos procesos diapíricos que motivaron la rotura e inclusión dentro de las arcillas y yesos del Triás de toda la serie Jurásica-Oligocena, originando un umbral central en cuyo surco norte se depositarían las moronitas «antiguas».

Posteriormente y durante la fase tectónica principalmente de edad Langhiense en esta zona, estos depósitos se verían implicados al igual que la serie jurásica-oligocena, en fuertes procesos diapíricos desplazando el surco de las moronitas hacia el Norte. Es en esta época cuando se produce más al Sur el apilamiento de escamas imbricadas según un mecanismo de «piggy back» del conjunto de las Areniscas del Aljibe. Este apilamiento estaría

producido por una onda tectónica que se desplazaría de Este a Oeste y en cuyo frente se depositarían el Complejo Tectosedimentario Mioceno, formado por una matriz de arcillas con Tubotomaculum y bloques de distintas naturalezas, fundamentalmente de areniscas del Aljibe. Este Complejo Tectosedimentario se depositó al sur del umbral diapírico, aunque algunos bloques y arcillas con Tubotomaculum llegaron a sobrepasar dicho umbral, emplazándose sobre los depósitos arcillo-yesíferos del Triásico y la serie Jurásico-Oligocena y Subbética.

Posteriormente y ya en el Tortoniense se depositarían las moronitas «modernas», discordantes sobre las anteriores, aunque debido a la mala calidad de los afloramientos y a la similitud de facies es imposible distinguir cartográficamente unas de otras.

Durante el Tortoniense Superior y mientras que en el Valle del Guadalquivir se depositaban las margas azules, esta zona estaría elevada y sólo se sedimentarían depósitos margosos y calcareníticos en pequeños surcos de dirección NE-SO. Es en esta época cuando se emplazaría el Olistostroma del Valle del Guadalquivir sin registro en estas Hojas. La caída de estas masas alóctonas, provoca la parcial colmatación de la cuenca, desplazando hacia el Sur su borde meridional, depositándose así las margas, arenas y biocalcarenitas del Messiniense en facies más someras y extensivas respecto de las anteriores.

Dentro del conjunto Messiniense-Plioceno Inferior, se han observado asimismo otras discordancias que implican varios episodios de inestabilidad tectónica y consecuente erosión. Por ello cabe pensar en la existencia de diversas pulsaciones, en un régimen distensivo general, con el desarrollo final de pequeñas cuencas aisladas de origen continental en donde se depositan las calizas con gasterópodos del Plioceno Medio.

Finalmente y durante el Cuaternario antiguo existiría una fase compresiva, con dirección de acortamiento ONO-ESE que originaron los pliegues y fallas que afectan a los depósitos biocalcareníticos y arenosos del Mioceno Superior-Plioceno que se observan en esta Hoja.

En el Pleistoceno Inferior se inicia la configuración de la red actual y la jerarquización de la misma. El proceso de encajamiento, da lugar a los primeros niveles de terrazas del río Guadalete, principal curso de agua de la región.

Durante el Pleistoceno Medio y Superior continúa la definición de la red y tiene lugar la formación de los niveles medios y bajos de terrazas.

Paralelamente a este proceso se van desarrollando una serie de secuencias de glaciares, coluviones y abanicos aluviales en las vertientes de los relieves principales.

Por último, y ya en el Holoceno se instala la llanura de inundación del río Guadalete y los depósitos aluviales de los principales cursos de agua. Se forman además otra serie de sedimentos de menor importancia y repre-

sentación como conos de deyección, coluviones, cauces abandonados y pequeñas lagunas, pero que han contribuido también a la actual configuración del relieve.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA Y CANTERAS

No existen en la Hoja labores mineras importantes, sólo se han observado pequeñas explotaciones de yeso, la mayoría de ellas actualmente inactivas.

Respecto a los materiales canterables se han observado explotaciones activas para áridos de trituración, que se surten a partir de los pequeños afloramientos de rocas volcánicas (ofitas) del Triásico Superior y de las calizas del Jurásico que forman la Sierra de Montellano.

Para esta misma industria, así como para la fabricación de cementos y cales, se han observado canteras algunas actualmente activas, en los bloques de calizas y dolomías del Muschelkalk y del Jurásico como las que afloran en el Cerro de la Atalaya y zonas limítrofes.

Como áridos naturales se han observado explotaciones en las biocalcarenititas y arenas del Mioceno Superior-Plioceno y utilizadas como relleno y subbase de carreteras y en las terrazas cuaternarias del río Guadalete.

6.2 HIDROGEOLOGIA

En la zona estudiada se pueden distinguir varios acuíferos de características diferentes, dada la diversidad de materiales que se encuentran en esta región.

El acuífero más importante observado en esta Hoja está desarrollado sobre las biocalcarenititas y arenas del Mioceno Superior-Plioceno que afloran con gran extensión en la mitad oriental de la misma. Esta unidad presenta una gran permeabilidad y excelente transmisibilidad, llegando incluso a observarse carstificaciones en ciertas zonas.

Las calizas del Jurásico de la Sierra de Montellano forman un acuífero poco importante, ya que están formando un bloque aislado por materiales arcillosos y margosos del Triásico Superior y Cretácico, sin posible conexión con otros acuíferos.

Finalmente el aluvial y las terrazas bajas del río Guadalete, aunque de pequeña extensión, forman acuíferos de cierta importancia.

7 BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; MENENDEZ AMOR, J.; LHENAFF, R.; ALFEREZ, F., y MECO, J. (1967).—«El Mioceno Superior (Andaluciense) en Sevilla y Cádiz». *Publ. Dpto. Paleont. Univ. Madrid*, 18 pp.
- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972).—«The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain». *The Bound. betw. Neogene and Quaternary*, Coll. of papers I, pp. 1-14 (Moscow).
- ANDRIEUX, J., y MATTAUER, M. (1973).—«Precisions sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 115-118.
- BAENA, J. (en prensa).—«Paterna de la Rivera (1.062). Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- BAENA, J., y JEREZ, L. (1982).—«Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)». *Col. Informes. IGME*.
- BENKHELIL, J., y GIRAUD, R. (1975).—«Les déformations postnappes de la région de Cadix». *3ème. R. An. des Sciences de la Terre*, p. 33.
- BENKHELIL, J. (1976).—«Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)». *Thèse de 3ème cycle. Univ. Nice*, 180 pp.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., y PEYRE, Y. (1972).—«Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'W des Cordillères Bétiques depuis l'Aquitainien». *Ann. Sc. Univ. Besançon, Géologie* (3), fasc. 17, pp. 97-112.
- BOURGOIS, J. (1978).—«La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données Géologiques pour un modèle d'évolution d'arc de Gibraltar». *Extr. Ann. Sc. de L'Université de Besançon, géologie 3ème. fasc. 30*, 445 pp.
- BOUSQUET, J. Cl. (1977).—«Contribution a l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien». *Inst. Symp. Struc. Hist. Méditerranéan Basin. Split* (Yugoslavia), 1976.
- CHAUVE, P. (1960).—«Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcalá de los Gazules (Province de Cadix, Espagne)». *B. S. G. F.* (7), III, pp. 345-351.
- (1960-1962).—«Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne)». *Livre. Mém. P. Fallot, Soc. Géol. France*, t. 1, pp. 257-264.
- (1967).—«Etude géologique du Nord de la Province de Cadix». *Tesis Univ. París* [Publ. en Mem. Inst. Geol y Min. España, t. LXIX, 337 pp., 1968].
- CHAUVE, P.; DIDON, J.; MAGNE, J., y PEYRE, Y. (1967).—«Aclaraciones sobre la edad de los fenómenos tectónicos mayores de las Cordilleras Béticas occidentales». *Not. y Com. IGME*, núm. 93, pp. 97-103.

- COLOM, G. (1952).—«Aquitania-Burdigalian deposits of the North Betic strait. Spain». *Fourn. Pal.*, XXVI, pp. 867-885.
- (1952).—«Les moronites du détroit Nord-Bétique». *C. R. 19ème. Session Congr. Géol. Internat. Alger., 1952*, sect. XIII, fasc. XIII, pp. 25-33 (Alger, 1954).
- COLOM, G., y GAMUNDI, J. (1951).—«Sobre la extensión e importancia de las «moronitas» a lo largo de las formaciones Aquitano-Burdigalienses del estrecho Nort-Bético». *Estudios geológicos*, núm. 14, pp. 331-385, 11 tabl., 12 pl.
- DIDON, J. (1969).—«Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)». Thèse d'Etat. Paris, 539 pp.
- DURAND-DELGA, M. (1973).—«Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar». *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. 15, núm. 2, pp. 119-120.
- GARCIA DE DOMINGO, A.; HERNAIZ HUERTA, P. P., y GONZALEZ LASTRA, J. «Vejer de la Frontera (1.073). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- «Algar (1.963). Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- GONZALEZ LASTRA, J.; GARCIA DE DOMINGO, A., y HERNAIZ HUERTA, P. P. «Tarifa (1.077). Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- GAVALA Y LABORDE, J. (1924).—«Mapa Geológico de la provincia de Cádiz. E. 1/100.000». *IGME*, 4 hojas.
- GIRAUD, R. (1974).—«Sur la néotectonique des zones externes de l'Arc de Gibraltar». *2ème. R. Ann. des Sciences de la Terre*, p. 266. Nancy, 1974.
- HERNAIZ HUERTA, P. P.; GARCIA DE DOMINGO, A., y GONZALEZ LASTRA, J. (en prensa).—«Alcalá de los Gazules (1.070). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- (En prensa).—«Tahivilla (1.074). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- JEREZ MIR, L. (en prensa).—«Arcos de la Frontera (1.049). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- MABESOONE, J. M. (1963).—«Les sédiments pré-quaternaires et villafranchiens du bassin fluvial de la Guadalete (province de Cadix)». *Est. Geol.*, vol. XIX, pp. 143-159, 9 figs.
- MAGNE, J., y VIGUIER, L. (1972).—«Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentales de la zona subbétique dans la province de Cadix (Espagne Sud-Ouest)». *Bull. Soc. Geol. France* (7), XIV, pp. 127-136.
- MARTINEZ DEL OLMO, W.; GARCIA MALLO, J.; LERET VERDU, G.; SERRANO OÑATE, A., y SUAREZ ALBA, J. (1984).—«Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir». *I Congr. Español de Geología*, t. 1, pp. 199-213.
- MARTINEZ DIAZ, C. (1973).—«Corte de Vejer de la Frontera». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 271-274.

- (1973).—«Los Foraminíferos planctónicos del corte de Vejer de la Frontera». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 275-282.
- MORENO DE CASTRO, E. (1973).—«Corte de la Sierra de las Cabras». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 289-296.
- MORENO SERRANO, F.; GARCIA DUEÑAS, V.; CAMPOS FERNANDEZ, J.; GARCIA ROSELL, L.; OROZCO FERNANDEZ, M., y SANZ DE GALDEANO, L. [en prensa].—«Ubrique (1.050). Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- PERCONIG, E., y GRANADOS, L. (1973).—«El estratotipo andaluciense». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 202-225.
- (1973).—«Contacto "caliza tosca"- "margas verdes" en el Km. 17 de la autopista Sevilla-Cádiz». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 225-247.
- (1973).—«Facies de "albarizas" o "moronitas". *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, pp. 247-253.
- (1973).—«Secclón de Arcos de la Frontera». *XIII Col. Europ. de Microp. España. ENADIMSA*, p. 297
- VIGUIER, C. (1974).—«Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du Bas-Guadalquivir». Thèse d'Etat. Faculté Sciences Bordeaux, 450 pp.
- (1975).—«Les grands traits de la tectonique du bassin Néogène du Bas Guadalquivir (Espagne du S.O.)». *3ème. R. An. des Sciences de la Terre*. p. 380.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía