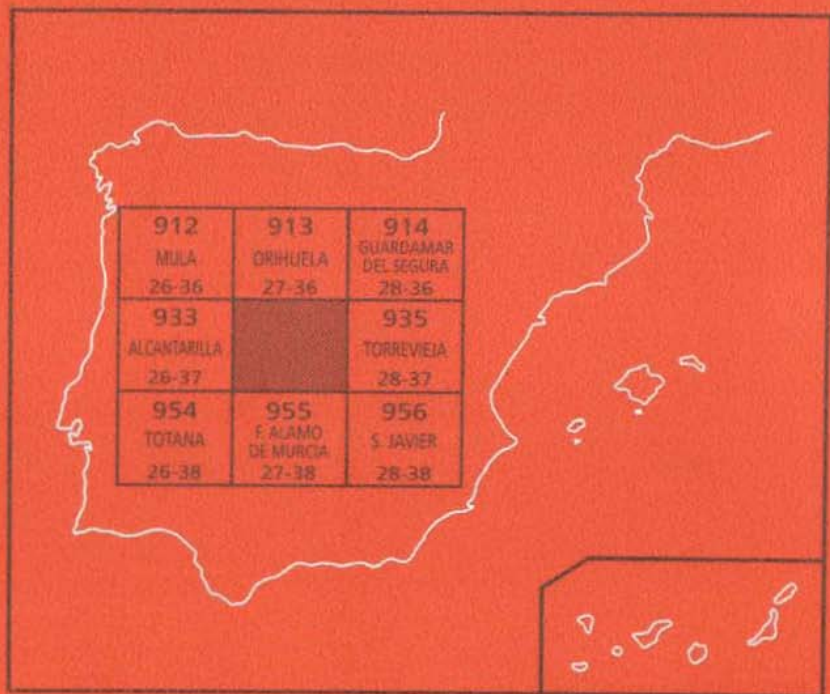




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



MURCIA



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MURCIA

Segunda serie. Primera edición 1976
Reimpresión 1995

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por FINA IBERICA, S.A., con normas, dirección y supervisión del ITGE

Han intervenido en la realización los siguientes titulados superiores:

Geología y síntesis:

- A. Núñez, W. Martínez e I. Colodrón, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Sedimentología y Micropaleontología:

- I. Cabañas y M^a A. Uralde, Licenciadas en Ciencias Geológicas.

Petrología:

- M. Navidad, Licenciada en Ciencias Geológicas.

Laboratorio:

- FINA IBERICA, S. A.

INTRODUCCION

La Hoja de Murcia comprende los terrenos próximos a dicha capital y situados al SE. y E. de la misma, si bien estos últimos pertenecen a la provincia de Alicante. Su red hidrográfica es escasa, siendo únicamente los ríos Segura y Guadalentín los cursos instalados en la depresión tectónica a que dan nombre.

Geológicamente, los terrenos que la forman pertenecen en su mayoría a la gran cuenca neógena del Mar Menor. Excepcionalmente, el borde NO. se encuentra formado, de una parte, por terrenos cuaternarios que constituyen la vega de Murcia; por otro lado, los relieves de las sierras del Puerto, Cresta del Gallo y Colinas adyacentes al pico Mirabetes forman parte de los complejos béticos, que son el sustento de la cuenca neógena.

La estructuración geológica, la naturaleza litológica y el clima dominante definen la orografía de la región. La Hoja se encuentra atravesada por una serie de cadenas montañosas sensiblemente paralelas a la dirección SO.-NE., su altura no llega a ser elevada, alcanzando sus cotas más altas las areniscas que forman la Sierra de Columbares. Paralela a la anterior y más hacia el SE. se encuentran las sierras de los Villares y Escalona en perfecta continuidad, formando un estrecho cordón igualmente constituido por areniscas neógenas. Por último, las elevaciones que se desarrollan más al NO. están formadas por materiales tanto del Complejo Bético como de los primeros aportes neógenos y constituyen los relieves más próximos a Murcia y que ya han sido citados.

Entre todas estas elevaciones se halla una serie de depresiones formadas por materiales margosos terciarios, que dan a la región una gran expresividad geomorfológica.

En cuanto a los antecedentes existentes respecto a los estudios sobre la cuenca neógena, en los últimos años cabe destacar los estudios de la compañía petrolera Unión Oil Company of Spain (1962), con los de I. QUINTERO y G. DEMARCO; posteriormente, las investigaciones llevadas a cabo por la asociación de compañías INI-COPAREX-SEPE-CIEPSA-REPESA. Por último, una recopilación de estos datos, ampliados y reelaborados, salen a la luz en 1973 en la tesis doctoral de CH. MONTENAT. Son éstos los que nos han servido de partida y han sido ampliamente utilizados en la nueva puesta a punto realizada por nosotros en este estudio en cuanto a Neógeno y Cuaternario se refiere, y siguiendo las directrices establecidas por la escuela holandesa con W. KAMPSCHUUR, respecto a las unidades béticas, aunque su trabajo se refiera fundamentalmente a la Sierra de Carrascoy, que constituye la prolongación occidental de la Sierra del Puerto-Mirabetes.

1 ESTRATIGRAFIA

La secuencia litoestratigráfica presente en la Hoja de Murcia comprende una muy variada gama de materiales sobre los que forzosamente recaen indeterminaciones cronoestratigráficas, derivadas fundamentalmente del propio carácter litológico de las series.

De los tres grandes conjuntos litoestratigráficos, las indeterminaciones cronológicas mayores, si no totales, recaen sin duda alguna en el Complejo Bético, al que por correlaciones litológicas se le atribuyen edades que abarcan desde el Devónico al Triásico.

El conjunto Neógeno o de sedimentos posmanto está, en contrapartida, perfectamente datado, existiendo ciertas indeterminaciones para las litofacies de alta energía (con planctónicos ausentes o poco expresivos) y, cómo no, problemas de nomenclatura y definición para el tan discutido límite Mio-Plioceno.

Si sobre los depósitos continentales cuaternarios encontramos de nuevo indeterminaciones cronológicas, al menos en ellos, a diferencia del Complejo Bético, es posible una cronología relativa.

1.1 EL COMPLEJO BETICO

La cartografía geológica de la Sierra del Puerto-Mirabetes, prolongación oriental de la de Carrascoy, ha revelado la existencia de unidades tectónicas y formaciones litoestratigráficas pertenecientes a los complejos Málaga, Alpujárride y Ballabona-Cucharón.

Aunque algo fuera del ámbito e intención de esta Memoria explicativa, creemos necesario presentar una breve síntesis de lo publicado sobre la litoestratigrafía de estos complejos, permitiendo así al lector una primera base de correlación entre los materiales de la Sierra del Puerto-Mirabetes y la tremenda diversidad de denominaciones que, fundamentalmente la escuela holandesa ha introducido en los últimos años al llevar a «límites extremos» los conceptos de *unidad* y *formación*, y debido, por otra parte, a los problemas de datación y correlación inherentes a las series y a la aparente incomunicación entre los distintos geólogos, que parecen haber olvidado la necesidad de sintetizar y correlacionar con los datos previos. De esta suerte, los trabajos realmente magníficos realizados por cada uno de los autores aparecen aislados en sus respectivas parcelas e introducen una tal diversidad de nombres que, al tratar de ajustarlos en una síntesis regional, complican aún más la interpretación del ya difícil complejo o zona bética.

Trataremos, pues, de presentar un esquema sencillo de correlación, y como ni queremos ampliar la ya larga lista de formaciones y unidades, ni nos creemos los más indicados para proponer una global y nueva, usaremos las ya definidas por W. KAMPSCHUUR en la Sierra de Carrascoy, que además constituye un mismo tren estructural con la de nuestros afloramientos —Sierra del Puerto-Mirabetes—. Este criterio unificador y no innovador no impide que aun conociendo el riesgo de cometer graves errores, presentemos una simple correlación litológica que parece definir un número de ciertas secuencias litoestratigráficas patentes en cada gran complejo y que simplemente denominaremos de acuerdo con su posición relativa dentro de los mismos.

La Sierra del Puerto-Mirabetes comprende cuatro unidades tectónicas apiladas unas sobre otras y deformadas con posterioridad en una larga y estrecha cresta con valor anticlinal. Olvidando que las atribuciones cronoestratigráficas son prácticamente iguales para todas las unidades, describiremos éstas basándonos en su posición tectónica dentro del apilamiento.

1.1.1 Complejo Ballabona-Cucharón

Representado por dos unidades tectónicas separadas por un espectacular plano de cabalgamiento, la unidad inferior se caracteriza, según W. KAMPSCHUUR, por un grado menor de metamorfismo. La síntesis regional de dicho complejo se presenta en el cuadro 1.

1.1.1.1 Unidad Interior (P-T_{A2})

Comprende dos secuencias litológicas claras, una baja, con espesor sin

duda superior a los 100 m., constituida por arcillas rojas, vinosas, cuarcitas en delgados niveles y finas intercalaciones de pizarra.

Se aprecia en ella la presencia de una esquistosidad de flujo muy marcada, esquistosidad de fractura y planos estilolíticos «fentes», rellenos de cuarzo secundario cuya generación es sincinemática con la S-2.

La secuencia litológica superior está compuesta por carbonatos en estratos delgados de color amarillento, ciertos niveles de grauwackas y masas estratificadas de metabasitas; en conjunto su potencia no sobrepasa los 60 m.

Sin duda alguna, estas dos secuencias corresponden a las descritas por W. KAMPSCHUUR como las formaciones Pocito y F. Aledo de la Unidad Romero.

1.1.1.2 *Unidad Superior* (T_{λ}^c) (T_{λ}^c)

Mantiene, al igual que la anterior, dos litologías diferentes: una inferior, que sólo aparece esporádicamente en la Sierra del Puerto y masivamente en Mirabetes, y está constituida por yesos masivos o caóticos y que engloban bloques de otras formaciones. La superior está formada por una secuencia fundamentalmente carbonática que incluye delgados niveles de pizarras. Son dolomías oscuras, grises, bien estratificadas, que alternan con grauwackas monogénicas, en las que son frecuentes la plagioclasa idioblástica tabular maclada en Carlsbad; la plagioclasa es de neoformación.

Se observan dos esquistosidades de flujo (la segunda de las cuales creculla a la primera) y una incipiente esquistosidad de fractura.

Siguiendo a W. KAMPSCHUUR, las dos secuencias corresponden a las formaciones Murta y Filos de la Unidad Carrascoy.

El esquema representado en el cuadro 1 sugiere que el Complejo Ballabona-Cucharón presenta dos secuencias litológicas netas (1 y 3), entre las que a modo de lentejones se intercala la secuencia (2); esta indeterminación puede también ser producto de la existencia en él de dos unidades realmente representativas: una que engloba las llamadas Orihuela, Bermejo y Romero, y otra las Redovan-Carrascoy.

1.1.2 **Complejo Alpujárride** ($D-T_{\lambda}^a$)

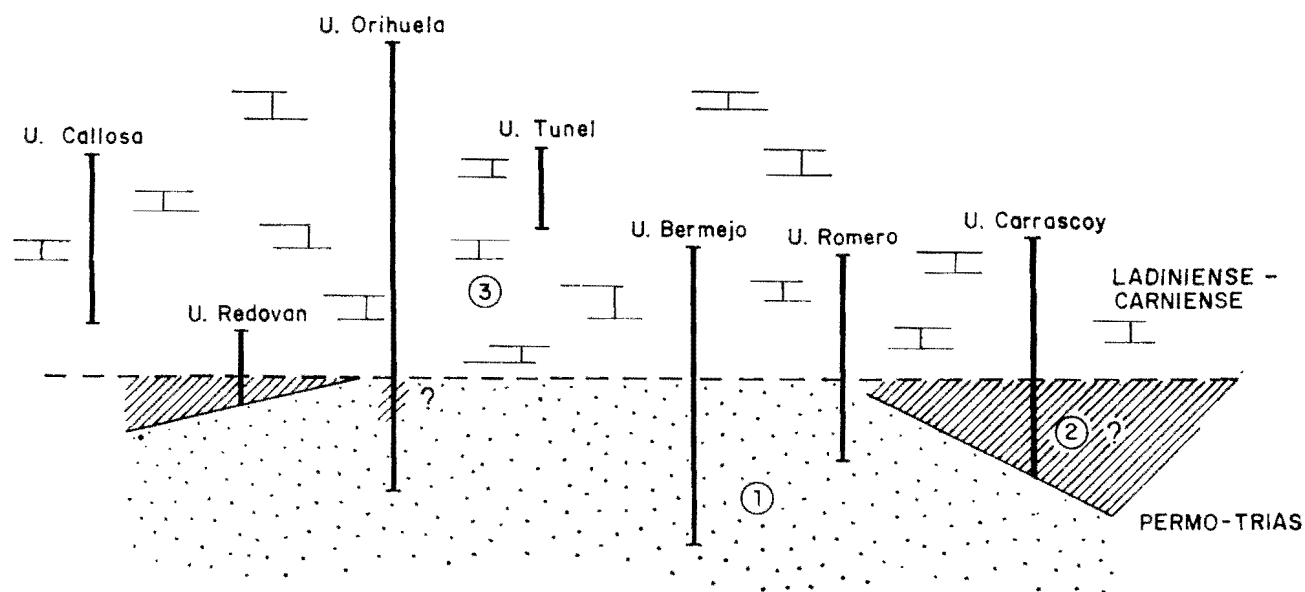
El cuadro 2 representa la síntesis recogida y la distribución, dentro del mismo, de tres secuencias litológicas netas.

En la sierra del Puerto-Mirabetes, tan sólo la secuencia intermedia (2) está representada y constituye una tira discontinua y estrecha entre dos contactos mecánicos de primer orden que la separan de los Complejos Ballabona-Cucharón y Maláguide. El paralelismo con este segundo hace en ocasiones pensar que más que una unidad tectónica independiente

COMPLEJO BALLABONA - CUCHARON

SINTESIS BIBLIOGRAFICA					
	UNIDAD Y PROCEDENCIA	FORMACIONES	LITOLOGIA	ESPESOR	EDAD ATRIBUIDA
S. DE CARRASCOY	CARRASCOY	Filos	Carbonatos	190	TRIAS
		Murta	Filitas, cuarcitas y yesos	150	"
	ROMERO (Carrascoy)	Fuente Aledo Pocito	Carbonatos y pizarras Pizarras y cuarcitas	180 40	LADINIENSE - CARNIEN. PERMO - TRIAS
SIERRA DE ORIHUELA	BERMEJO (Orihuela)	Cantales	Carbonatos	150-200	LADINIENSE - CARNIEN.
		Mina	Cuarcitas y pizarras	300-400	PERMO - TRIAS
	TUNEL (Orihuela)	Carbonatos sup.	Carbonatos	90	LADINIENSE - CARNIEN.
		Pizarras purpura	Pizarras	20	" "
		Carbonatos inf.	Carbonatos	30	" "
	ORIHUELA	Cabezo Ros	Carbonatos	245	LADINIENSE - CARNIEN.
Benferri y Maria		"	165	" "	
Oton y Virginia		"	260	" "	
Muela y Lucia		"	135	" "	
Aguila y Gertrudis Jaime		" Cuarcitas, pizarras metab. y yesos	210 170	" " PERMO - TRIAS	
SIERRA DE CALLOSA	REDOVAN (Callosa del Segura)	Carbonatos	Carbonatos	40	PERMO - TRIAS
		Filita - Cuarcita	Filitas y cuarcitas	20	
	CALLOSA (Callosa del Segura)	Cox	Carbonatos	20	TRIAS Medio y Super
Pizarras verdes		Carbonatos y pizarras	90	" " "	
Callosa San Pedro		Carbonatos "	115 75	" " "	

ESQUEMA DE CORRELACION

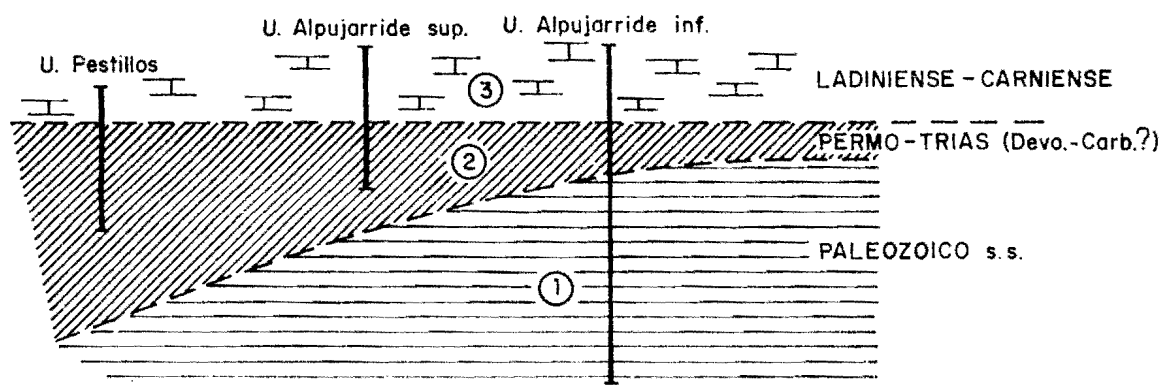


- SECUENCIAS {
- ③ Formaciones restantes (20)
 - ② ? Formaciones Murta y Filita-Cuarcita
 - ① Formaciones Jaime, Mina y Pocito

COMPLEJO ALPUJARRIDE

SINTESIS BIBLIOGRAFICA				
UNIDAD Y PROCEDENCIA	FORMACIONES	LITOLOGIA	ESPESOR	EDAD ATRIBUIDA
S. DE CARRASCOY	Carbonatos	Carbonatos grises	5	TRIAS
	Filitas Sup.	Filitas grises	100	PERMO - TRIAS
	Filitas Inf.	Filitas verdes		DEVO. - CARBONIF.?
SIERRA DE CARTAGENA	ALPUJARRIDE SUPERIOR	Calizas y carbonatos Margo calizas Filitas y cuarcitas	100	TRIAS Medio y Sup. " " " " Inferior
	ALPUJARRIDE INFERIOR	Carbonatos Filitas y cuarcitas Micaesquistos, cuarcitas	400	TRIAS Medio y Sup. WERFEN. CAMBRI. - PERMICO

ESQUEMA DE CORRELACION

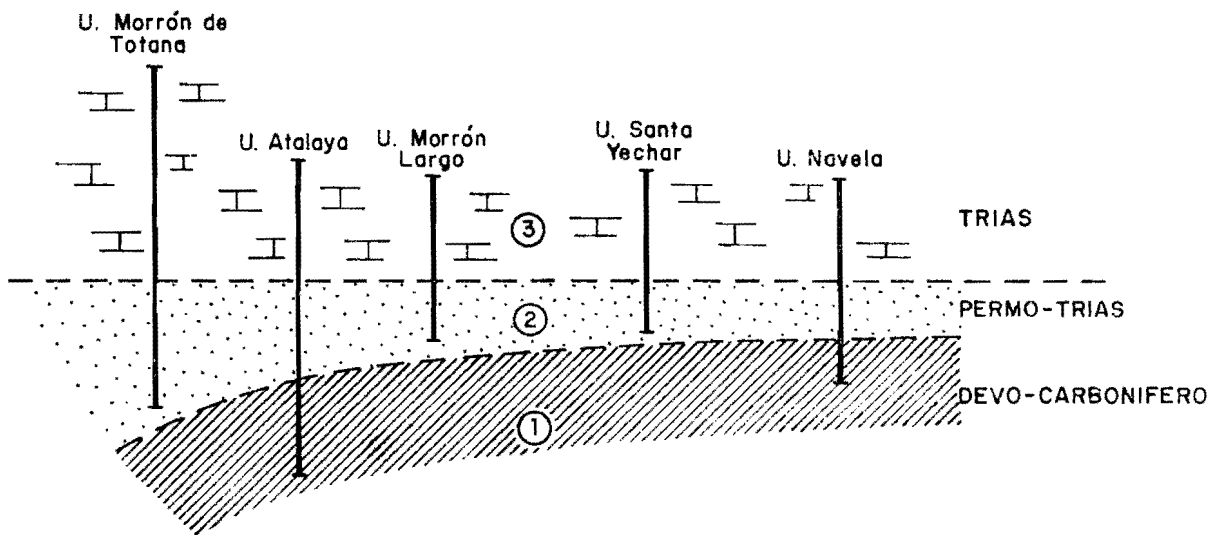


- SECUENCIAS {
- ③ Formaciones Carbonatos, Margo-Calizas y Carbonatos.
 - ② Formaciones Filitas Sup.-Inf., Filitas y Cuarcitas.
 - ① Formaciones Micaesquistos y Cuarcitas.

COMPLEJO MALAGUIDE

SINTESIS BIBLIOGRAFICA					
	UNIDAD Y PROCEDENCIA	FORMACIONES	LITOLOGIA	ESPESOR	EDAD ATRIBUIDA
SIERRA DE CARRASCOY	NAVELA	Carbonatos	Dolomias	40	TRIAS
		Argilita-Cuarcita	Arcillas rojas y cuarcitas	50	PERMO-TRIAS
Grauvacas		Grauvacas y pizarras	25	DEVO.-CARBONIFERO	
SIERRA ESPAÑA	ATALAYA	Lobos	Carbonatos	200	TRIAS
		Carrasquilla	Arcillas, cuarcitas y carbonatos	150	PERMO-TRIAS
		Algarrobo	Grauvacas		DEVO.-CARBONIFERO
	MORRON DE TOTANA	Sanatorio	Carbonatos y yesos	200	TRIAS
		Leiva	Carbonatos	200	"
Garita		Arcillitas, cuarcitas y carbonatos	220	PERMO-TRIAS	
MORRON LARGO	Cancari	Carbonatos	150	TRIAS	
	Cervantes	Arcillitas rojas, cuarcitas, carbonatos	150	PERMO-TRIAS	
SANTA YECHAR	Yechar	Carbonatos	150	TRIAS	
	Fontanar	Arcillitas, pizarras y cuarcitas	80	PERMO-TRIAS	

ESQUEMA DE CORRELACION



- SECUENCIAS
- ③ Formaciones Sanatorio-Leiva, Lobos, Carbonatos, Cancari y Yechar
 - ② Formaciones Garita, Carrasquilla, Cervantes, Fontanar y Argilita-Cuarcita
 - ① Formaciones Algarrobo y Grauvaca

constituyen un facies tectónica del plano de deslizamiento del conjunto Maláguide.

Son filitas plateadas a grises, cuya potencia máxima puede estimarse en unos 25 m., y cuya definición petrográfica las encajaría dentro de esquistos grafitosos y cuarcitas, con pizarrosidad, esquistosidad y planos estilolíticos muy marcados.

Las características del tramo por nosotros cartografiado nos indican corresponde a la formación Filitas Superiores de la Unidad Pestillos, descrita por W. KAMPSCHUUR en la Sierra de Carrascoy, y que según muestra el esquema del cuadro 2 equivale a la secuencia permotriásica del Conjunto Alpujárride.

1.1.3 Complejo Maláguide (P-T_λ) (T_λ)

Dada su posición tectónica superior, constituye la mayor parte de los afloramientos de la Sierra del Puerto y está presente en pequeño enclaves de Mirabetes.

De las tres secuencias litológicas recogidas en el cuadro 3, tan sólo las dos superiores afloran, y respectivamente son idénticas a las descritas por W. KAMPSCHUUR dentro de su Unidad Navela, la inferior o Argilita-Cuarcita y la superior o Carbonatos.

A. *Secuencia inferior* (P-T_λ)

Con espesor máximo de 150 m., está constituida por un primer tramo de cuarcitas rosas a blancas con intercalaciones de pizarras y arcillitas rojas; los 100 m. superiores constituyen casi fundamentalmente un paquete arcilloso rojo con delgados nivelillos de cuarcita y muy esporádicos yesos.

Se aprecian dos esquistosidades de flujo, la segunda de ellas crenula a la primera, y una esquistosidad de fractura muy marcada. Como minerales de neoformación se encuentran plagioclasas macladas según Carlsbad.

B. *Secuencia superior* (T_λ)

Constituye un paquete carbonático de 120 m. de potencia que comienza por delgados niveles calcáreos azules que contienen posiblemente Fucoides y son sobremontados por mármoles dolomíticos negros en bancos gruesos y grauwackas monogénicas.

Al microscopio es posible observar innumerables planos estilolíticos deformados y maclas de dolomita igualmente rotas.

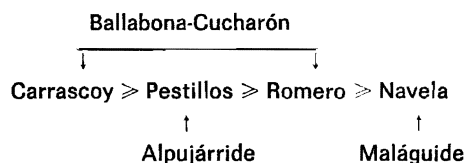
El esquema de correlación presentado en el cuadro 3 permite atribuir a las secuencias 2 y 3 los dos conjuntos litológicos descritos dentro del Complejo Maláguide de la Sierra del Puerto; ello nos lleva a cronoestratigrafías permotriásica y triásica, respectivamente.

1.2 LAS SECUENCIAS LITOESTRATIGRAFICAS

Olvidando pequeños detalles, parece que los complejos Maláguide y Alpujárride pueden fijarse en esta región como integrados por tres secuencias litoestratigráficas netas correspondientes al Paleozoico (Devónico-Carbonífero ?), Permotrias y Trías Medio a Superior. No así el Complejo Ballabona-Cucharón presenta incertidumbres derivadas tanto de la simple correlación litológica como de los grados de metamorfismo que, como demuestra W. KAMPSCHUUR, afectan a la unidad inferior y superior de la Sierra de Carrascoy. En efecto, los datos del citado autor indican que, en grado de metamorfismo, las relaciones entre las unidades son:

Romero < Carrascoy Carrascoy ≥ Pestillos Pestillos > Navela
 Romero < Pestillos Carrascoy > Navela
 Romero ≥ Navela

De aquí podemos concluir que entre unidades y complejos existe la relación siguiente:



Parece, pues, que, salvo por la presencia de yeso, tanto por su secuencia litoestratigráfica como por el metamorfismo, el Complejo Ballabona-Cucharón contiene una unidad con afinidad alpujárride (Carrascoy) y otra con afinidad maláguide (Romero).

1.3 NEOGENO

Una gran parte de los sedimentos que ocupan la zona estudiada lo constituyen los materiales neógenos. Su naturaleza es fundamentalmente detrítica y margosa. Su potencia puede variar mucho, observándose en general un aumento de la misma al desplazarnos en dirección NE.

El estudio micropaleontológico ha revelado que se pueden diferenciar claramente dos grandes conjuntos, uno mioceno y otro plioceno.

1.3.1 Mioceno

Antes de empezar con nuestra descripción, convendrá aclarar parte de la terminología empleada.

Dado que el análisis micropaleontológico de las series ha revelado una

secuencia superior al Tortonense y que no llega a ser pliocena, se impone el tomar una decisión en terminología para dichos términos. Algunos autores (Ch. MONTENAT, 1973) toman la expresión Mioceno terminal; a nuestro entender, esto no es más que añadir nuevos términos a los ya existentes en discordia; por tanto, con afán simplificador, adoptaremos uno de los dos normalizados para este caso por el Plan MAGNA.

Reseñemos la opinión de que en los estratotipos italianos no existe una continuidad en el registro paleontológico, por lo que nos parece mejor reservar el término Messiniense para indicar una facies evaporítica, utilizando el término Andalucense, ampliamente conocido por todos, para designar los términos existentes entre Tortonense y Plioceno.

Después de la «mise en place» de los depósitos premiocénicos, los primeros materiales encontrados pertenecen al Mioceno. La nueva secuencia empieza en el Langhiense, y todos los pisos hasta el Plioceno se encuentran ampliamente representados. Sin embargo, no por ello deja de haber discontinuidades en la sedimentación, ya que se han podido esclarecer hasta el momento tres discordancias intramiocenas.

1.3.1.1 Langhiense (T₁₁^{ab})

Los únicos afloramientos existentes en la Hoja se encuentran ubicados al NO., en las proximidades de Los Garres.

Están constituidos por areniscas margosas, bien estratificadas, aunque no son raras las intercalaciones conglomeráticas. Dentro de cada banco se observa una disposición lantejona de los elementos (gravas, areniscas y margas). Incluyen restos de erizos, algas (Melobesias), trozos de conchas de moluscos, etc. Los cantos son poligénicos y heteromórficos; su naturaleza es fundamentalmente calcáreo-dolomítica y son abundantes los cuarzos. Es de destacar la ausencia de elementos metamórficos.

Su contacto inferior es discordante sobre las unidades béticas; en cuanto al contacto del techo, no es visible, pues se realiza a través de una discordancia angular con los conglomerados de la Cresta del Gallo.

Su color es amarillento, con matices rosados o rojizos, y su potencia es de unos 200 m. como máximo.

La microfauna presente consta de asociaciones tales como:

Orbulina suturalis,
Globigerinoides trilobus,
G. bisphericus,
Globorotalia mayeri,
G. scitula,
Globigerina bollii, y
G. bulloides,

que indican sin duda una cronología Langhiense o antiguo Burdigaliense Superior.

1.3.1.2 Serravalliense (T_{12}^{Bb})

Se apoya directamente sobre los carbonatos del Complejo Maláguide, comenzando la serie por unos 10 m. de conglomerado de cemento arenoso-arcilloso de color gris con elementos principalmente de carácter dolomítico; intercalados con éstos, y después como un paquete único de unos 25 m., se encuentran unas margas grisáceas que denominamos Margas de El Relojero. Su afloramiento se encuentra reducido a los alrededores del pico que les da su nombre.

El estudio micropaleontológico arroja, entre otras, las siguientes especies:

Globigerina praebulloides,
Globorotalia mayeri,
G. praemenardii,
Globigerinoides bisphericus, y
Globoquadrina dehiscens,

que junto con la *Orbulina suturalis* nos permiten atribuir las al Serravalliense.

1.3.1.3 Serravalliense-Tortonense ($T_{12-11}^{Bb^3-Bc^1}$) ($Ts_{12-11}^{Bb^3-Bc^1}$) ($Tm_{12-11}^{Bb^3-Bc^1}$)

Sobre las Margas de El Relojero y sin discordancia visible se deposita una serie conglomerática. Poco a poco, según nos alejamos de la Sierra Cresta del Gallo, el tamaño de los clastos va disminuyendo a la vez que las secuencias margosas van haciendo su aparición, hasta encontrarnos con una serie totalmente margosa. Estos materiales han sido estudiados en distintos levantamientos, mediante los cuales se han definido formaciones que, según su orden de aparición, desde la más antigua a la más moderna, son las siguientes:

— Conglomerados de El Relojero ($T_{12-11}^{Bb^3-Bc^1}$)

Están constituidos por una serie masiva de unos 120 m. de conglomerados fuertemente cementados a veces. Sus cantos son heteromórficos y heterométricos, llegando en algunas ocasiones a contener bloques de más de 1 m³. Normalmente son angulosos y subangulosos, lo que nos indica la poca elaboración que han sufrido. La naturaleza es muy diversa; no obs-

tante se nota una mayor abundancia de cantos de dolomía y esquistos metamórficos. Hacia la parte superior se encuentran unos 70 m. en que los conglomerados alternan con bancos cada vez más abundantes de areniscas, que al igual que los anteriores presentan un cemento calcáreo-arcilloso y ferruginoso. El color que presenta esta formación es rojo, de tonos algo oscuros. Se apoya concordante sobre las Margas de El Relojero, pero puede encontrarse discordante sobre materiales más antiguos.

— Formación de la Cresta del Gallo (TS₁₂₋₁₁^{Bb³-Bc¹})

De forma imperceptible se va pasando de la formación anterior a una sucesión cada vez más areniscosa, en la que son frecuentes las pistas, estratificaciones entrecruzadas y otras figuras sedimentarias. La frecuencia de los conglomerados va disminuyendo, a la vez que el cemento que une sus elementos se va haciendo más margoso. Aparecen intercalaciones de margas progresivamente más abundantes y no es raro encontrar delgados lechos de yeso. La presencia de este último es más abundante en la parte basal y persiste hasta la parte media. El color de la formación pasa de pardo rojizo en su parte inferior a beige y posteriormente a gris pardo. Su potencia máxima aproximada es de unos 400 m.

El análisis en lámina delgada revela una gran abundancia de micas, sobre todo moscovita. También son frecuentes las ortosas y plagioclasas, y la glauconia, que aparece en la mayoría de las muestras. La microfauna es prácticamente inexistente y rara vez aparecen trozos de algas coralíneas y algunos restos vegetales.

El estudio micropaleontológico de las margas ha dado una fauna algo escasa, sobre todo de especies planctónicas, destacándose además el carácter de enanismo; sin embargo, son éstas las únicas que permiten esclarecer en algún modo su situación cronoestratigráfica. Aparecen entre otras las siguientes especies:

Globigerina praebulloides,
Globorotalia mayeri,
Orbulina univversa,
Globoquadrina langhiana, y
Globorotalia pseudopachyderma.

Dicha asociación no permite una precisión más allá de la de Mioceno Medio (Helveciense); no obstante, según cortes estudiados por C. MARTINEZ (1969) siguiendo los mismos itinerarios que los levantados por nosotros, se ha podido encontrar una fauna que permite situar esta serie en la transición del Serravalliense al Tortoniense Inferior.

— Formación Margas de La Atalaya ($Tm_{12-11}^{3-Bc^1}$)

En perfecta continuidad con los niveles precedentes, nos encontramos con una serie eminentemente margosa, con algunos niveles decimétricos de areniscas intercalados. La potencia es unos 800 a 1.000 m. como máximo, su color pasa del beige al gris y suelen ser siltosas, micáceas y presentan a veces restos de peces y equínidos. El porcentaje de carbonato aumenta hacia la parte superior.

Se ha efectuado un muestreo intenso de esta formación, que ha resultado ser más generosa en especies que el tramo anterior, tanto en planctónicos como en bentónicos. La asociación encontrada en estos últimos, entre otras especies, arroja la siguiente fauna:

Globorotalia pseudopachyderma,
G. mayeri,
G. acostaensis, y
G. linguaensis.

Pudiendo reconocerse ya una clara afinidad tortoniense, aun sin haber encontrado la *Globorotalia menardii*.

1.3.1.4 *Tortoniense* s.s. (T_{11}^{Bc}) (Tm_{11}^{Bc}) (Ts_{11}^{Bc})

La sedimentación que desde el Serravalliense permanece continua, parece alterarse y, después de una nueva discordancia, continúa una serie que engloba en su interior distintas facies. Dicha discontinuidad es a veces difícil de apreciar, dado que normalmente ocurre entre margas; sin embargo, cuando existe una distinta competencia entre los materiales que pone en contacto, su control se hace perfectamente y permite observar la clara transgresión sobre los terrenos precedentes; es de hacer notar los cambios de facies que en este piso se dan, que, si bien son también comunes en otros, en este caso ofrecen ejemplos espectaculares, como los que existen en la Sierra de Altaona. A su vez, dichos cambios no tienen un significado cronológico, sino que pueden ocurrir a lo largo de todo el depósito, aunque son más frecuentes en la parte superior.

— Margas de la Guardia Civil (Tm_{11}^{Bc})

Bajo este nombre englobamos una secuencia fundamentalmente margosa de color gris a amarillo, que encierra numerosos episodios detríticos. La potencia encontrada, según nuestros levantamientos, ha sido de unos 400 m.

La serie comienza por unos niveles de calcarenitas y areniscas calcá-

reas, a veces auténticos conglomerados, en cuyos elementos pueden observarse dolomías, ofitas, calizas, esquistos, etc. Normalmente tienen óxido de hierro y es frecuente encontrar restos de equínidos, lamelibranquios, algas, etc. El cemento es calcáreo, y estos bancos rara vez están ausentes.

En cuanto a las margas, presentan yesos en distintos lugares, y la sepiolita, que era normal en la parte inferior, desaparece hacia la parte media.

La microfauna encontrada en las muestras estudiadas ha dado especies de foraminíferos planctónicos. Hacia la parte inferior se siguen manteniendo las formas enunciadas para las formaciones anteriores, sin que aparezca alguna renovación que permita una cronología más joven. En la parte alta se ha encontrado la siguiente asociación:

Globorotalia scitula ventriosa,
Globigerinoides obliquus amplus,
Globorotalia menardii,
G. menardii miocenica, y
G. pseudomiocenica.

Esto nos permite situarnos en el Tortoniense Superior.

Dado que la aparición de la fauna Tortoniense Superior no es destacable a través de las litofacies y su correlación con otros cortes no parece nítida, hemos dejado como Tortoniense la edad del tramo estudiado, sin más precisiones.

— Areniscas y conglomerados de Columbares (T_{11}^{Bc}) (Ts_{11}^{Bc})

Englobamos en esta facies las secuencias detríticas que se instalan fundamentalmente en la parte superior de las Margas de la Guardia Civil. Como ya aludimos anteriormente, en el paso existente entre las Sierras de Columbares y Altaona pueden observarse los espectaculares cambios que se producen en estas facies. A su vez, la disposición de los estratos es en forma de cuña, cuyo vértice estaría hacia el S.-SE. Si recorremos esta banda de areniscas paralelamente a su dirección, notaremos que no sólo existe un cambio de facies vertical, sino que lateralmente se pasa a conglomerados en dirección O.-SO., entre el Collado de Villoria y el Collado del Cerrillar. En sentido contrario, llegaríamos a la Sierra de Pujálvarez, en la que los elementos terrígenos disminuyen considerablemente de tamaño y tienen frecuentes intercalaciones margosas.

Como se puede apreciar fácilmente, las dimensiones de los componentes guardan una relación inversa con la distancia que los separa de la alineación Sierra del Puerto-Sierra de la Cresta del Gallo. Este mismo fenómeno se observa en todas las formaciones hasta ahora descritas.

Los tramos de granulometría más gruesa (T_{11}^{Bc}) presentan su máximo

desarrollo en la culminación del Puerto de La Cadena. Es un conglomerado de matriz arenoso-arcillosa, polimíctico, heterométrico, aunque no presenta grandes variaciones de tamaño, tan espectaculares en el caso de los conglomerados de El Relojero. El buzamiento que presentan puede alcanzar hasta los 40°, aunque puede no sólo deberse a causas tectónicas, sino también a razones de depósito. Es frecuente un gran redondeamiento de los cantos, lo que posiblemente se debe en gran parte a una herencia, ya que la distancia que les separa de la posible área madre y la naturaleza de muchos de sus elementos (filitas, arcillitas, etc.) nos hace pensar que el transporte no fue muy largo.

Las areniscas tienen una potencia mayor en la Sierra de Altaona, en la ladera NO., ya que en la ladera SE. han perdido gran parte de su potencia debido a las acuñaciones existentes.

Estos sedimentos, al igual que los anteriores, presentan una gran heterogeneidad. En cuanto a los tamaños de sus elementos, hay una gradación desde las gravas hasta el tamaño de limos y arcillas. Respecto a su naturaleza, incluye materiales metamórficos, dolomíticos, calizos, samíticos, etcétera. Su cemento es de naturaleza calcárea.

Es necesario hacer notar que los referidos acuñamientos que se producen en las areniscas no responden a una causa tectónica, sino a una cuestión paleogeográfica, pero sobre este punto insistiremos más explícitamente en el apartado correspondiente.

1.3.1.5 Tortonense Superior-Andalucense (Tm^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂) (Ts^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂) (Tcg^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂)

— *Facies marinas* (Tm^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂) (Ts^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂)

En perfecta continuidad con la serie anterior, aflora un tramo fundamentalmente margoso (Tm^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂), conocido con el nombre de Margas de Torremendo. El color de esta formación es gris-amarillento, y su potencia, aunque variable, puede alcanzar cifras del orden de 1.000 m. Presentan el mayor porcentaje de carbonatos de las formaciones estudiadas, a la vez que los elementos detríticos disminuyen considerablemente. En su interior se observan esporádicamente cristales de yesos, pero no se advierten condiciones de un posible régimen regresivo en la fauna encontrada; muy al contrario, todas las circunstancias indican el máximo de la transgresión.

Esta secuencia margosa incluye esporádicamente, pero con mayor frecuencia hacia las Sierras del Puerto y la Cresta del Gallo, delgados niveles de areniscas calcáreas (Ts^{Bc³-Bc}₁₁₋₁₂) de potencia decimétrica, pero agrupados en paquetes que morfológicamente resaltan en forma de pequeñas crestas

intermedias. Dichos niveles han sido cartografiados bajo el nombre genérico de areniscas, aunque sólo cuando presentan una densidad aceptable.

Por lo que respecta al análisis de muestras, el estudio micropaleontológico ha revelado que la secuencia estudiada se encontraba situada en la subzona de la *Globorotalia menardii miocenica*. Dentro de ella podemos diferenciar dos partes. En la inferior se siguen conservando las faunas encontradas en estratos estudiados anteriormente, sin que aparezca ninguna innovación. En la parte alta aparecen faunas indicadoras típicas superiores. Cabe destacar entre otras las siguientes especies:

Orthomorphina tenuicostata,
Bulimina aculeata,
Globigerinoides obliquus extremus,
G. cf. gomitulus, y
Globorotalia margaritae.

Esta asociación nos permite datar el Andaluciense, quedando la parte inferior como perteneciente al Tortoniense Superior. No ha sido posible separarla cartográficamente, puesto que ningún cambio apreciable «de visu» acompaña a la aparición de las citadas especies.

— *Facies continentales* (Tc₁₁₋₁₂^{Bc³-Bc})

En la ladera NO. de la Sierra del Puerto, la sedimentación presenta unos cambios más frecuentes, notándose en la cumbre de la serie unos niveles arenoso-conglomeráticos de cantos bien rodados, rojizos y aspecto continental. Sin embargo, dada la escasa representación que alcanzan y la continuidad con los niveles de arenisca con pectínidos, erizos, etc., y con las margas marinas, se ha preferido en un sentido más simplista no introducir en la cartografía un nuevo contacto.

Justamente en el borde NO. de la Hoja es donde las facies continentales adquieren mejor y mayor expresividad. Están allí constituidas por una masa caótica de cantos y a veces bloques unidos a una matriz arcillosa roja que se presenta a veces en lentejones que se anastomosan y dividen al azar.

Esta formación, cuya representación en la zona estudiada es pequeña, no es sino el límite de unos afloramientos de gran extensión que se reparten por las Hojas colindantes, sobre todo por la más septentrional. Como no existen datos indicadores de la edad de estos conglomerados, hemos acudido a la bibliografía que estudia más extensas zonas. En este caso Ch. MONTENAT da como seguro una edad Tortoniense Superior y Andaluciense, no desestimando la posibilidad de que lleguen a ser más jóvenes, incluso Plío-Cuaternario.

1.3.1.6 *Andaluciense* (Tm_{12}^{Bc}) (T_{12}^{Bc}) (Tma_{12}^{Bc}) (Tms_{12}^{Bc}) (Tcg_{12}^{Bc})

— *Facies marinas* (T_{12}^{Bc}) (Tm_{12}^{Bc}) (Tma_{12}^{Bc}) (Tms_{12}^{Bc})

Sobrepasando a las Margas de Torremendo, se han depositado unas areniscas calcáreas, en discordancia sobre los niveles anteriores, discontinuidad no admitida por Ch. MONTENAT. Esta puede observarse a escala puntual en las proximidades del puerto de San Pedro, donde presentan una discordancia angular acusada.

Dado el carácter incompetente de los materiales subyacentes, que pueden amoldarse fácilmente a estructuras más rígidas, queda generalmente enmascarada. No obstante, se hace evidente a mayor escala, quedando mejor representada en las proximidades de la Venta de la Virgen. En la cartografía de los niveles areniscos incluidos en la formación de Margas de Torremendo se aprecia una convergencia entre las direcciones de dichos niveles en relación con las areniscas que aquí se tratan, confirmando de esta forma la existencia de la citada discordancia.

A partir de esta discontinuidad intraandaluciense, se desarrolla una serie formada esencialmente por dos conjuntos litológicos: Areniscas del Rebate (T_{12}^{Bc}) y margas (Tm_{12}^{Bc}). Es frecuente el cambio de facies de una litología a otra, sobre todo en los extremos inferiores y superiores de la Arenisca del Rebate. A su vez se observa un engrosamiento de la misma, sobre todo en la zona NE. de la Hoja, y de delgadas intercalaciones margosas que progresivamente van tomando mayor espesor.

Las Areniscas del Rebate son fundamentalmente calcarenitas arenosas; su color es amarillento y su potencia media es de unos 50 m., aunque, como ya hemos destacado, los cambios de potencia no son extraños. Otro ejemplo de éstos se encuentra en el extremo SO. del Puntal, en donde los pasos laterales a margas hacen difícil la separación de la formación infrayacente.

Hay que destacar la presencia de calcarenitas oolíticas y epirrecifales arenosas y bioesparitas arenosas (litarenitas) intercaladas en el conjunto de areniscas calcáreas del Rebate.

La serie suprayacente está constituida por margas grises, algo limosas, con algunos yesos diagenéticos. Estas son llamadas por Ch. MONTENAT «Margas con Ostras» (Tms_{12}^{Bc}), debido a que no es raro encontrar en dicha formación gran cantidad de Ostreidos, sobre todo *Ostrea offreti* y *Ostrea crassaformis*. Pero este carácter sólo aparece en la mitad occidental de los afloramientos existentes en esta Hoja.

La microfauna presente en esta zona permite atribuir gran parte del

tramo a la zona de *Globorotalia margaritae*. Son los ejemplares más representativos:

Globorotalia margaritae,
Globigerina quadrilatera,
Globigerinoides obliquus extremus,
Bolivina apenninica, y
B. leonardii,

y numerosos bentónicos y planctónicos.

En conjunto se observa una tendencia al enanismo de las microfaunas planctónicas e indicios claros de condiciones extrañas, como presencia abundante de bentónicos y ostrácodos.

En la parte oriental de la Hoja aparecen una serie de margas con caracteres distintos (Tm_{a12}^{bc}). Su espesor es variable, desde inexistentes hasta unos 140 m. que alcanzan en la Hoja vecina. En la zona aquí estudiada no pasa de unos 10 m. Estas diferencias de potencia pueden ser atribuidas al carácter erosivo y transgresivo del término detrítico siguiente.

Son en general margas grises y verdes muy siltosas y con esporádicas intercalaciones de finas calcarenitas arenosas. Es característico en ellas la presencia de numerosos foraminíferos resedimentados del Cretácico Superior y dejan sin duda alguna vislumbrar unas nuevas condiciones ambientales dadas por la abundantísima microfauna presente, aguas más profundas (presencia de *Sphaeroidinellopsis*) y ciertos niveles con una extraña abundancia de *Globigerinoides*.

El estudio de esta secuencia se realizó en la Hoja colindante de Torre vieja, ya que es allí donde se encuentra mejor representada.

La muy abundante microfauna consiste en la persistencia de especies miocenas y la presencia constante de:

Sphaeroidinellopsis subdehiscens,
S. rutschi,
Bolivina apenninica,
B. leonardii,
B. acanthia, y
Planorbulina mediterranensis.

Este tramo evidencia condiciones paleogeográficas distintas a las de las «Margas con Ostras». Es debido quizá a la separación de dos subcuencas por un alto gravimétrico que posteriormente explicaremos y que hemos llamado «Alto del Cabezo Gordo». Sin embargo, es muy posible que represente un cambio de facies de las margas más occidentales.

Superponiéndose a ambas clases de margas, es fácil encontrar, por gran parte de la región, un tramo rojizo de pequeña potencia y aspecto

más continental. Este paquete sólo tiene como máximo unos 5 m., por lo que no es extraño a veces su ausencia, por la discordancia erosiva que le separa del Plioceno.

El lavado de sus arcillas ha revelado una gran cantidad de Charáceas, así como una fauna pobre en bentónicos y con ausencia de planctónicos. Por otra parte, los foraminíferos encontrados no exigen para su desarrollo una salinidad marina, ni unas condiciones de mar abierto. Nos encontramos, pues, con una serie que presenta claros rasgos regresivos.

— *Facies continentales* ($\text{Tcg}_{12}^{\text{Bc}}$)

Superponiéndose a los niveles arenosos y margosos de la vertiente NO. de la Sierra del Puerto, se encuentra una franja de conglomerados continentales. Estos tienen un color rosado a rojizo, sus elementos son principalmente dolomíticos, aunque también encontramos con frecuencia cuarcitas, pizarras, etc. Los clastos están poco rodados; en realidad presentan un aspecto de depósitos de «pie de monte».

La fauna de los niveles marinos subyacentes ha revelado ser perteneciente al tránsito Tortoniense-Andaluciense. Por otra parte, aunque los autores de este estudio no han encontrado prueba concluyente, Ch. MONTENAT cita varios yacimientos de vertebrados. De ellos el que se encuentra en La Alberca ha dado especies finimiocenas que permiten ubicar cronoestratigráficamente los conglomerados que contienen dicha fauna en el Andaluciense. Esta es a su vez la representación mamacológica más antigua de España.

— *Rocas ígneas* ($\text{p}\phi\psi_j^r$)

Desacándose sobre los materiales sedimentarios miocénicos, aparecen unas rocas oscuras de naturaleza volcánica. Sólo existe en la zona estudiada un pequeño afloramiento próximo al límite norte dominando el Macizo del Cabezo Negro.

La estructura que presenta es en forma de pitón, en cuyas paredes se puede observar un diaclasado columnar. Una parte de dichos materiales parece derramarse sobre los sedimentos miocénicos. En el contacto se nota, por parte de la roca volcánica, una especie de brecha; respecto a la serie miocénica, se observa que está alabeada y que incluye una serie de restos volcánicos. Por otra parte, la serie sedimentaria suprayacente también se ve afectada por la acción térmica. Puesto que las rocas encajantes se sitúan en el Andaluciense y posiblemente el Tortoniense, nos parece oportuno situar estas rocas volcánicas en dicha edad, si bien podrían ser más jóvenes.

1.3.2 Plioceno

La serie reconocida como pliocena se apoya por intermedio de una ligera discordancia angular sobre los términos litológicos detríticos y carbonatados que marcan el final del Andaluciense. Constituye en síntesis una secuencia de dos términos litológicos identificables fácilmente en el campo.

a) Areniscas (Ts₂^B)

Constituyen una continua línea de cresta con un marcado carácter transgresivo, pues llegan indudablemente a descansar directamente sobre los términos litológicos andalucenses.

Su espesor, tremendamente variable, pasa de 15-20 m. en la línea de cresta del Rebate, a más de 100 m. en el área de Torrevieja. Sin embargo, en la zona que nos concierne conserva con bastante constancia una potencia aproximada de unos 20 m.

Constituyen este nivel una alternancia de litarenitas, sublitarenitas y calcarenitas intraclásticas arenosas con delgados niveles margosos.

La microfauna se caracteriza por la persistencia de especies ya presentes en las secuencias anteriores y por la aparición de lo *Globorotalia puncticulata*, si bien el tipo de depósito supone una pobreza y mala conservación.

No es tampoco raro encontrar Charáceas, sobre todo en la parte occidental. Esta flora puede venir heredada de los niveles rojos subyacentes por los que acaba el ciclo miocénico.

b) Margas blancas superiores (Tm₂^B)

Constituyen un delgado nivel con espesor máximo de 20 m., cuya representación cartográfica es posible merced al escarpe superior que provoca la costra calcárea (formación de Sucina).

Según datos de sondeo, este tramo alcanza extraordinario desarrollo hacia el E. y SE., donde además se carga de cristales de yeso.

Constituido por margas muy blancas y llamativas bajo las arcillas rojas o niveles calichificados del Plio?Cuaternario, nunca presenta intercalaciones de arenisca y sí, hacia el techo, un aspecto cada vez más arcilloso.

Sin duda alguna constituye un episodio regresivo en el que las microfaunas son muy escasas, representadas por bentónicas, ostrácodos, charáceas y rarísimas globorotalias; entre ellas hemos reconocido de nuevo el indicador de zona (*G. puncticulata*).

1.3.3 Plió-Cuaternario (T_{ca}³-Q)

Constituye la exhaustivamente descrita por Ch. MONTENAT formación de Sucina. Se apoya sobre una visible discordancia angular y erosiva, tanto sobre cualquier término del Plioceno s.s. como del Andaluciense.

Dicha formación contiene en síntesis dos tramos bien característicos y que en conjunto llegan a alcanzar más de 20 m. El inferior, a veces no visible, constituido por arcillitas y limolitas rojas, y el superior por una costra o caliche. Esta secuencia tan simplemente enunciada es en detalle mucho más compleja, pues existen numerosos y delgados episodios de uno y otro tipo.

No obstante, es general la terminación por un nivel de costra muy duro que normalmente engloba una serie de elementos de forma caótica a modo de brecha. Aunque no fuera ésta la expresión más adecuada, quizá sí sería lo suficientemente gráfica como para expresar su estructura. Los elementos estarían formados por trozos de una costra anterior y unos enigmáticos «cantos negros» de origen desconocido; la matriz, de color rosado a roja, es de naturaleza arcillosa y en su textura se observan a modo de oolitos calcáreos, si bien tampoco queremos con esta palabra asociarla al origen de los oolitos en general. También es fácil observar a la lupa una serie de filamentos oscuros que recorren y aun incluyen las estructuras menores circulares.

En cuanto a la génesis de esta formación, parece que intervienen varios fenómenos, todos ellos ligados a unos procesos físico-químicos (evaporación, disolución, etc.) y en un clima cálido, unas veces húmedo, que originará los limos rojos, y otras seco, formando las costras.

Respecto a la datación, la presencia de algunos gasterópodos exclusivamente terciarios que se encuentran en la base (*Otala*, *Tacheocampylaea*, *Paleoglandina* y *Cepaea*), así como la presencia de *Iberius galterianus alonensis*, forma típica pleistocena, en el techo (Ch. MONTENAT), justifica por el momento como válida la edad asignada a este glacis. Y, desde luego, la formación de Sucina constituía la línea de costa sobre la que se depositaron las calizas oolíticas posiblemente tirrenienses (Torrevieja).

1.4 CUATERNARIO

No es frecuente encontrar una zona donde el Cuaternario se manifieste en formas tan diversas; por esto adquiere aquí una importancia especial. Sólo existen expresiones continentales de este período, por lo que es obvio expresar las dificultades que entrañaría, así como la certeza de dar dataciones absolutas. Con un criterio más prudente sólo hemos establecido una cronología relativa.

1.4.1 Cuaternario Antiguo (Q_{cq}) (Q_{cl}) (Q_c)

Las formas existentes de los depósitos pertenecientes al comienzo del Cuaternario son únicamente de glacis. En realidad, no son más que una prolongación de la sedimentación continental, iniciada en las postrimerías del Plioceno, cuya representación más expresiva es la formación de Sucina. Al igual que ésta, constituyen superficies topográficas suaves, resultado de un fenómeno de peneplanización como consecuencia de unas condiciones climatológicas más atemperadas. Son como partes distales de grandes conos de deyección que convergen en unas superficies comunes y representan épocas en que la erosión es factor fundamental en la acción geológica.

El criterio que se ha seguido para el establecimiento de su edad relativa está basado en sus relaciones geométricas y de posición, ayudado con una diferenciación litológica. El glacis cuaternario representado, que sigue en edad a la formación de Sucina, es el cifrado como Q_{cq} . Está formado por elementos muy elaborados, de naturaleza diversa (dolomías, pizarras y fundamentalmente cuarcitas), a la vez que presentan una distribución irregular junto con pequeños lentejones de arcillas y limo y bastante cementado. En realidad sólo quedan unos pocos «relictos» situados en la parte alta de algunas colinas. Es el glacis que más nos recuerda las proximidades de los conos de deyección que lo originaron y su pendiente es mayor que en los demás.

Los glacis más jóvenes tienen una litología más homogénea.

El designado Q_{cl} está formado por limos grises en los que están incluidos en forma irregular cantos heterométricos, subangulosos a subredondeados. El distinto origen de los clastos nos lo indica su composición: dolomías, pizarras, cuarcitas, calizas, areniscas, etc.

Es de notar también que los limos se hallan endurecidos por una especie de débil pasta calcárea.

Morfológicamente podemos apreciar su escasa pendiente en las proximidades del puerto de la Cadena, en el paraje denominado La Naveta. Esta extensa superficie es una rasa sensiblemente horizontal que difiere bastante respecto del glacis anterior. No obstante, existen también restos de una mayor pendiente, como aquellos que coronan las laderas meridionales (Los Cerrillares), próximas a El Relojero.

Topográficamente más bajo que los precedentes y con una extensión mucho mayor, nos aparece una nueva superficie de enrasamiento que hemos llamado Q_c . Está formado fundamentalmente por limos y algunos cantos que se acumulan en zonas preferentes; la naturaleza del depósito grueso es fundamentalmente de costra calcárea, cantos que han sido heredados al erosionarse la costra de Sucina. Los finos tienen una tonalidad rosada a rojiza, como corresponde a la herencia dejada por los limos inferiores de la costra de Sucina.

En la parte más meridional y fuera del marco de la Hoja, se observa un nuevo encostramiento, aunque más débil que el de Sucina.

1.4.2 Cuaternario reciente (Q_{A1}) (Q_{Cd}) (Q_{T1}) (Q_{T2})

En el dominio noroccidental de la Hoja hacen su aparición una serie de depósitos cuyas formas difieren de los anteriores.

Bordeando los relieves de Carrascosy, Sierra del Puerto y Cresta del Gallo se observan unos espectaculares ejemplos de conos de deyección. Su constitución responde claramente a su génesis; están compuestos por una masa caótica de clastos diversos de cuarcitas, pizarras, arcillitas, filitas, areniscas, etc. Sus tamaños oscilan desde bloques hasta limos y arcillas, si bien éstos pueden ser más escasos. A veces se presentan bien cementados. En el contacto con la terraza alta del Segura-Guadalentín se observa a tramos una línea de escarpe bien marcada. Esta circunstancia y la progresiva continentalización de los términos del Mío-Plioceno, nos hace pensar que empiezan a funcionar quizá en tiempos pre-cuaternarios; sin embargo, la superficie actual presenta caracteres más modernos, correspondiendo a los depósitos dejados por riadas más recientes.

Las terrazas cartografiadas presentan una distribución muy desigual en superficie, pero los depósitos superiores son similares. Fundamentalmente están formadas por limos rojos oscuros a pardos, tapizados de una cobertura vegetal donde se instala la huerta murciana. La terraza superior (Q_{T1}) corta, mediante un escarpe, a los conos de deyección laterales; sin embargo, a veces este contacto se hace difuso y no llega a existir ninguna diferencia topográfica. Es por esto que se ha preferido mantenerlos como sincrónicos dentro de la cronología expuesta en la leyenda.

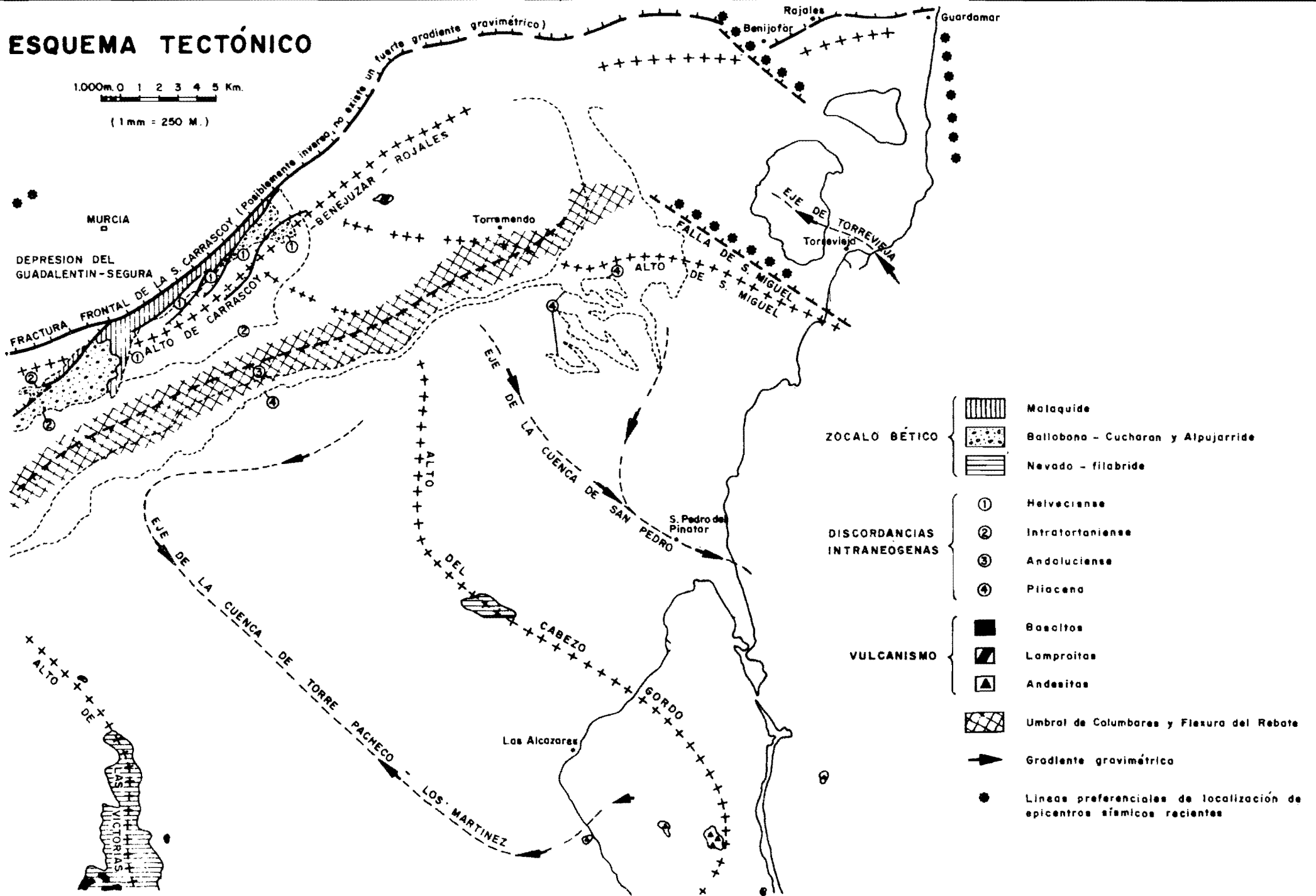
Son también interesantes como formas geomorfológicas los abundantes meandros abandonados que ha dejado el río Segura en su divagar por la depresión tectónica que lo acoge.

Como sedimentos más recientes caben destacar los que actualmente dejan en su curso la gran cantidad de arroyos que surcan la topografía actual. Están formados por limos grises a rojizos. Conviene resaltar el hecho de que estos cursos en su mayoría tienen su origen en el glacis (Q_c) y próximos a los relieves que lo circundan. Este hecho nos sirve de testimonio del actual resurgimiento, como continuación de los que hicieron nacer los relieves actuales. A su vez, dichos arroyos se pierden en gran parte en la zona más distal del propio glacis, y sólo algunos llegan a atravesarlo. Esto nos informa que la elevación general de la topografía actual es más acentuada en las partes interiores, ya que la gran mayoría de los pequeños cursos tienen el nivel de base de antaño, es decir el glacis.

ESQUEMA TECTÓNICO

1.000m. 0 1 2 3 4 5 Km.

(1mm = 250 M.)



2 TECTONICA

El análisis tectónico de la región presenta una gran dificultad, derivada tanto de la propia complejidad como del reducido campo de observación.

Es perfectamente posible separar una arquitectura compleja, producto de una tectónica particularmente intensa que afecta a los «materiales béticos», de un edificio estructural más simple, modelado sobre las series posmanto.

Es indudable que una vez conseguido el primer «zócalo» complejo, lejos de mostrarse pasivo durante y después de la deposición de los sedimentos neógenos, rige desde el fondo y merced a continuos movimientos, la tónica estructural que aún continúa.

2.1 EL COMPLEJO BETICO

Las unidades presentes en el núcleo de la Sierra del Puerto-Mirabetes, afectadas por una tectónica tangencial intensa y por un metamorfismo alpídico, han sido claramente deformadas, en una época muy posterior a las que construyeron su primitiva estructura, en un extenso anticlinal que modela los planos tectónicos mayores que limitan las unidades integrantes de los distintos complejos.

Según W. KAMPSCHUUR (1972), en la contigua Sierra de Carrascoy es posible reconocer una sucesión de movimientos que pueden sintetizarse en:

- Una primera fase (D_1) generadora de pliegues a todas las escalas, con esquistosidad de plano axial, con fuerte vergencia S.-SO. que conduciría probablemente a la «pila inicial de mantos».
- Una segunda fase (D_2) que provocaría la imbricación interna en las unidades y muy posiblemente el emplazamiento final del complejo Maláguide, ya que el metamorfismo sincinemático (D_1) de las rocas de la Unidad Navela es más bajo que el de las unidades yacentes. Esta fase, con vergencia S., conduciría a la total construcción del apilamiento.
- Una tercera (D_3) generadora de pliegues vergentes al S. y con esquistosidad crenulada.
- La cuarta (D_4), también con vergencia S. y esquistosidad crenulada débil.
- Las D_5 y D_6 corresponden a fallas inversas dirigidas respectivamente al S. y al N.; afectan a la serie neógena y son premonitoras de una póstuma vertical.

De las cuatro primeras fases queda por demostrar si la primera de ellas

es realmente responsable de la pila inicial de mantos, ya que, de confirmarse, habría que aceptar que los movimientos iniciales en la Zona Bética fueron de N. a S.

La datación de estos movimientos es harto difícil, puesto que desde el Trías al Burdigaliense existe una importante ausencia de sedimentos. Este hecho sorprende por demás y ha llevado a ciertos autores, fundamentalmente a la escuela alemana, a situar durante el Jurásico el emplazamiento de la pila de mantos.

Esta sorprendente ausencia de series mesozoicas y paleógenas aún no ha sido explicada, y el hecho de que el metamorfismo observado sea sincinemático y relacionado con la primera fase de deformación, nos lleva a dudar de la existencia de una potente serie mesozoico-paleógena sobre los materiales permo-triásicos del dominio interno. ¿Es, pues, un fenómeno paleogeográfico o tectónico el responsable de esta ausencia?

Un intento de datación de las fases de W. KAMPSCHUUR es prácticamente imposible en el momento actual, y toda clase de sugerencias pueden establecerse al intentar una correlación con las conclusiones de J. PAQUET obtenidas en la vecina y más septentrional Sierra de Espuña. En ella J. PAQUET observa:

- 1.º Movimientos infracretácicos generadores de diferenciación paleogeográfica.
- 2.º Fase tangencial intensa al Luteciense Superior, que provoca los cabalgamientos mayores dirigidos de N. a S. en las unidades Maláguides y Alpujárrides.
- 3.º Fase posburdigaliense y ante-helveciense generadora de la traslación subbética hacia el N. y de plegamiento con vergencia N. de los antiguos planos de cabalgamiento.
- 4.º Fase de retrocabalgamientos en el Helveciense Medio, fase tangencial dirigida de N. a S.
- 5.º Fase vertical reciente, generadora de grandes fallas de largo recorrido, ocurrida en el Tortoniense Superior.

Parece al menos que las dos primeras fases de KAMPSCHUUR, las más creadoras, pueden corresponder a la del Luteciense Superior de PAQUET, y desde luego queda claro que las relaciones entre las placas Euroasiática y Africana han sido y siguen siendo bastante más complejas de lo que otras cadenas montañosas parecen expresar, siendo quizá esta inversión, característica del sentido de los desplazamientos, la causante de esa asombrosa simetría existente a uno y otro lado del Mediterráneo.

*Tectónica de placas y recursos geotérmicos». *Tecniterrae*, núm. 1, páginas 40-52.

Prueba de la actividad actual es reflejada por las deformaciones recientes de las capas cuaternarias por el vulcanismo, la sismicidad y las anomalías geotérmicas (F. PENDAS, 1974).

2.2 ACTIVIDAD MIO-PLIOCENA. DISCORDANCIA

Una vez instalado el «Complejo Bético» en una posición aproximadamente similar a la actual, se desarrolla una fase tectónica más suave, que en realidad no es más que una continuación de la misma actividad que provocó los cabalgamientos que hoy podemos apreciar en los términos preneógenos.

En esta nueva etapa se pueden observar ciertas pulsaciones en la estructuración de la cuenca, cuyos testimonios podemos agrupar en dos categorías: fallas y discordancias. Dentro de estas últimas se han diferenciado las siguientes:

- Discordancia basal. Llamamos así a la que separa los depósitos neógenos de los sedimentos más antiguos. Dicha discontinuidad goza de una heterocronía acusada. En efecto, los sedimentos miocenos que están en contacto con las formaciones anteriores oscilan en edad desde el Langhiense hasta el Andaluciense. Esto es fácil de comprobar observando la cartografía, y según datos obtenidos de sondeo, como, por ejemplo, el sondeo de Riquelme, que entró en terrenos triásicos después de abandonar el Andaluciense. Comienza, pues, la sedimentación neógena en el Langhiense, si bien podrían existir términos más antiguos, pero cuyos afloramientos no se ven en superficie.

La segunda discordancia se instala entre el Langhiense y el Serravallienense. En éste se observan fenómenos erosivos, angulares y una sedimentación distinta reflejo de una gran energía, cuyo paroxismo es el que provocaría los Conglomerados de El Relojero.

La siguiente discordancia es intra-tortonienense. Se observa una clara transgresividad de los nuevos depósitos que sobrepasan a los anteriores, hasta llegar a descansar directamente sobre el «alto de Carrascoy». A su vez se nota la nueva reactivación por un aumento considerable del grano de los depósitos sobre los subyacentes. Esta diferencia es más apreciable cuanto más cerca estamos de las zonas altas y paleorrelieves. Así pues, pasamos lateralmente desde los conglomerados depositados en el puerto de las Cadenas hasta las areniscas finas de Pujálvarez, después de pasar por las areniscas gruesas de Columbares.

La nueva discordancia es andaluciense. Su existencia es quizá la más difícil de observar y, como ya se comentó, es más visible cuando nos fijamos en los niveles duros cartografiados dentro de las Margas de Torre-

mendo en la Venta de la Virgen. Estos chocan en dirección con los términos de areniscas del Andaluciense. Por último, se observa claramente esta discontinuidad en los datos proporcionados por las compañías petroleras que realizaron los sondeos de San Miguel de Salinas. Estos constan en la tesis de Ch. MONTENAT. Es interesante a este respecto el log de buzometría (dipmeter) correctamente interpretado, que señala una discordancia angular en términos de esta edad. Sin embargo, Ch. MONTENAT no acepta esta discordancia con carácter general.

Los depósitos miocenos acaban por unos niveles rojos regresivos sobre los que viene una arenisca pliocena en contacto discordante y transgresivo. Esta discordancia marca la última pulsación fuerte.

No podemos abandonar este tema sin antes comentar los signos inequívocos de la surrección actual de la cuenca.

Se observan, por un lado, las distintas pendientes que adquieren los diversos glaciares, sobre todo el de la «costra de Sucina» en contacto con los más recientes. Por otro lado, la deformación sufrida por la aludida costra, cuyo exponente más palpable se observa en la vecina Hoja de Torrevieja.

Como otra prueba de este levantamiento cabe expresar el actual encajamiento de los arroyos, sobre todo en la parte alta y media de las cuencas neógenas, mientras que dicha erosión rara vez progresa hasta el mar.

Todos estos datos nos llevan a concluir que hoy continúa el mismo mecanismo que ha actuado en la sedimentación neógena y que está asentado sobre las mismas directrices, si bien se han ido reduciendo progresivamente las áreas subsidentes.

Por último, los datos sísmológicos existentes, así como el vulcanismo de la zona, que presenta bastantes posibilidades de ser Cuaternario, confirman la idea de esta actual actividad.

2.3 FALLAS NEOGENAS

Como otros elementos estructurales importantes, es interesante el análisis de las fallas. El conjunto de ellas puede agruparse de la siguiente forma:

- Falla del Segura. Agrupamos bajo este nombre un conjunto de fallas que siguen la dirección SO.-NE. y son sensiblemente paralelas al Valle del Río Segura. Dicha fracturación es el agente creador de ese gran pasillo que recorre la región murciana y alicantina según una dirección alpídica.

En la zona NO. de la Hoja, la cartografía se ve dilacerada en estrechas tiras producidas por este juego de fallas. La naturaleza de las mismas a veces es difícil de ver. Por un lado, la primitiva estructura que afecta a los

materiales pre-neógenos está llena de accidentes, producto de una fuerte compresión, tales como las escamas, cabalgamientos, etc., lo que nos hace pensar en la posibilidad de fallas inversas. Posteriormente, durante el Tortonense la zona se ve sometida a una descompresión y son precisamente los fenómenos generados por ésta los que provocarían el graben que hemos denominado depresión del Guadalquivir-Segura. Se establece una red de fallas posiblemente normales, de dirección alpina, en las que se encuentra involucrado el Tortonense, por lo que podemos afirmar que su edad sería tal como esta cronológica inferior.

En superficie, el salto mayor se observa en la parte más septentrional; así, en las proximidades al pico Mirabetes se observan saltos de unos 300 m.

- Flexura del Rebate. La línea de crestas que constituyen las llamadas areniscas del Rebate forman una brusca flexuración del prácticamente paquete monoclinas que arranca en la Cresta del Gallo. En realidad, este fenómeno se inicia en las areniscas de Columbares, y su mejor manifestación se puede ver en el Collado de los Ginovinos, próximo al puerto de San Pedro. No es difícil observar en esta línea buzamientos inversos y fracturas que también lo son, si bien esta clasificación respondería más bien al alabeo de su plano de falla, ya que desplazándose hacia el O. juega como falla normal. Esta brusca flexuración se atenúa rápidamente y las areniscas andalucienas y pliocenas descienden suavemente al litoral mediterráneo.

Este accidente coincide prácticamente con un umbral gravimétrico que hemos llamado de Columbares y que muy posiblemente esté generado por una falla del sustrato que correría paralelamente a la fractura y algo más al Norte.

Sería muy difícil intentar explicar esta estructuración del Neógeno —flexura y anticlinal—, dando al sustrato un simple papel generador de estructura, altos y bajos residuales sobre los que se amolda y distribuye el sedimento mio-pliocénico. La movilidad pasada y actual de esta masa rígida merece ser significada como el elemento generador más importante de la arquitectura estructural de esta cuenca.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La evolución paleogeográfica de los elementos preneógenos es poco menos que imposible de dilucidar, según el estado actual de los conocimientos. Estos, lejos de sintetizarse en un esquema simple, constituyen un fárrago de descripciones exhaustivamente detalladas, pero no relacionadas unas con otras.

Por otra parte, la pequeña superficie de afloramientos ante-miocenos de que disponemos y la complicación de su estructura no permite aventurar hipótesis paleogeográficas claras.

El intento de síntesis presentado en la descripción estratigráfica del Complejo Bético revela, al menos, la existencia de tres secuencias litoestratigráficas para las series maláguides, alpujárrides y quizá también para las integrantes del Complejo Ballabona-Cucharón.

La secuencia superior, eminentemente carbonática en los tres conjuntos, revela que no parecen existir diferencias paleogeográficas netas durante el Trías Medio-Superior en los dominios respectivos de los complejos Maláguide-Alpujárride y Ballabona-Cucharón.

Las dos secuencias restantes, de marcado carácter detrítico-pelítico, muestran que las diferenciaciones paleogeográficas son muy sutiles, pues únicamente podemos observar un carácter más grosero en el Complejo Maláguide. Por lo demás, parece que la sedimentación detrítica inicial alcanza su más fino carácter en la secuencia premonitona de la deposición carbonática.

Estas ligerísimas diferencias parecen indicarnos que los desplazamientos entre las unidades no deben ser muy largos, pues no ponen en contacto isópicas muy diferentes.

Los primeros testigos de sedimentación que nos encontramos después pertenecen al Langhiense. Estos indican un ambiente de deposición marino próximo a los terrenos emergidos, como lo demuestra el hecho de su naturaleza conglomerática con grandes cantos. La gran masa de elementos gruesos inmersos en estos sedimentos señala la labor de la erosión sobre unos niveles emergidos y que posiblemente habían sufrido un levantamiento en épocas recientes. No existen más depósitos de esta edad que en la vertiente N. del llamado Alto de Carrascoy (Sierra del Puerto-Cresta del Gallo-Mirabetes), aunque es posible que se hubieran depositado en zonas más extensas y luego erosionado.

Después de una breve pausa en la surrección del Alto de Carrascoy, mientras se depositan las Margas de El Relojero, vuelve a intensificarse el levantamiento y la erosión se acelera sobre los nuevos relieves; de su efecto contundente resultan los Conglomerados de El Relojero, que engloban grandes bloques a la vez que aparecen elementos metamórficos, poniéndose al desnudo los materiales paleozoicos. Como es de esperar, el tamaño de los clastos disminuye según nos alejamos de los paleorrelieves. Estos estarían constituidos por el Alto de Carrascoy y las zonas correspondientes a los altos gravimétricos que hemos llamado Alto de las Victorias, Alto del Cabezo Gordo y San Miguel de Salinas, si bien no podemos indicar que estuvieran emergidos, pues encontramos materiales miocénicos marinos de esta edad que recubren parte de las crestas de Mirabetes.

Aunque es posible que lo que hoy vemos como depresión del Segura-

Gadalentín constituyera durante el Mioceno Medio y parte del Mioceno Superior una de las zonas altas, área madre de los depósitos neógenos.

Una vez instalado el Tortoniense en un medio de mar abierto con faunas planctónicas abundantes y a través de una sedimentación continua, se produce una nueva pulsación en la sedimentación, que viene expresada por la discordancia intra-tortoniense.

Nuevamente hacen su aparición las facies detríticas con una granulometría que va disminuyendo en tamaño conforme nos alejamos de los paleorrelieves.

Por otro lado, la redondez que presentan los conglomerados del Puerto de la Cadena nos hace sospechar que la erosión ha destruido parte de los depósitos miocenos anteriores. A su vez, las facies detríticas gruesas llegan a superar las margas del episodio anterior. Parece pues, que este nuevo impulso representó una transgresión sobre los niveles más antiguos. Los contornos de la cuenca continúan, de forma esencial, siendo los mismos, si bien los paleorrelieves serán más reducidos y una subsidencia creciente permitirá albergar nuevos depósitos en las distintas subcuencas (Torre Pacheco, San Pedro del Pinatar) separadas por los altos anteriores que aún continúan en vigor. Sin otras perturbaciones importantes y en un medio de mar abierto se siguen depositando sedimentos que llegan a dar la formación de Torremendo. La mayor potencia de sedimentos de esta formación, su mayor porcentaje de carbonatos, así como la escasa presencia de cuarzo y otros elementos detríticos (micas, etc.) o la abundante fauna planctónica, hace suponer que nos encontramos con el máximo transgresivo de las cuencas neógenas. Así llegamos hasta rebasar el límite del Andaluciense.

Otra nueva pulsación viene a remover la zona, y así, mediante la discordancia intra-andaluciense, pasamos a una nueva serie detrítica que hemos llamado Areniscas del Rebate y a su vez superada por una serie margosa. La fauna que en ella se ha encontrado ha sido de carácter costero y la microfaua presenta caracteres de enanismo, a la vez que los foraminíferos planctónicos van disminuyendo considerablemente.

En la región NE., sobre todo en la vecina Hoja de Torrevieja, hacen su aparición las facies evaporíticas que llegan a adquirir notables potencias, aunque intercaladas con facies margosas.

Como colofón a estos índices regresivos, nos encontramos en la parte superior de los depósitos andalucienes un episodio bastante arcilloso, rojo, con fauna bentónica exclusivamente, capaz de vivir en aguas salobres y con oogonios de Charáceas. A su vez, en la vertiente NO. del Alto de Carrasoy hacen su aparición facies netamente continentales que han dado fauna de vertebrados, mamíferos datados como Andaluciense.

Es necesario señalar que el Andaluciense Superior revela una paleogeografía caprichosa, pues especialmente a uno y otro lado del Alto de San

Miguel de Salinas se desarrollan litofacies muy distintas. Mientras al E. (Cuenca de Torrevieja) hacen su aparición progresiva y posteriormente masiva las evaporitas, al O. se desarrolla una serie poco profunda y litoral. Esta distribución de la facies «messiniense» únicamente en la subcuenca de Torrevieja, podría explicarse con el aislamiento de ésta por los altos de San Miguel, Benejúzar-Tabarca y uno litoral La Marina-La Mata que actúe como umbral o cierre, quedando, sin embargo, abiertas las subcuencas de San Pedro del Pinatar y Torre Pacheco, donde no existe yeso.

Esta misma idea puede servir de base para pensar en las dispersas apariciones de yesos en las zonas externas del Mediterráneo, mientras que hacia el centro, donde la influencia del zócalo es menos patente, las facies messiniense se hacen más continuas, una vez que se ha establecido de modo general una sobresaturación salina y a su vez no se ve tan perturbada por las posibles influencias atlánticas.

Tras la regresión fini-andaluciense, se produce una rápida profundización de la cuenca. Parece que fue entonces cuando empezó a funcionar la «Flexura del Rebate», pues es de hacer constar que los depósitos pliocenos no han sido encontrados en las zonas posteriores limitadas por este accidente.

Los últimos sedimentos miocenos los constituyen las margas con *Sphaeroidinellopsis*. Es curioso que tampoco dichas margas lleguen a sobrepasar el «alto del Cabezo Gordo» que muere en los alrededores de Sucina, hecho que parece indicar la isocronía entre éstas y las llamadas margas con Ostras.

Sobrepasando ampliamente a estas primeras margas, se depositaron las areniscas del Plioceno Medio (*G. puncticulata*) de carácter francamente transgresivo, que llega a invadir casi toda la parte S. y SE. de la Hoja, si bien, como hemos dicho ya, no supera el accidente del Rebate.

Por último, próximo a las postrimerías del Plioceno, un nuevo régimen regresivo se instala sobre la cuenca hasta reducir sus límites a una posición próxima a la actual.

Durante el Cuaternario, como ya se ha comentado, la surrección continúa con una tónica idéntica a la pasada, con reducción progresiva de las áreas subsidentes, siendo el hecho más destacable el cierre por cordones litorales o barras de las distintas salinas y del propio Mar Menor.

4 PETROLOGIA

Las rocas estudiadas corresponden a una serie constituida principalmente por cuarcitas y pizarras con algunas intercalaciones de mármoles. Asimismo existen brechas tectónicas de naturaleza dolomítica. Estas bre-

chas han sido denominadas «grauwackas» por los autores anglosajones, término equivalente a «carniola» en la nomenclatura latina.

4.1. DESCRIPCION PETROGRAFICA

Quarcitas. Generalmente presentan una textura granoblástica de grano medio. Están constituidas por cuarzo como mineral principal, apareciendo también circón, apatito y opacos como accesorios. La foliación, cuando se presenta, está constituida por un agregado lepidoblástico de moscovita que patentiza una esquistosidad de flujo. En algunos casos se desarrolla también una esquistosidad de fractura.

Pizarras. De textura pizarrosa, están constituidas por cuarzo y moscovita principalmente, apareciendo como accesorios sericita, circón y minerales opacos. El predominio de moscovita como mineral esencial da lugar a *micacitas* o *micaesquistos* que a veces contienen un elevado porcentaje de materia carbonosa (*esquistos grafitosos*).

Las rocas pelíticas presentan de un modo evidente dos esquistosidades de flujo, la segunda de las cuales crenula a la primera («stain-slip cleavage»). También se observa una esquistosidad de fractura incipiente.

Mármoles. Su textura es granoblástica de grano medio a fino. Están constituidos por dolomita y abundantes óxidos de hierro. No presentan minerales de génesis metamórfica, y sí un cierto grado, aunque muy incipiente, de recristalización. Muestran signos evidentes de deformación tectónica: superficies estilolíticas, fracturas y grietas que frecuentemente están rellenas por calcita y cuarzo secundarios de recristalización posterior, que a veces aparecen fuertemente distorsionados.

Algunas de las rocas carbonáticas están profundamente tectonizadas con evidentes signos de cataclasis a escala cristalina. Por efecto de la intensa deformación se han originado brechas dolomíticas de origen tectónico («grauwackas») constituidas por fragmentos angulosos de dolomía y cristales de dolomita idiomorfa con exfoliación perfecta empastados por una matriz de carbonatos criptocristalinos y óxidos de hierro («grauwackas» monogénicas).

En algunas de estas rocas están presentes plagioclasas idioblásticas, muy bien macladas según CARLSBAD, y cuarzo. Ambos minerales son de origen secundario.

4.2 CARACTERISTICAS MICROESTRUCTURALES

Las rocas estudiadas han sido afectadas al menos por tres fases de deformación. Dos de ellas han generado esquistosidad de flujo. Ambas

esquistosidades son oblicuas. La tercera fase origina una esquistosidad de fractura.

En las rocas carbonáticas, que no desarrollan esquistosidad, se forman brechas tectónicas («grauwackas» monogénicas) por deformación profunda de los mármoles dolomíticos.

4.3 METAMORFISMO

El único mineral metamórfico presente es la moscovita, que caracteriza un metamorfismo regional de tipo Barrowiense dentro de la facies de los esquistos verdes, subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita que corresponde a un metamorfismo de bajo grado.

4.4 LAS LAMPROITAS DEL CABEZO NEGRO

Presentan una textura holocristalina de grano fino, y en su composición figuran como minerales principales: olivino idiomorfo, maclado y siempre transformado en sus bordes a iddingsita y a productos micáceos en su centro; cristales de sanidina tabular con inclusiones poiquilíticas de pequeños cristallitos de clinopiroxeno y apatito, diópsido subidiomorfo y la no muy abundante flogopita tabular que constituye el mineral más característico de estas rocas.

Entre los accesorios figuran apatito y opacos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

El desarrollo económico de la región no está ligado precisamente, de forma directa, a la explotación de los recursos naturales del subsuelo. Sin embargo, el alto nivel que alcanza la agricultura hace que indirectamente exista una gran dependencia entre la expansión económica y el factor hidrogeológico.

5.1 MINERIA Y CANTERAS

No podemos decir precisamente que este apartado constituya un factor importante, ni por la cantidad de explotaciones ni por la calidad e importancia del producto que de ellas se extrae.

Todas las extracciones se realizan a cielo abierto y están ubicadas en la vertiente NO. de la Sierra de la Cresta del Gallo y cumbre de Mirabetes. Se dedican fundamentalmente a dos funciones: extracción de yeso, aprovechando los afloramientos béticos del mismo y, por otro lado, a la obtención

de una grava versicolor, por machaqueo de los distintos materiales del Complejo Maláguide y Alpujárride (dolomías negras, filitas, argilitas y pizarras rojas, dolomías claras, etc.). Estos productos son utilizados para la construcción de terrazas.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La región murciana, como todo el litoral mediterráneo, goza de un excelente clima que influye de forma muy directa sobre la agricultura y el aumento demográfico que produce el nutrido turismo que se asienta en el Mar Menor. Todos estos factores hacen aumentar de forma impresionante la demanda de agua.

En consecuencia ha proliferado una investigación hidrogeológica por iniciativa particular, y sólo en los últimos años se ha planteado el estudio al nivel que de por sí merecía.

Los dos acuíferos clásicos del Campo de Cartagena, el superior, constituido por areniscas del Plioceno, y el inferior, constituido por las calcarenitas y areniscas del Andaluciense, mantienen una cota topográfica muy alta con respecto a las zonas bajas del Campo, y además constituyen aquí el área de recarga.

Aunque no es aquí el lugar óptimo, conviene destacar las modernas investigaciones que, sobre la zona, se están realizando en el campo de la Geotermia, dado el gradiente geotérmico anormal que presenta (F. PEN-DAS, 1974).

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., y QUINTERO, J. (1966).—«El Neógeno de la zona de Guardamar». *Congres. Inter. Neog. Mediterr. Proceed Third ses.*, Berne (1964), pp. 280-287.
- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, J.; FERNEX, F., y SIMON, O. (1965).—«Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 51-53.
- BODENHAUSEN, J., y SIMON, O. (1965).—«On the tectonics of the Sierra de Carrascoy». *Geol. en MIJNB*, núm. 44, pp. 251-253.
- BONIFAY, E., y MARS, P. (1959).—«Le Tyrrhenien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne». *Bull. S. G. F.*, núm. 1, pp. 62-78.
- CARLONI, G.; MARKS, P., y RUTSCH, R. (1971).—«Stratotypes of Mediterranean Neogene stages». *Giorn. di Geol.*, núm. 2, pp. 1-266.
- CRESCENTI, U. (1971).—«Sul Plioceno italiano problemi di cronostratigrafia». *Boll. Soc. Nat. Napoli.*, núm. 80, pp. 1-23.
- CHEVALIER, J. P. (1961).—«Recherches sur les Madréporaires et les forma-

- tions récifales miocènes de la Méditerranée occidentale». *Mém. Soc. Géol. France*, vol. 40, núm. 93, pp. 1-562.
- DEMARCO, G. (1966).—«Un exemple de Tortonien terminal marin: celui de la région de Murcia dans le Levant espagnol». *Congr. Intern. Néogène Mediterr.* Berne (1964).
- DUMAS, B. (1966).—«Les mécanismes d'élaboration des glacis d'après l'exemple du centre du Levant espagnol». *C. R. Ac. Sc.*, vol. 262, pp. 20-23.
- DURAND DELGA, M., y FONTBOTE, J. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, núm. 2, pp. 181-187.
- EGELER, G. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone bétique». *Verhand. Konink. Nederlandse akad. wetens. afd. natuur.*, vol. 25, núm. 3, pp. 1-90.
- FALLOT, P. (1944).—«Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères bétiques». *C. R. Ac. Sc.*, vol. 219, pp. 337-339.
- (1944).—«Les phases orogéniques dans le tronçon murcien des Cordillères Bétiques». *C. R. Ac. Sc. Paris*, vol. 219, pp. 315-317.
- FUSTER, J. M., y IBARROLA, E. (1952).—«Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor». *Est. Geol.*, núm. 16, pp. 245-299.
- FUSTER, J. M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J., y FERMOSE, M. (1967).—«Las rocas lamproíticas del SE. de España». *Est. Geol.*, núm. 23, pp. 35-69.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy SE. Spain with emphasis on alpine polyphase deformation». *Thesis Amsterdam*.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C., y RONDEEL, H. (1973).—«Polyphase alpine deformation in the eastern part of the betic zone of Spain». *Est. Geol.*, vol. 29, núm. 3, pp. 209-222.
- MARTINEZ, C. (1969).—«Estudio micropaleontológico de cuatro cortes del Mioceno de Murcia». *Rev. Esp. Micropal.*, vol. 1, núm. 2, pp. 147-180.
- MONTENAT, Ch. (1970).—«Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le SE. de l'Espagne». *C. R. Ac. Sc. Paris*, vol. 270, pp. 3.194-3.197.
- (1973).—«Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol». *Thèse à Paris*, pp. 1-1.166.
- MONTENAT, Ch., y MARTINEZ, C. (1970).—«Stratigraphie et micropaléontologie du Néogène et le Pleistocène du Levant espagnol». *C. R. Ac. Sc. Paris*, vol. 270, pp. 592-595.
- SIMON, O. J. (1966).—«Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy». *Geol. MIJNB*, núm. 45, pp. 112-113.
- (1967).—«Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy de Orihuela et de Callosa de Segura». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 42-44.
- WINKLER, H. G. (1966).—«La génèse des roches métamorphiques». *Ed. Ophi-rys*, pp. 1-187.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA