



IGME

668

29-26

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAGUNTO

Segunda serie · Primera edición

612 ALMUDÍ 28-24	613 OMBLIKA 27-24	614 MARZHEIM 28-24	615 ALTMU 29-24	616 VILARESSES 30-24	617 ALDE DE SOPERA 31-24
637 LURKIZ 26-25	638 APONTE 27-25	639 JENCA 28-25	640 SEGURO 29-25	641 EXOTELA DE LA PANA 30-25	642 SLET COLONIZACION 32-25
665 MINA 26-26	666 CIRIA 27-26	667 TOLWIT 28-26	668 GUDIAGO 28-26	669 PREDIO 30-26	
693 UTCI 26-27	694 ORILLIA 27-27	695 JINA 28-27	696 BIRIBERI 29-27		
719 MINA DEL MONO 26-28	720 REZUELA 27-28	721 CHESE 28-28	722 VALLEJO 29-28		

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SAGUNTO

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por EPTISA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores siguientes:

División de Geología de EPTISA:

- D. Pedro Martín Bourgón, Dr. Ingeniero de Minas. Supervisor del Proyecto.
D. Carlos Campos Juliá, Ingeniero de Minas. Ingeniero Encargado.

Cátedra de Geodinámica Externa (Universidad Complutense de Madrid).

- D. Mateo Gutiérrez Elorza, Dr. en Geología. Geólogo de campo.
D. Ramón Vegas Martínez, Dr. en Geología. Geólogo de campo.
D. Javier Pedraza Gilsanz, Licenciado en Geología. Geólogo de campo.
D. José Luis Goy Goy, Licenciado en Geología. Geólogo de campo.
D.* Caridad Zazo Cardeña, Licenciada en Geología Cuaternaria.

Cátedra de Paleontología (Universidad Complutense de Madrid).

- D. Fernando Meléndez Hevia, Dr. en Geología. Especialista Cretáceo y Terciario.
D. José Campo Viguri, Licenciado en Geología. Especialista Terciario.
D. Antonio Goy Goy, Licenciado en Geología. Especialista Jurásico.
D. Fernando Fonollá, Licenciado en Geología. Especialista Triásico.
D. Francisco Alférez, Licenciado en Geología. Laboratorios.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 23.128 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-10

0 INTRODUCCION

0.1 ANTECEDENTES

En marzo de 1972 el Instituto Geológico y Minero de España, a través de su División de Geología, encargó a la Empresa Consultora Estudios y Proyectos Técnicos Industriales, S. A. (EPTISA), la realización del Levantamiento Geológico de la Hoja n.º 29-26 (Sagunto) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA), en colaboración con las Cátedras de Geodinámica Externa y Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Ciencias).

0.2 METODOLOGIA

Para el levantamiento geológico de la Hoja de Sagunto (29-26) se ha seguido la siguiente metodología: La Cátedra de Geodinámica Externa puso a disposición de la División de Geología de EPTISA cuatro geólogos para realizar la cartografía, bajo la dirección de la misma; dos de ellos cartografiaron los cuadrantes 1 y 4 y el resto los 2 y 3.

Por su parte, la Cátedra de Paleontología se encargó, con sus especialistas, de realizar la estratigrafía y el estudio de las muestras tomadas por los mismos.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 TRIASICO (T_g)

Los afloramientos triásicos ocupan la mayor parte de la Hoja de Sagunto.

Se presenta el Triás muy completo, en facies germánica típica, caracterizado por un potente Buntsandstein, un Muschelkalk fundamentalmente dolomítico-margoso, y un Keuper poco potente, en comparación con el aflorante en zonas más meridionales, generalmente laminado tectónicamente; en ocasiones se observan fenómenos de diapirismo.

1.1.1 Buntsandstein (T_{g1})

Los afloramientos del Buntsandstein ocupan una gran extensión en la Hoja, sobre todo en su parte central y meridional, adquiriendo su mayor desarrollo en la zona de Gátova, El Garbi, Torres-Torres, Serra, etc.

Su carácter azoico no permite separarlo estratigráficamente; sin embargo, litológicamente se distinguen tres tramos bien definidos.

De muro a techo, la formación es la siguiente:

- A) Arcillas rojas, con frecuentes intercalaciones de arenisca micácea y tono rojizo. La potencia vista es del orden de 80 m.
- B) Areniscas ortocuarcíticas (T_{g1^s}), muy compactas, en bancos gruesos de tonos rojos, violáceos y blancos; en el tercio inferior intercalaciones delgadas de limolitas arenosas. Presentan estratificación cruzada muy característica, que sirve de planos de exfoliación. La potencia del tramo es del orden de 200 m.
- C) Arcillas arenosas rojas (T_{g1^a}) con alternancias muy subordinadas de arenisca micácea, poco consistente. A techo de este nivel existe un tramo evaporítico, de 10 a 30 m. de potencia, integrado por margas y arcillas abigarradas de aspecto pizarreño, de facies Röt, que constituyen un nivel guía de separación entre el Buntsandstein y el Muschelkalk suprayacente. La potencia del tramo, excluida la facies Röt, es de 100-150 m.

1.1.2 Muschelkalk (T_{g2})

El Muschelkalk se sitúa transgresivamente sobre el Buntsandstein, del que lo separa constantemente la facies Röt, mencionada en el epígrafe anterior; adquiere un gran desarrollo en la Hoja, equiparable al del propio Buntsandstein.

Está formado en la base por calizas dolomíticas (micritas totalmente recristalizadas o dolomitizadas, en microesparita o seudoesparita, con sombras de pelets, intraclastos y fósiles), dispuestos en bancos gruesos de hasta 1 m. de espesor, bien diaclasados y con intensa carstificación, tienen tonalidad pardo-rojiza. Con intercalaciones de margas nodulares fosilíferas.

Continúa un tramo más detritico, de margas y arcillas, con yesos y cuarzos hematoideos, equivalente al nivel rojo detritico del Muschelkalk catalánide (C. VIRGILI, 1958), aunque de tonos más claros en conjunto.

A techo, una alternancia de dolomías y margas dolomíticas en bancos gruesos las primeras y masivas las segundas.

La potencia del Muschelkalk varía entre 150 y 200 m.

DUPUY DE LOME (1959) cita en las margas nodulares:

Lingula, sp. *Avicula* Bronni, Alb.; *Anodontophora* aff. *fassaensis*, Wissmann; *Mytilus edulisformis*, Schlot; *Nucula goldfussi*, Alb.; *Myophoria vulgaris*, Schlot; *Myophoria sublaevis*, Schmidt; *Euomphalus*, sp.; *Myophoria laevigata*, Alb.; *Gervillia mytiloides*, Schlot; *Terebratula*, sp., y *Myophoria*, sp.

Y en las margas tableadas amarillentas:

Anatina balearica; *Miophoriopsis camposinensis*, Wurou; *Miophoriopsis* aff. *conspicua*, Schmidt; *Gervilleia yoleandi*, Schmidt, y *Lithodomus*, sp.

1.1.3 Keuper (T_{g3})

Alcanza el Keuper un desarrollo mucho menor, tanto en extensión como en potencia, que en las regiones más al Sur. Está constituido por margas y arcillas abigarradas con yesos grises en potentes bancos, con gran profusión de cuarzo de neoformación, con intercalaciones ocasionales de niveles carbonatados de poco espesor.

En general no es diapírico; sin embargo, en la carretera de Algar a Vall de Uxó sí presenta este carácter, verdaderamente excepcional en la zona.

La potencia máxima de sedimentación es de difícil evaluación, a consecuencia de la intensa tectónica de bloques que ha experimentado el país, produciendo migraciones laterales o laminación total en algunos sitios y aumentos anormales de espesor en aquellos otros donde se han acumulado las masas emigradas de zonas próximas. Por tanto, puede pensarse en una potencia máxima del orden de 100 m.

1.1.4 Relaciones entre el Trías de la región de Sagunto y el de las áreas contiguas

El Trías de la región de Sagunto aparece como uno de los más completos y desarrollados de las Cadenas Ibéricas. En parte, conserva similitudes con los afloramientos triásicos de las cadenas catalanas, pero con un mayor

	CORDILLERAS IBERICAS (SE.) R. BRINKMANN (1931)	SAGUNTO DUPUY DE LOME (1959)	SAGUNTO En esta Memoria	CORDILLERAS CATALANAS C. VIRGILI (1962)
Keuper	Margas y yesos con bancos de areniscas.	Arcillas abigarradas. Arcillas yesíferas rojas y bancos de yesos grises.	Arcillas y margas con yesos abigarrados. Yesos oscuros.	Dolomías superiores. Dolomías arcillosas. Margas irisadas.
Muschelkalk	Calizas y dolomías en bancos gruesos; hacia la base, capas de calizas margosas.	Calizas margoso-dolomíticas. Alternancia de calizas y dolomías. Calizas dolomíticas oscuras.	Calizas margosas y margas.	Dolomías con nódulos de sílex. Calizas margosas. Calizas. Dolomías basales.
			Arcillas abigarradas con yesos.	Arcillas rojas con yesos e intercalaciones de carniolas.
			Dolomías y calizas dolomíticas oscuras, con raras capas de margas modulares.	Dolomías con Diploporos. Calizas con Fucoides. Calizas con Paraceratites. Calizas con Mentzelia.
Buntsandstein	Areniscas blandas blancas.	Arcillas abigarradas.	Arcillas y yesos violeta.	Arcillas límite.
	Areniscas silíceo-arcillosas, duras, rojas, en bancos gruesos.	Arcillas rojizas con alternancia de areniscas.	Arcillas rojas con areniscas subordinadas.	
	Alternancia de arcillas y areniscas arcillosas de tonos claros.	Areniscas en bancos, gruesas, rojas y blancas hacia la base.	Areniscas compactas, rojas hacia el techo y blancas a la base.	Arenisca abigarrada.
	Conglomerado de cantos de cuarzo y cuarcita.	Arcillas rojas con intercalaciones de arenisca roja oscura.	Areniscas ocre con niveles de arcillas rojas.	Conglomerado basal.
			Conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita.	

desarrollo y variedad litológica en los tramos pertenecientes al Buntsandstein. Respecto a otros sectores ibéricos, la serie triásica de Sagunto resulta ser mucho más completa, por aflorar los niveles más inferiores y por existir un mayor desarrollo, sobre todo frente a las series de las alineaciones más septentrionales de las Cadenas Celtibéricas.

Se puede establecer un cuadro comparativo con las series establecidas por VIRGILI (1962) en las Catalánides, por BRINKMANN (1931) en el sureste de la Cordillera Ibérica, y por DUPUY DE LOME (1959) la misma región de Sagunto.

En conjunto, la facies del Trías Germánico resulta ser suficientemente constante en el ámbito de las Cadenas Ibéricas y de las Cadenas Costeras Catalanas, y ofrece una gran similitud global con las facies definidas en Alemania en cuanto a características de sedimentación.

En el caso de la serie de Sagunto se puede apreciar una mejor definición por las condiciones de afloramiento de los tramos inferiores (Buntsandstein), pues aflora el conglomerado basal muy cerca del límite occidental de la Hoja, en las proximidades de Olocau, claramente discordantes sobre los materiales hercínicos.

1.2 JURASICO (J)

La existencia del Jurásico en la Hoja de Sagunto se conoce desde el siglo pasado, pero hasta 1958, fecha en que se levantó el Mapa Geológico a escala 1:50.000 (E. DUPUY DE LOME, publicado en 1959), no había sido objeto de un estudio detallado. En él se reúnen los conocimientos existentes sobre el Jurásico de la región, enriquecidos por nuevas aportaciones personales de gran interés.

Ocupa una gran extensión, aunque no tanta como le había sido asignada hasta la fecha. Las calizas, carniolas y dolomías supratriásicas, atribuidas al Suprakeuper, deben incluirse en la serie Triásica. Si bien es cierto que esta formación dolomítica (150 m.) se apoya sobre sedimentos que poseen una facies similar a la del Keuper.

1.2.1 Lías (J₁)

Se apoya en contacto muy irregular sobre las margas del Keuper. Está constituido por calizas oquerosas, calizas tableadas, bioclásticas en el techo, margas con intercalaciones margo-calizas y calizas tableadas en capas finas muy regulares. La potencia total es de 150-160 m. Se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1.—Caliza oquerosa, rosa, en ocasiones algo dolomítica. En la parte inferior aparecen con mayor frecuencia niveles cavernosos y brechoides. Azoicas (21 m.).

Tramo 2.—Calizas arcillosas y micritas, de color gris, en capas gruesas, aspecto ligeramente tableado, con algunos niveles dolomíticos hacia el techo. En el centro del tramo algunos niveles contienen restos de fauna, insuficientes para la datación de los mismos. El estudio de las microfacies permite conocer restos de *Crinoideos*, secciones de *Lenticulina* y *Ostrácodos* (78 m.).

Tramo 3.—Calizas bioclásticas de color gris y gris rojizo, en capas variables mal estratificadas. Recristalizaciones frecuentes. Fauna abundante, especialmente en el techo. Termina dando un resalte en la topografía. Se reconocen: *Braquiópodos*, *Ostreídos*, *Gasterópodos*, *Crinoideos*, *Espinas*, fragmentos de políperos, etc. (28 m.).

Tramo 4.—Margas con intercalaciones margo-calizas finas, que hacia el techo se hacen más frecuentes. Este tramo es muy fosilífero. Contienen: En la base, *Hildaites*, sp.; *Hildoceras?*, sp.; *Spiriferina gr. alpina*, OPO; *Lobothryis subpunctata* (DAV); «*Terebratula*» cf. *wittnichi*, CHOIFF; «*Terebratula*» gr. *jauberti*, DESL; *Stolmorhynchia bouchardi* (DAV); *Homoeorhynchia meridiolis* (DESL); «*Rhynchonella batalleri*», DUB. Esta fauna pertenece al Toarcense Inferior. (Zona *Semicelatum?* y Zona *Serpentinus*); 5 m. de la base, *Hildoceras sublevisoni*, FUC. Sobre este nivel: *Hildoceras gr. sublevisoni*, FUC; *Hildoceras* cf. *semipolitum*, BUCK; «*Terebratula*» cf. *wittnichi*, CHOIFF; «*Terebratula*» *jauberti*, DESL; var. *leymeriei*, DUB; «*Terebratula*» *jauberti*, DESL; var. *depressa*, DUB; *Terebratula*, sp. (aff. *stephani*, DAV, in Charles, 1948); *Homoeorhynchia meridionalis* (DESL); «*Rhynchonella*», sp. (peq. tall., gr. *meridionalis*, DESL). Esta fauna pertenece al Toarcense Medio. (Zona *bifrons*). En el techo: «*Terebratula*» gr. *jauberti*, DESL; «*Terebratula*» *jauberti*, DESL; var. *leymeriei*, DUB; *Sphaeroidothyris dubari*, DELANCE; «*Terebratula*», sp. (peq. tall., gr. *jauberti*, DESL); «*Rhynchonella*», sp. (peq. tall., gr. *meridionalis*, DESL); *Aulacothyris*, sp., etc. Esta fauna pertenece al Toarcense Medio y posiblemente a la base del Toarcense Superior (16 m.).

Tramo 5.—Calizas bioclásticas (biomicritas). En la base capas finas, muy regulares, color gris-amarillento. En el techo capas gruesas, color gris-rojizo y nódulos de sílex interestratificados. Contienen: a 0,5 m., «*Rhynchonella*», sp. (peq. tall. gr. *meridionalis*, DESL); «*Terebratula*», sp. (peq. tall.). Se observa también la presencia de *Corales*, *Gasterópodos*, *Equinodermos*, *Braquiópodos* y *Ammonites* inclasificables (14 m.).

Los tramos 1 y 2 pertenecen al Lías Inferior y Pliensbachiense (parte). El tramo 3 es de edad Pliensbachiense Superior (Domeriense), al menos en su mayor parte. El tramo 4 corresponde al Toarcense Inferior, Medio y Superior. El tramo 5, al Toarcense Superior y Aalenense.

1.2.2 Dogger (J₂)

Está constituido por calizas micríticas y calizas bioclásticas, con microfilamentos, a veces tableadas, con finas intercalaciones de calizas arcillosas. Termina en un nivel de 0,20 m. de calizas rojizas, con oolitos ferruginosos y abundante fauna de Ammonites. El espesor aproximado es de 35 m.

Tramo 6.—Calizas bioclásticas, bioesparíticas, de color gris rojizo, aspecto masivo, con nódulos de sílex interestratificados. Bioclastos de *Crinoides* muy abundantes (8 m.).

Tramo 7.—Calizas micríticas, gris rojizas, tableadas, en capas de 0,20-0,40 metros, con intercalaciones finas de calizas arcillosas. Escasos restos de fauna. Sólo se han podido reconocer restos de *Equinodermos*, escasos fragmentos de conchas, y en el centro del tramo, una sección de *Ammonites* inclasificable (24 m.).

Tramo 8.—Calizas algo arcillosas, biomicritas con microfilamentos, de color gris a gris-rojizo, en capas de 0,5-0,6 m. A 2,5 m. de la base hay 0,10 metros de arcillas con Ammonites. Se distinguen (*): *Macrocephalites*, sp.; *Macrocephalites* cf. *macrocephalus* (SCHLOTH); *Macrocephalites canizzaroi*, GEMM?; *Homoeoplanulites* cf. *turculus* (NEUM). En el techo de este tramo se observan frecuentes secciones de *Macrocephalites* (s. a.) (3,25 m.).

Tramo 9.—Calizas rojizas, con oolitos ferruginosos y abundante fauna de Ammonites. Se distinguen: *Macrocephalites*, sp.; *Dolikephalites gracilis* (SPATH); *Grossouvria* cf. *teisseirei* (PARBON); *Grossouvrria*, sp. (aff. *chanasiense*, MANGOLD); *Elatnites*, sp.; *Elatnites curvicosta* (OPP)?; *Oppelia* (*Paralcidia*) cf. *mariorae*, POPOC-HATZ; *Hecticoceras*, sp.; *Reineckeia* (s. a.), sp. Rodados, pero pertenecientes a este tramo: *Macrocephalites canizzaroi*, GEMM; *Macrocephalites compressus*, QUEMST; *Indocephalites*, sp. aff. *chysoolithicus* (WAAG); *Phylloceras hommairei*, D'ORB; *Hecticoceras* cf. *hecticum*, REIM, y *Reineckeia revili* PAR-BOR, in Bataller, 1963. El espesor de este tramo es de 0,20 m.

Los tramos 6 y 7 corresponden probablemente al Bajociense y Bathoniense. En el tramo 8 comienza el Calloviano, si bien los primeros niveles podrían corresponder aún al Bathoniense Superior. La fauna de Ammonites que hay en el techo de este tramo corresponde al Calloviano Inferior. Probablemente a la base de la zona *gracilis* (Sub-zona *Koenigi*), o bien al techo

(*) Se repiten las listas de fauna de los tramos 7 y 8 expuestas en la Memoria de la Hoja de Burjasot, por considerarse que las conclusiones que de ellas se deducen son también válidas para la Hoja de Sagunto.

de la zona *Macrocephalus* (sub-zona *Kamptus*), capas de paso a la sub-zona *Koenigi*.

La fauna de Ammonites del tramo 9 es en su totalidad de edad Callovienne Inferior o Medio? Existe una condensación que comprende la mayor parte del Callovienne Inferior (Zona *Gracilis*, sub-zonas *Koenigi*; *Michalskii* y *Patina*) y tal vez la parte inferior del Callovienne Medio (Zona *Jason*).

Sobre este nivel se apoyan las calizas de la parte superior del Oxfordiense Medio. Existe un hiato sedimentario que comprende desde el Callovienne Medio (parte) hasta el Oxfordiense Medio (parte), o quizá el Oxfordiense Superior.

1.2.3 Malm (J_3)

Aflora al N. y NO. de Chilches, en el paraje denominado *La Punta*. Posiblemente existe también en el pequeño afloramiento Jurásico que hay al NE. de Albalat de Segart. La existencia de pequeñas fracturas no permite obtener un corte completo, pero sí varios parciales que dan una idea bastante clara de sus características. Se trata de una serie carbonatada, con intercalaciones arenosas hacia el techo, de edad Oxfordiense y Kimmeridgiense. Es el afloramiento de Jurásico Superior de la región y no ha sido citado hasta la fecha.

Se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 10.—Micritas peletíferas y pelmicritas, de color gris a gris rojizo, en capas de 0,10-0,40 m., con intercalaciones de calizas arcillosas, lajosas, de color gris, en capas finas. En la base tiene: *Lenticulina*; «*Protoglobigerinas*»; restos de *Crinoideos*; *Ostracodos*, etc. Se conoce este nivel en el Oxfordiense Superior de la región. En el resto del tramo: restos de *Equinodermos*, *Moluscos* y *Esporas* dispersas (20-25 m.).

Tramo 11.—Margas gris amarillentas, con raras *Espículas de Esponja* (10-15 m.).

Tramo 12.—Alternancia rítmica de micritas, a veces con «amigdalalas» cristalinas, en capas de 0,10-0,30 m., y calizas arcillosas, lajosas, en capas finas, desiguales. Existen raras *espículas de esponja* y *esporas* dispersas o en concentraciones. Estas microfacies se conocen en el Malm de la región, especialmente en el Kimmeridgiense Inferior (70 m. visibles).

Tramo 13.—Calizas bioclásticas, peletíferas de color gris rojizo, en capas gruesas de aspecto masivo. Contienen: *Cayeuxia*, *Pseudocyclammina gr. lituus* (YOKOHAMA), *Pseudochrysalidina*, *Astacolus*, *Lenticulina*, *Ostracodos*, fantasmas de *Ammonoideos*, restos de *Braquíopodos*, *Moluscos*, *Equinodermos*, *Corales*, *Briozoos*, *Espículas de Esponja* y *Esporas*. Terminan en un «hard ground», sobre el que se apoyan 0,40 m. de caliza pisolítica, con es-

casos restos de fauna de *Moluscos*, *Equinodermos* y *Corales* que suelen constituir el núcleo de los oolitos e intraclastos (40-45 m. visibles).

Tramo 14.—Margas con intercalaciones de areniscas de 0,05-0,15 m. Hacia el techo los niveles de areniscas se hacen más frecuentes y llegan a alcanzar 0,20-0,30 m. (19 m.).

Tramo 15.—Calizas bioclasticas (biomicritas e infrecuentemente oolíticas y peletíferas), en general la litología varía bastante de unos niveles a otros, e incluso dentro del mismo nivel. Color gris-rojizo en la base y gris en el techo. Estratificación en capas gruesas desiguales, que oscilan de 0,30-1 m. Contienen, en la parte inferior: *Alveosepta jaccardi*, SCHRODT; *Nautiloculina oolithica*, MOHLER; *Quinqueloculina*, etc. En la parte superior: *Kornubia*; *Clypeina jurassica*, FAVRE; *Alveosepta jaccardi*, SCHRODT; *Kornubia palastiniensis*, CHENSOM; *Nautiloculina oolithica*, MOHLER; *Pseudochrysalidina*.

Además, puede reconocerse, en todo el tramo, la presencia de *Braquiópodos*, *Gasterópodos*, *Pelecípodos*, *Equinodermos*, *Corales*, *Briozoos*, fragmentos de *Conchas*, *Espículas de Esponja* y Esporas (40 m.).

Las calizas del tramo 10 son de edad Oxfordiense Medio-Superior. La ausencia de fauna característica nos impide realizar divisiones más precisas. El tramo 11 es de edad Oxfordiense Superior o más probablemente Kimmeridgiense Basal. TINTANT y VIALLARD (1970) citan fauna de Ammonites de la base del Kimmeridgiense (zona Platynota) en estas margas, situadas encima de la caliza Oxfordiense. El tramo 12 constituye una ritmita calcárea, a la que se atribuye normalmente una edad Kimmeridgiense Inferior. F. GAUTIER (1968) cita en ellas fauna de Ammonites del Kimmeridgiense Inferior (determ. H. TINTANT. H. TINTANT y P. VIALLARD (1970) citan también en ellas fauna de *Lithacoceras* y *Ataxioceras* del Kimmeridgiense Inferior.

Los tramos 13, 14 y 15 (parte) corresponden, por su microfauna, a la zona de *Alveosepta jaccardi*, del Kimmeridgiense Inferior-Medio (FELGUE-ROSO COPPEL y RAMIREZ DEL POZO, 1971). La parte superior del tramo 15 podría pertenecer ya a la base del Kimmeridgiense Superior, la presencia de *Kurnubia palastiniensis*, HENSON, parece indicarlo.

1.3 CRETACICO (C)

Sólo está representado el Cretácico Inferior en el NO. de la Hoja. Está constituido por areniscas de cemento calcáreo y matriz arenoso-arcillosa, dispuestas subverticalmente. Su disposición, unido a la presencia de restos de equinídos, gasterópodos, ostrácodos, *Lithoporella*, *Quinqueloculina*, *Lenticulina*, Charáceas, fragmentos de lignito, etc., apuntan hacia un Cretácico

Inferior en facies de transición a Weald, posiblemente Neocomiense Superior-Barremiense.

1.4 TERCIARIO (T)

Pese a que en general se observa un marcado carácter detrítico en los afloramientos terciarios, abundan en gran porcentaje los sedimentos finos, arcillas, margas y calizas, quedando los conglomerados limitados casi exclusivamente a la región más occidental.

Litológicamente se distinguen dos tramos: El inferior está integrado por areniscas y arcillas, con cambios laterales de facies a conglomerados polígenicos, mientras que el superior está constituido por calizas.

Entre los sedimentos más finos existen todos los tránsitos, entre areniscas limosas y limolitas arenosas, siendo los más abundantes los que se encuentran en la zona de transición entre ambos extremos. El mayor porcentaje de granos se encuentra por debajo de 0,25 mm., su cemento es calcáreo en mayor o menor cantidad, por lo general poco coherente, y existe un tránsito gradual a margas de colores amarillos a grises claros, que es el tono de toda la serie; están mal estratificadas, en algunos casos se observa estratificación cruzada.

Los conglomerados son polígenicos, de cemento calcáreo y matriz arenolimosa, en gran parte brechoideos; se encuentran todos los tipos entre microconglomerados y de cantos grandes, hasta 10 cm. de diámetro. Suelen estar relacionados con la discordancia basal con el Mesozoico; su origen local es patente, por el bajo índice de redondeamiento que presentan los cantos y por ser algunos de éstos de yeso triásico.

Las calizas del tramo superior son en su totalidad micritas (biomicritas, intrapelmicritas, pelmicritas), arcillosas y frecuentemente recristalizadas, formanzo esparitas. Los fósiles que contienen demuestran la existencia de dos ambientes diferentes, hacia el SE., en las más basales, briozos, moluscos, gasterópodos y algas que señalan la existencia de influencias marinas de ambiente costero, probablemente de tipo lagunar o albufera en franco proceso de aislamiento; hacia el O. las calizas son exclusivamente lacustres, con fauna escasa de algas y gasterópodos.

Por comparación con las regiones situadas al S., puede asumirse una edad Vindobonierense-Pontiense, en cualquier caso toda la serie queda incluida en el Mioceno Superior.

1.4.1 Plioceno (T_2^B)

En el ángulo NO. de la Hoja se encuentran sedimentos postmiocenos de posible edad pliocena, aunque sin haberse encontrado fauna que lo justifi-

que, constituidos litológicamente por arcillas de tonos rojizos, con cantos heterométricos de naturaleza caliza.

1.5 CUATERNARIO (Q)

El Cuaternario se encuentra distribuido de una manera muy desigual a lo largo de la Hoja. Alcanza su máximo desarrollo en el cuarto más oriental, en las proximidades de la costa, donde muestra gran variedad genética. Hacia el interior pierde importancia y queda reducido a los depósitos característicos de zonas montañosas que, aunque en ocasiones alcanzan un cierto desarrollo superficial, son siempre poco potentes.

Se han dividido los materiales cuaternarios en tres tipos genéticamente bien diferenciados: depósitos continentales, depósitos marinos y depósitos mixtos. A continuación se describen los más característicos.

1.5.1 Depósitos continentales

a₁) Depósitos de pie de monte ($Q_1^2 L$). Forman una orla discontinua paralela a las estribaciones orientales de la Sierra del Espadán. Se trata de un glacis de pie de monte antiguo, similar al que existe en la Hoja de Castellón, superficialmente degradado por la instalación de una incipiente red fluvial. Litológicamente está constituido por una brecha heterométrica y polimictica, con tamaño de canto variable desde 5 a 15 cm., englobados en una matriz arcillosa o arenosa, con cemento calcáreo. La base sobre la que se apoya este glacis no queda al descubierto en ningún punto, pero su perfil longitudinal, con pendiente que no sobrepasa el 8 por 100 y la unión clara con la base montañosa, enmascarada en ocasiones por formaciones más recientes, que da lugar a un «knick» muy patente, inclina a pensar en una morfología de glacis. Las condiciones ambientales que generalmente se atribuyen a este modelado corresponden a climas templados, con grandes lluvias torrenciales. Aguas arriba, el glacis queda cubierto por la formación que se describe a continuación.

a₂) Coluvión en orla ($Q_1^2 Co$). Se distingue perfectamente de la unidad anterior por su mayor pendiente, y constituye una franja homogénea que se adapta a los relieves montañosos. Da lugar a depósitos de gran potencia, formados en su mayor parte por arcillas rojas con cantos angulosos, heterométricos y polimicticos, de aspecto caótico.

a₃) Conos de deyección ($Q_1^2 Cd$). Sobre el coluvión en orla se han encajado algunos arroyos que han dado lugar a la deposición de materiales arcillosos, con cantos más redondeados, que adquieren la típica forma de conos de deyección. Son poco potentes y aparecen casi ensarados con el coluvión citado.

Todos los depósitos citados están encostrados superficialmente, lo que

indica la existencia de una fase de encostramiento posterior al más reciente de ellos (conos de deyección), y que en algunos puntos ha dado lugar a depósitos de costras zonales cartografiables ($Q_1^{2-3} K$). La formación de estas costras debe ser atribuida a la acción conjunta de elevación de la temperatura y disminución del CO_2 atmosférico en un Interpluvial.

a₄) Mantos de arroyada ($Q_1^3 Ma1-Q_1^3 Ma2$). Ambos depósitos forman un glacis más reciente, bajo el cual desaparece el glacis descrito con anterioridad. La única diferencia entre ambos depósitos consiste en que el $Q_1^3 Ma1$ está formado por arcillas rojas, con niveles de cantes y costras zonales, mientras que el $Q_1^3 Ma2$ está formado por arcillas rojas, con cantes de costra caliza, y se sitúa más próximo a los relieves montañosos. Ambos depósitos son de tipo laminar y hay que atribuirlos a la acción de una lluvia corta, pero abundante en una superficie poco trabajada por los arroyos; es decir, corresponderían a un Pluvial. Posteriores a ellos existe una fase de encostramiento [Interpluvial], que ha dado lugar a los niveles de costras zonales discontinuas que a veces aparecen en los mismos.

a₅) Abanico aluvial ($Q_2 Ab$). Se localiza en el ángulo nordeste de la Hoja y corresponde a la desembocadura del arroyo Belcaire. Adopta la típica forma triangular, fácilmente distinguible. Litológicamente está constituido por arcillas rojas, con cantes fluviales. El origen de estos depósitos fluviales en abanico tiene un origen morfoclímático: pérdida de la capacidad de transporte al salir de la zona de encajamiento del arroyo para desembocar en la zona prelitoral de escasa pendiente. La época de formación corresponde al comienzo de un Pluvial.

a₆) Coluviones ($Q_2 C$). Aparecen encostrados sobre los relieves mesozoicos, y se diferencian de los coluviones en orla por su distribución más irregular, menor extensión y carecer de encostramiento superficial. Su génesis es semejante a la de aquéllos. El material constituyente es una arcilla rojiza, con cantes sueltos, angulosos, de disposición caótica.

a₇) Depósitos aluviales y de fondo de rambla ($Q_2 AL-Q_2 R$). Son depósitos constituidos por arcilla arenosa los primeros y cantes sueltos los segundos.

a₈) Depósitos aluvial-coluvial ($Q_2 AL-C$). Litológicamente están formados por arcillas, con cantes poligénicos.

a₉) Terrazas fluviales ($Q_1^2 T1-Q_2 T5$). Se presentan cinco niveles de terrazas, la mayor parte de ellas de depósito, aunque no se excluye la posibilidad de que una misma terraza pueda presentarse en forma de terraza erosiva o de depósito. Las alturas medias son, desde la más antigua a la

más reciente, 30-25 m., 20-18 m., 11 m., 7-5 m. y 3-2 m. No es posible establecer una datación atendiendo a las alturas medidas, ya que la región es inestable; hay que destacar la existencia de cinco fases sucesivas de excavación.

1.5.2 Depósitos marinos (Q_2Cl)

Corresponden al cordón litoral actual, formado por cantos de caliza y arenisca. La altura varía entre 0,5 y 2 m. Entre este cordón y la línea de costa se localiza una playa arenosa, muy estrecha, que en algunos puntos desaparece, quedando el cordón litoral en contacto con el mar.

1.5.3 Depósitos mixtos continentales-marinos

b₁) Abanico aluvial tipo deltaico (Q_1^3DI). El más importante es el que se sitúa en la desembocadura del río Palancia, con clara expresión morfológica, que forma un fuerte saliente en la línea de la costa. Los datos de sondeo citados por E. DUPUY (1959) indican una profundidad entre 60 y 100 m. Se trata de deltas sumergidos que indican una notable subsistencia en la zona.

b₂) Limos pardos (Q_2l1-Q_2l2). Forman una orla homogénea y continua que rodea las albuferas. Pueden diferenciarse dos tipos: una orla interior (Q_2l1), de clara influencia marina, que engloba cantos aplanados, perforados por litófagos, y otra exterior (Q_2l2), menos extensa, sin cantos. Estos limos corresponden al lavado de las arcillas de los mantos de arroyada.

b₃) Albuferas (Q_2A). Aparecen colmatadas en la actualidad, pero han debido de tener una gran extensión superficial en épocas no muy antiguas. Pueden relacionarse cronológicamente con la transgresión flandriense. Han quedado llenas por depósitos de limos negros, con intercalaciones de arenas.

b₄) Dunas litorales (Q_2D). Un cordón dunar de anchura inferior a los 300 m. forma la continuación del que procede de la Hoja de Moncúfar y se sitúa paralelo a la línea de costa, cerrando las depresiones litorales. Está constituido por arenas amarillentas sin cementar ni rubeficar y ha sido formado en el último movimiento negativo del mar. Se encuentra parcialmente fijado por una pobre vegetación que indica su origen reciente, aunque no actual.

1.5.4 Tectónica cuaternaria

Ninguno de los depósitos presenta la existencia de fenómenos tectónicos cuaternarios. No obstante, hay que señalar la disparidad entre los cinco

niveles escalonados de las terrazas fluviales y la inexistencia de niveles marinos levantados, lo que llevaría a pensar en la acción de la flexura continental, que elevaría la parte del continente alejada de la línea de costa y hundiría el tramo del litoral próximo a la línea de costa actual, en el que se desarrollarían depósitos propios de áreas de subsidencia (abanicos deltaicos). El eje de la flexión quedaría situado en las proximidades de la línea de costa actual, en dirección al continente.

1.5.5 Cronología

Sin más datos que las fases de excavación y deencostramiento localizadas en la zona no es posible nada más que intentar un bosquejo de la cronología de los sedimentos cuaternarios anteriormente descritos, intento que se traduce en el cuadro de la página siguiente.

2 TECTONICA

2.1 SITUACION TECTONICA GENERAL

Desde el punto de vista estructural, la Hoja de Sagunto pertenece a la terminación oriental de la Cadena Ibérica en su llegada al Mediterráneo. Las deformaciones y las unidades tectónicas mayores han de definirse dentro del marco de esta Cadena.

La Cordillera Ibérica o Celtibérica de los autores alemanes, representa una unidad estructural reciente, situada entre la Depresión del Ebro y la Meseta. Toda la unidad se compone de relieve y depresiones alargadas que corresponden a ejes de anticlinales y sinclinales respectivamente. Se extiende desde el N. de la provincia de Soria hasta el Mediterráneo, en Castellón y Valencia, formando arqueamientos suaves y cóncavos hacia el suroeste.

Geotectónicamente se trata de una cadena de cobertura, formada en un área semimóvil, con deformación de materiales someros depositados sobre un zócalo muy próximo. No hay en absoluto deformaciones ni transformaciones propias de áreas móviles de la corteza. De esta manera todos los accidentes tectónicos han de considerarse como reflejo en la cobertura de las deformaciones del basamento rígido subyacente. Este carácter condiciona el estilo y la disposición local de las estructuras analizadas.

2.2 LAS DEFORMACIONES

Dentro del esquema expresado anteriormente las deformaciones deben considerarse como resultado en superficie de los accidentes del zócalo; es decir, de la fragmentación de los materiales rígidos antemesozoicos.

			Depósitos continentales	Depósitos mixtos	Depósitos marinos
CUATERNARIO	HOLOCENO		<p>Q₂AL Aluvial Q₂AL-C. Aluvial-Coluvial Q₂R. Dep. fondo de rambla.</p> <p>Q₂C Coluviones.</p> <p>Q₂Ab Abanico aluvial.</p>	<p>Q₂D Dunas.</p> <p>Q₂I Limos pardos. Q₂A Albufera.</p>	<p>Q₂P Playa.</p> <p>Q₂Cl Cordón litoral.</p>
	SUPERIOR	2. ^a fase de encostramiento	<p>Q₁³T4 Terrazas (5-7 m.).</p> <p>Q₁³T3 Terrazas (11 m.).</p> <p>Q₁³Ma Mantos de arroyada.</p> <p>Q₁³DI Abanico aluvial tipo deltaico.</p>		
PLEISTOCENO	MEDIO	1. ^a fase de encostramiento Q ₁ ²⁻³ K			
		<p>Q₁T2 Terrazas (18-20 m.).</p> <p>Q₁²T1 Terrazas (25-30 m.).</p> <p>Q₁²Cd Conos de deyección.</p> <p>Q₁²Co Conos en orla.</p> <p>Q₁²L Depósitos de pie de monte.</p>			

Este reflejo en la cobertura da dos tipos de estructuras, según la plasticidad de las rocas mesozoicas y terciarias:

Estructuras de plegamiento.

Estructuras de fractura.

Al depender la plasticidad del tiempo, la interdependencia de ambos tipos puede quedar definida con la evolución tectónica de la región, hasta predominar los accidentes de fractura.

2.2.1 Estructuras de plegamiento

Las deformaciones plásticas de los materiales mesozoicos se resuelven en pliegues concéntricos, perfectamente dibujados en los niveles competentes (potentes zonas de calizas y dolomías, principalmente del Muschelkalk). Generalmente se trata de pliegues de radio muy amplio, que producen suaves ondulaciones e incluso áreas de aspecto tabular. Sin embargo, estas áreas poco deformadas se articulan entre sí por medio de zonas donde las capas aparecen bruscamente trastocadas en pliegues de aspecto violento. Estas zonas de pliegues apretados constituyen alineaciones que pueden seguirse varios kilómetros, y normalmente se resuelven en pliegues «en rodilla» que articulan zonas deprimidas (cubiertas por sedimentos recientes) y zonas de relieves de aspecto tabular. Cuando esto sucede, es fácil admitir un estilo eyectivo, según la terminología clásica. Aunque este estilo no se puede extrapolar a toda la zona, como se explicará más adelante.

La relación directa entre las áreas de fuerte compresión y las áreas suavemente deformadas, con los accidentes del zócalo, es fácil de establecer. Los «pliegues en rodilla» deben corresponder a accidentes de fracturas importantes, que ponen en contacto los bloques, principalmente del mosaico del basamento. De esta manera es comprensible la articulación de los ejes de áreas elevadas y deprimidas a la escala de la Cadena.

Por su parte, las áreas de plegamiento suave (a veces sin deformación aparente) representan zonas de acortamiento de la cobertura (suaves arrugas), por la deformación de los bloques rígidos. En general, se podrían considerar como estilo jurásico, con muchas reservas. Resulta evidente que estas diferencias de estilo tectónico han causado discrepancias en cuanto a su definición, dentro de la terminología clásica, por los autores que han tratado la cadena Ibérica.

En la Hoja de Sagunto, los pliegues suaves se resuelven en domos y depresiones de aspecto circular (domo de Torres-Torres, del N. de Vall de Uxó, etc.). La existencia de estos domos plantea el problema de entrecruzamiento de ejes de plegamiento, y, por consiguiente, de los esfuerzos tectónicos independientes; es decir, de dos fases de plegamiento.

Como característica de esta región se puede establecer la falta de

linearidad de las estructuras a escala local (ausencia de ejes definidos a pequeña escala). Este carácter parece ser predominante en esta área «ibérica».

En relación íntima con las alineaciones de plegamiento intenso (dislocaciones en rodilla, pliegues de flancos rectos, etc.), debe considerarse una serie de cabalgamientos de bajo ángulo que se desarrollan principalmente en la vertiente suroeste del macizo orográfico de Porta Coeli. Estos cabalgamientos representan la evolución extrema de los pliegues que articulan las áreas diferenciales de zócalo. Su desarrollo se atribuye, por tanto, a la continuidad del esfuerzo de compresión (aumento de acortamiento de la cubierta) que produce el despegue de masas competentes sobre niveles poco coherentes. En este caso, los materiales que favorecen el despegue son las margas yesíferas del Keuper, los niveles margosos del Muschelkalk Medio (equivalentes del Anhydrit Group del Trías Alemán) e incluso los niveles arcillosos (con capas yesíferas en el techo de facies Röt) de los tramos más altos del Buntsandstein.

Estos cabalgamientos de bajo ángulo representan un nuevo elemento tectónico, no considerado hasta ahora en este sector de la Cordillera Ibérica, y obligan a pensar en un estilo alpinotípico, aunque muy modesto.

Con todos estos elementos la definición de un estilo tectónico, con arreglo a la nomenclatura clásica, resulta prácticamente imposible.

2.2.2 Estructuras de fractura

De la misma fracturación del zócalo pueden aparecer dislocaciones por rotura en los materiales de la cubierta. Esta rotura, siguiendo las consideraciones anteriormente expuestas, puede producirse por sobrepasar el accidente profundo el umbral de plasticidad de los materiales de cubierta, o por acción tectónica posterior, cuando la rigidificación relativa de la cubierta se ha producido por consolidación natural de los sedimentos.

Por regla general, la fracturación de esta zona es relativamente intensa, produciéndose un enrejado denso, fácilmente detectable en un estudio fotogeológico somero. Simplificando esta red, se puede definir un canevás de grandes fracturas, alineadas según dos direcciones principales NO.-SE. y NNE.-SSO.

Las fracturas NO.-SE. se disponen en la dirección principal de las estructuras «ibéricas». En conjunto representa la dirección morfológica principal (falla de Sagunto, coincidente con un tramo del río Palancia, etc.).

La dirección NNE.-SSO. forma un enrejado casi rectangular con el otro sistema de fracturas. No parece existir una jerarquización patente de un sistema sobre otro, de manera que no es posible deducir una edad relativa clara entre ellos. A primera vista parecen contemporáneos, si bien el sis-

tema NNE-SSO. tiene un significado morfológico más moderno, mostrando bloques escalonados hacia el Mediterráneo actual.

Parece evidente que la acción conjunta de estas fracturas ha condicionado la sedimentación reciente. Esto podría indicar la persistencia en el tiempo de la actividad de la tectónica de fractura a esta área, aunque de manera atenuada.

2.3 UNIDADES TECTONICAS

Como síntesis geográfica, las deformaciones descritas en párrafos anteriores pueden agruparse en unidades diferentes que constituyen a su vez elementos principales a escala de la Cadena Ibérica, dentro de la cual representan la trama actual resultante de la fracturación y comprensión de los bloques del basamento, directamente reflejados en la topografía actual. Estas unidades constituyen las alineaciones de relieve y depresiones orientadas en el sentido de la cadena (STILLE, 1931). Dentro del área aquí estudiada pueden definirse tres de estas unidades de primer orden:

- Anticlinal Porta Coeli-Javalambre.
- Depresión Tectónica de Segorbe.
- Anticlinal de la Sierra de Espadán.

Estas unidades representan parte de la estructura de la rama meridional de la Alineación Ibérica, vergente al SO.

2.3.1 Anticlinal Porta Coeli-Javalambre

El área aquí estudiada comprende parte de la terminación meridional de esta unidad (cuadrante SO. de la Hoja de Sagunto). Morfológicamente representa un área de relieves acusados que aumentan en dirección NO.

La estructura masiva de estas unidades se debe, en parte, a la existencia de masas calizas subhorizontales cabalgantes, y en parte, a la existencia de masas tabulares no desplazadas.

Circundando el área tabular existen pliegues en rodilla a veces fallados.

La terminación hacia el mar se resuelve en una zona de fallas escalonadas que dislocan la estructura tabular, aflorando los niveles inferiores del Buntsandstein. Los relieves superiores son superficies estructurales de calizas del Muschelkalk o en el flanco de los cabalgamientos de calizas del Jurásico Inferior. Esta unidad aparece bien definida entre las depresiones de Liria y Segorbe.

2.3.2 Depresión de Segorbe

Esta estructura abarca toda la Hoja, entre Soneja y la región de Los Valles. En parte está cubierta por materiales miocenos y cuaternarios y

constituye un verdadero sinclinal, donde se han conservado los materiales del Keuper y del Jurásico Inferior. En profundidad debe representar un graben estrecho de los materiales antemesozóicos.

Esta depresión se continúa en dirección a Teruel y es en parte aprovechada por el río Palancia, que constituye la arteria principal de drenaje de esta región. Dada su continuidad, esta depresión angosta es utilizada como vía de penetración para las vías de comunicación entre las tierras altas de Teruel y la costa mediterránea.

2.3.3 Anticinal de la Sierra de Espadán

Esta estructura apenas si penetra en la región aquí estudiada. Unicamente parte de las alineaciones de su flanco meridional están representadas en la región de Vall de Uxó. Los importantes relieves de esta unidad van decreciendo hacia el mar mediante fallas escalonadas, como en el caso de las elevaciones de Porta Coeli.

Este eje de la Cadena Ibérica parece curvarse hacia el NE., dejando pequeños relieves residuales al S. de Vall de Uxó, en la región de Chilches. En la zona correspondiente a esta Hoja predominan las estructuras en domos y cubetas muy fracturados, ofreciendo un aspecto aparentemente caótico.

2.4 SIGNIFICADO REGIONAL Y EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Todas las deformaciones analizadas pueden incluirse dentro del cuadro estructural «ibérico», si bien es preciso matizar la influencia de áreas vecinas de mayor movilidad (Cordilleras Béticas, Cadenas Costeras Catalanas) y aun de bloques antiguos, hoy desaparecidos bajo coberturas terciarias (Bloque del Ebro).

En la actualidad, la Cordillera Ibérica representa un elemento tectónico independiente de las zonas «alpinas» de plegamiento de la Península (Béticas y Pirineos) y aparece resuelto el tan debatido enlace entre Alpes, Pirineos y Béticas a través de las cadenas celtibéricas.

Sin embargo, es preciso delimitar la influencia «bética» sobre parte del área estudiada. Este problema ha sido tratado por BRINKMANN (1931), sin llegar a una conclusión definitiva. Se podría pensar en una acción «bética» más perdurable que ha moldeado la terminación suroriental en forma de vergencias acusadas «antibéticas» (en el sentido de Stille) y realización de la fracturación transversal a los ejes ibéricos, con creación de posibles ejes superpuestos que acentuarían el carácter de la no-linealidad de las estructuras de Sagunto (direcciones béticas SSO.-NNE.). Por otra parte, la inflexión de los ejes hacia el NE. puede representar la

curvatura general del Sistema Ibérico hacia el borde del hipotético macizo del Ebro y la unión con las Cadenas Costeras Catalanas.

La zona estudiada contiene estas tres direcciones y supone una región fuertemente fracturada, con superposición de esfuerzos de compresión.

En cuanto a la edad de las deformaciones, parece evidente que las fases de plegamiento deber ser antemiocenas con toda seguridad y posteriores al Cretácico Terminal, según las discordancias más significativas descritas para el área «ibérica». No obstante, la tectónica de fracturación debe prolongarse hacia otras épocas de distensión y hasta la actualidad, considerando la tectónica reciente del Mediterráneo.

Respecto a la edad relativa entre los distintos sistemas de deformaciones se puede precisar muy poco. Los dos sistemas principales de fracturas parecen ser contemporáneos, si bien el de dirección «bética» parece haber perdurado en el tiempo. A esta persistencia hay que atribuir también los cabalgamientos de bajo ángulo dirigidos hacia el SO.

La movilidad de esta área ha debido continuar hasta tiempos recientes, condicionando levantamientos y hundimientos modernos de la costa, como se prueba por la repartición del Cuaternario marino, sumergido en ocasiones y levantado en otras.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Con la destrucción del relieve creado en la etapa orogénica hercínica comienza el ciclo sedimentario del área ibérica. El edificio hercínico es inmediatamente destruido, alcanzándose la peneplanización y la instalación de cuencas internas de sedimentación. Estas cuencas representan fosas tectónicas, formadas por movimientos diferenciales en la vertical en el orogeno hercínico ya consolidado. El área ocupada por los materiales que más tarde constituirán la Cadena Ibérica representa una de estas fosas intracontinentales, con la particularidad de estar conectada directamente con el mar.

En principio se depositan materiales continentales con elementos clásicos groseros que constituyen la base de las formaciones del Buntsandstein. Estos materiales evidencian un período de gran actividad erosiva, con desgaste exhaustivo de materiales paleozoicos de niveles estructurales profundos. El Buntsandstein termina con una facies salina.

Tras un período en que los sedimentos terrígeos adquieren un carácter de áreas lagunares aisladas o precariamente comunicadas con el mar abierto, se acentúa el carácter marino de esta zona durante los tiempos del Muschelkalk. Las condiciones lagunares o de áreas marinas, muy someras y mal comunicadas, están patentes en los materiales salinos de la facies Röt, en el techo de la sedimentación del Buntsandstein. Por su parte, el

Muschelkalk evidencia una evolución a una sedimentación marina con menores aportes terrígenos, predominando los sedimentos carbonatados. Sin embargo, aún es posible distinguir dentro del Muschelkalk, hacia su parte media, un período en el que se desarrollan de nuevo condiciones propicias para la deposición de materiales salinos y un mayor aporte de material detrítico.

Posteriormente, tras el ciclo carbonatado del Muschelkalk Superior, existe una época más prolongada, en la que las condiciones de áreas marinas con deposición de evaporitas es predominante. Se trata de la sedimentación del Keuper, tan constante en todas las áreas del Trías germánico. En esta época se instala, además, un volcanismo indicador de fracturas profundas abiertas que permiten el paso de materiales volcánicos profundos; es decir, las conocidas «ofitas».

Los depósitos de evaporitas y niveles detríticos abigarrados dejan paso a un nuevo ciclo de sedimentación de rocas carbonatadas que constituyen la mayor parte de los materiales de edad jurásica. Estos materiales indican siempre mares poco profundos y una inestabilidad persistente en cuanto a la existencia de series estratigráficas incompletas. Existen varios niveles de naturaleza más arenosa, pero este carácter es dominante en los niveles más altos de edad Malm, con un Kimmeridgiense Superior de facies Purbeck que indica claramente la existencia de áreas vecinas de aporte de materiales terrígenos.

De naturaleza semejante son los materiales del Cretácico Inferior, escasamente representados en esta Hoja, y que pueden englobarse en las características petrográficas de la Facies Weald.

Estos últimos materiales jurásicos y cretácicos indican ya momentos premonitores de la época principal de plegamiento, produciéndose áreas emergidas que hacen irregulares o inexistentes los sedimentos cretácicos de esta región.

Según el esquema tectónico de las Cadenas Ibéricas, el plegamiento y emersión general de la cadena se produjo a finales del Cretácico y durante el Terciario Inferior. Estos pisos no están representados en el área de Sagunto, pero sí hay depósitos del Terciario Superior en posición claramente horizontal, apenas perturbada por fracturas locales. Estos sedimentos de edad Vindoboniense-Pontiense son de régimen continental, indicando la característica paleogeográfica de esta zona. El carácter grosero de algunos tramos indica la procedencia del macizo del Maestrazgo, que ha representado un área positiva durante todo este período.

Los relieves creados en la etapa de compresión de los materiales mesozoicos y paleógenos es la fuente de los materiales neógenos y de los amplios depósitos de materiales cuaternarios que forman una amplia aureola festoneada que circunda los relieves actuales. Estos materiales se depositan en un suave glacis que llega hasta la costa actual. La Invasión de

sedimentos marinos cuaternarios indica inestabilidad de la línea de costa en oscilaciones controladas por la mezcla de elementos continentales y marinos.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

La actividad minera de la Hoja de Sagunto se refiere exclusivamente a la extracción de rocas de utilización industrial y a la explotación de aguas subterráneas.

Los indicios de mineralizaciones metálicas no presentan gran interés. Ligadas al Muschelkalk se encuentran mineralizaciones de hierro.

Sin embargo, en lo que respecta al laboreo de rocas industriales, el panorama es francamente halagüeño.

Se explotan o han sido explotados los materiales carbonatados del Triásico-Jurásico y del Pontiense, fundamentalmente en las zonas de Sagunto y de Vall de Uxó-Alfondeguilla. La producción es absorbida por la industria siderúrgica como fundente; por la de construcción, como áridos de trituración y piedra para escollera, y por la industria del cemento.

Es también digna de mención la explotación de arcillas triásicas y miocénas, principalmente las de las proximidades de Soneja, conocidas en la región como arcillas de Geldo, utilizadas en la industria de la cerámica. En la misma zona se encuentran las grandes explotaciones yesíferas del Keuper.

Las areniscas del tramo medio del Buntsandstein, conocidas como rodeno en la región, se explotan para la obtención de rocas de construcción, fundentes y losería.

Las formaciones terciarias y cuaternarias proporcionan buenos yacimientos granulares, susceptibles de ser utilizados como áridos naturales.

La estratigrafía de la zona comprendida en el perímetro de la Hoja de Sagunto, impermeable en la base y porosa a techo, es muy favorable para la acumulación de yacimientos de agua subterránea.

Existen dos niveles acuíferos fundamentales: las arenas y gravas cuaternarias y las calizas y dolomías del Triásico y Jurásico.

5 BIBLIOGRAFIA

AEROSERVICE (1966).—«Plan General de Explotación de Aguas Subterráneas». I. N. C.

ALBRICIAS, L. (1927).—«Contribución al estudio de las playas levantadas de Alicante». *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVII, pp. 281-284, Madrid.

- ALONSO PASCUAL, J., y PEREZ MATEOS, P. (1961).—«Los arenales costeros del Levante español. Consideraciones de conjunto sobre las tres provincias: Valencia, Castellón de la Plana y Alicante». *II Reunión de Sedimentología*, C. S. I. C., Inst. Edaf, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I., y BALLE CRUELLAS, P. (1969).—«Contribución al estudio sedimentológico de fondos marinos del Mediterráneo español (sector Palamós-Cabo de San Antonio)». *Bol. Inst. Esp. de Oceanografía*, Madrid, febrero 1969.
- BREBION, Ph.; DEMARQ, G.; LAURIAT, A., y MONTENAT, Ch. (1971).—«Le Pliocène de la région d'Elche (Prov. d'Alicante, Espagne) et sa faune de mollusques». *Est. Geol.*, vol. XXVII, C. S. I. C., Madrid.
- BRINKMANN, R. (1962).—«Aperçu sur les chaines ibériques». *Livre à la memoire de Paul Fallot*, pp. 291-299.
- (1948).—«Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del SE. de España». *Pub. Ext. Geol. España*, C. S. I. C., v. 4, n.º 23, pp. 307-431.
- BOUGART, J. (1940).—«Recherches stratigraphiques sur le Pliocène du Levant». *Bull. Soc. Geol. France* (5), X, pp. 207-230.
- (1960-62).—«La Méditerranée et la révolution du Pliocène». *Liv. Mem. P. Fallot*, t. I, Soc. Géol. Fr.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTHIER, F., y VIALLARD, P. (1971).—«Le Jurassique de la partie orientale des chaines Iberiques. Aperçu stratigraphique et paleogeographique». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 333-334.
- BULARD, P. F. (1971).—«La discontinuité entre le Callovien et l'oxfordien sur la bordure Nord-Est des chaines Iberiques. Aperçu stratigraphique et Paleogeographique». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 435-438.
- CANEROT, J. (1971).—«Le Jurassique dans la partie meridionale du Maestrazgo (province de Castellón). Stratigraphie et paleogeographie». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 323-332.
- DUMAS, B. (1969).—«Rejet Tectonique quaternaire au flanc sub de la Sierra de Benicadell (Levant español)». *C. R. Acad. Scéan. Soc. Geol. France*, fasc. I, París.
- (1969).—«Un relief érigé au Quaternaire: Le Sub-Est du Levant espagnol». *Rev. Géogr. Montr.*, vol. XXIII, n.º 2, pp. 165-178.
- DUPUY DE LOME, E. (1957).—«Alumbramiento de aguas subterráneas en Vall de Uxó». *Not. y Com. IGME*, t. 48, pp. 37-56.
- (1959).—«Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 668, Sagunto (Valencia)». *I. G. M. E.*
- FALLOT, P. (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana menor». *C. S. I. C.*, Madrid.
- (1934).—«Sur les conexus de la chaîne ibérique». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. 33, pp. 8-9.
- FELGUEROZO, C., y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Estratigrafía del Jurá-

- sico de la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo)». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 439-488.
- FERNANDEZ MONTERO, A.; GARCIA ACEDO, y TORCAL, R. (1971).—«Contribución al conocimiento del Jurásico de Montanejos (Castellón de la Plana)». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 37, S-400.
- FOURCADE, E. (1971).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Betiques: les confins du Prebetique et des chaînes Iberiques entre le rio Mundo et le rio Jucar (Stratigraphie, zones à foraminifères et Paleographie)». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 157-182.
- GAIBAR PUERTAS, C., y CUERDA BARCELO, J. (1969).—«Las playas del Cuaternario marino levantadas en el Cabo de Santa Pola (Alicante)». *Bol. Geol. y Min. de España*, t. LXXX, 2º fasc., marzo-abril.
- GAUTHIER, y MOUTERDE, R. (1964).—«Launes et irrégularité des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des chaînes Iberiques (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, pp. 3.064-3.067.
- GAUTHIER, F. (1971).—«Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 591, Mora de Rubielos». *I. G. M. E.*
- (1968).—«Sur la stratigraphie et les facies du Jurassique Supérieur et du Crétace Inferieur au Nord de Teruel (Espagne)». *Ext. C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 2, p. 43.
- GEYER, O. F., y HINKELBEIN, K. (1971).—«Horizontes de condensación de oolitos ferruginosos en el Lías de la Sierra de Espuña (Murcia)». n.º 5 b, *Geol. Paleont. Mh.*, h. 7, pp. 398-414.
- GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1922).—«Le Pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *C. R. Acad. Sci. Paris*.
- (1927).—«Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *XIV Congr. Geol. Int.*, Madrid, 1926. Extr. del Resumen de las Comunicaciones.
- GIGOUT, M. (1960).—«Cuaternario del litoral de las provincias del Levante español. Cuaternario marino». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n.º 57.
- (1959).—«A propos du Quaternaire marin sur le littoral du Levant espagnol». *C. R. Acad. Sc.*, 249, pp. 1.914-1.916, París.
- GIGOUT, M.; SOLE SABARIS, L., y SOLE, N. (1957).—«Sur le Néogène et le Quaternaire de la Sierra del Colmenar près de Alicante (Espagne)». *C. R. Sommaire des Sciences de la Soc. Geol. de France*, n.º 12, p. 235.
- GIGOUT, M. (1960).—«Cuaternario del litoral de las provincias del Levante español. Cuaternario continental». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 57.
- GOMEZ FERNANDEZ, J. J.; SANCHEZ, L., y RIVA, P. (1971).—«El Jurásico calcáreo de Sot de Chera (Valencia)». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 417-424.

- HANNE, C. (1930).—«Investigación estratigráfica y tectónica en las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona». *Publ. Extr. Geol. Esp. C. S. I. C.*, v. 2, pp. 53-100.
- (1944).—«La Cadena celtibérica al E. de la línea de Cuenca-Teruel-Aljambra». *Publ. alemanas sobre Geol. de Esp.*, v. 2, pp. 4-50.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1967).—«Características geográficas y geológicas del litoral y de la costa de Campoamor (Alicante)». *Bol. R. S. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 65, pp. 283-298.
- IMPERATORI, L. (1957).—«Documentos para el estudio del Cuaternario alicantino». *Est. Geol.*, n.º 34.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1925).—«Encuentro de *Strombus bubonius* Lam. en el subsuelo de Alicante». *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, t. XXV, pp. 81-83, Madrid.
- (1929).—«Las terrazas del Cuaternario marino del Cabo de Santa Pola». *Asoc. Esp. Progr. Ciencias, Congreso de Barcelona*, t. VI, Madrid.
- (1935).—«De la existencia de antiguas playas en la provincia de Alicante». *Las Ciencias*, t. II, pp. 367-371, Madrid.
- KRAUS, E. C. (1960-62).—«Le problème de l'espace en tectonique dans la région méditerranéenne». *Lv. Mém. P. Fallot*, t. I, Soc. Geol. Fr.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und tectonik der Celtiberischen Grund Gebirges». *A. B. H. Ges Wiss Göttingen Hath-Phys. N. F.*, v. 14, n.º 8, pp. 1-320.
- MARTEL, M. (1971).—«El Jurásico de la región Contreras. Sierra de la Bi-cuerca». *Cuad. Geol. Iber.*, v. 2, pp. 401-416.
- MENENDEZ AMOR, J., y FLOR-SCHITZ, F. (1961).—«La concordancia entre la composición de la vegetación durante la segunda mitad». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 59.
- MONTENAT, C. (1970).—«Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (province d'Alicante et Murcia)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, sér. D, pp. 3.194-3.197.
- (1971).—«Sur l'independance de deux unités stratigraphiques dans le Pliocène des côtes méditerranéenne d'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. (sous presse)*.
- MONTENAT, C., y TRUC, G. (1971).—«Pliocéne Supérieur et Villafranchien dans le Levant spagnol (Prov. Murcia y Alicante)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII, 1.er fasc., p. 52.
- ORTI, F., y SAN FELIU, T. (1971).—«Estudio del vulcanismo jurásico de Caudiel (Castellón), en relación con procesos de laterización, condensación y silicificación de la serie».
- OVEJERO, G.; ROBLES, F., y AGUIRRE, E. (1969).—«Notas sobre Neógeno y Cuaternario del Levante español». *COL-PA*, n.º 16. Dpto. Paleontología Facult. Ciencias, Madrid.
- PEREZ MATEOS, J., y ALONSO PASCUAL, J. (1961).—«Los arenales coste-

- ros del Levante español. III. La costa de Alicante». *II Reunión de Sedimentología, C. S. I. C. Inst. Edaf.*, Madrid.
- QUINTERO, I., y REVILLA, J. (1958).—«Algunos fósiles triásicos de la provincia de Valencia». *Not. y Com. I. G. M. E.*, t. II, n.º 50, pp. 363-371.
- RIBA, O., y RIOS, J. M. (1962).—«Observations sur la structura de la chaîne iberique». *Livre à la memoire de Paul Fallot*, pp. 276-290.
- ROSELLÓ, V. (1963).—«Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia». *Saitabi*, XLII, Valencia.
- SOLE SABARIS, L.; HERNANDEZ PACHECO, F.; JORDA, y PERICOT, L. (1957). «Le Quaternaire marin d'Alicante». *INQUA, V Congr. Int. Liv. Guid. de l'excurs. L. Levant et Majorque*, Madrid-Barcelona, 1957.
- SOLE, N., y PORTA, J. (1957).—«El Cuaternario marino de los alrededores de Alicante». *INQUA, V Congr. Intern. Résumés des communications*, Madrid-Barcelona, 1957.
- SOS BAYNAT, V. (1957).—«Las terrazas de la Rambla de la Viuda y el Cuaternario de la Plana de Castellón». *Actas del II Congreso INQUA* (Madrid-Barcelona).
- STILLE, H. (1942).—«Sobre los enlaces de las cadenas de montañas del Mediterráneo». *Publ. Alemanas sobre Geol. de Esp.*, v. 1, pp. 25-70.
- (1951).—«Die Celtiberische schettelung». *Nachr. VD. Ges D. Wis Gotting*, en v. 4, n.º 10, pp. 157-164.
- TINTANT, H., y VIALLARD, P. (1970).—«Le Jurassique moyen et superie de la chaîne Iberique Sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia y Cuenca». *Ext. C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 6, p. 207.
- VIRGILI, C. (1962).—«Le Trias du Nordest de l'Espagne» *Livre à la memoire de Paul Fallot*, pp. 301-311.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA