

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



IGME

996

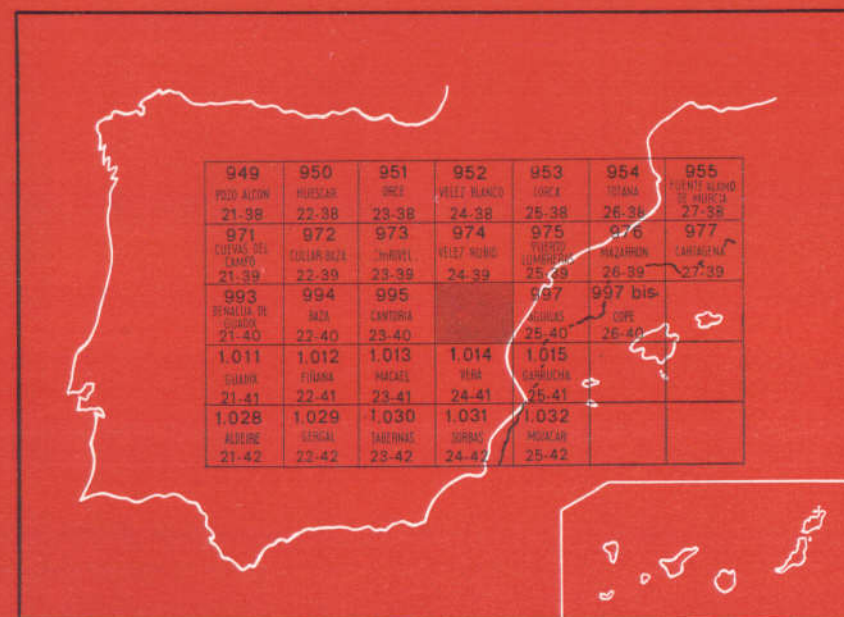
24-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

HUERCAL-OVERA

Segunda serie · Primera edición



20996

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

HUERCAL-OVERA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y memoria*: F. M. Voermas, Lic. en Geología; Otto Simón, Dr. en Geología; L. Martín García y J. A. Gómez Prieto, Licdos. en Geología.

En *Petrografía*: F. M. Voermans, Lic. en Geología, y Otto Simón, Dr. en Geología.

En *Sedimentología*: L. Martín García, Lic. en Geología.

En *Micropaleontología*: C. Martínez Díaz, Dr. Ingeniero de Minas, y L. F. Granados Granados, Lic. en Geología.

En *Macropaleontología*: Trinidad del Pan Arana, Dra. en Ciencias Naturales.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 11450 - 1980

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

En la Hoja de Huércal-Overa están muy bien representados los materiales post-mantos. El Eoceno y materiales más antiguos forman parte de los mantos Béticos y aparecen en las sierras de Almagro, Madroño y Región de Limaria en el sector SO. de la Hoja.

La geología de las Sierras de Almagro y del Madroño han sido estudiadas con detalle por un equipo de la Universidad de Amsterdam que trabaja en la zona oriental de las Cordilleras Béticas (ver HOGETOORN, 1962; SIMON, 1963; BICKER, 1966; DE VRIES & ZWANN, 1967, y VOERMANS, 1973.

La región de Limaria ha sido estudiada en detalle por uno de los presentes autores, F. M. VOERMANS.

La recopilación y adaptación de los datos correspondientes al Eoceno y materiales más antiguos ha sido realizado por F. M. VOERMANS.

Los depósitos «post-manto» han sido cartografiados y estudiados por los restantes autores de esta Hoja.

TRABAJOS PREVIOS

En el año 1958, un equipo de la Universidad de Amsterdam comenzó una serie de estudios geológicos detallados en el SE. de España, incluyendo la Sierra de Almagro. Hasta entonces, poco se conocía sobre la estratigrafía detallada y la posición tectónica de las distintas secuencias litológicas que forman estas alineaciones montañosas: sólo existían mapas de pequeñas escalas y algunas publicaciones. Entre los primeros investigadores, pueden

mencionarse DE VERNEUIL y COLLOMB (1856), que incluyeron los materiales de la Sierra de Almagro y del Madroño en su «Terreno metamórfico», GUARDIOLA y DE SIERRA (1925-1928), quienes prestaron especial interés a las mineralizaciones, afirmaban que la Sierra de Almagro estaba constituida exclusivamente por rocas de edad Triásica.

La existencia de grandes masas cabalgantes fue demostrada por BROUWER y sus pupilos. FALLOT (1930) aventuró, aunque con ciertas reservas, que los materiales de la Sierra de Almagro formaban parte de los mantos Alpujárrides («Manto de Lanjarón»).

En su última publicación (1948), asignó la parte norte de la Sierra de Almagro al «Manto de Málaga» y la parte suroeste a una unidad Alpujárride (Unidad de Lanjarón-Gador: ver también PATIJN, 1937).

DURAND DELGA y FONTBOTE (1960) han atribuido la secuencia de materiales de la Sierra de Almagro a los «Alpujárrides».

Las primeras investigaciones de la Universidad de Amsterdam en la Sierra de Almagro, se refirieron fundamentalmente a la existencia de términos pertenecientes al Complejo Maláguide (DE BOOY y EGELER, 1960, 1961; EGELER y DE BOOY, 1962).

ENCUADRE GEOLOGICO

Las Sierras de Almagro y del Madroño y la región de Limaria, forman parte de la zona interna de las Cordilleras Béticas, denominada generalmente Zona Bética. EGELER y SIMON (1969) distinguieron cuatro complejos tectónicos en la parte oriental de esta zona, y que son de abajo a arriba: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Ballabona-Cucharón, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide.

En esta Hoja están representados materiales correspondientes a estos cuatro complejos.

Sierra de Almagro

Sobre la base de las secuencias litoestratigráficas del Permo-Trías, SIMON (1963) distingue las siguientes unidades tectónicas en la Sierra de Almagro, de arriba a abajo:

- Unidad del Bético de Málaga.
- Unidad Variegato.
- Unidad Cucharón.
- Unidad Ballabona.
- Unidad Almagro.

Varias hipótesis se han aventurado sobre la edad y posición tectónica de estas Unidades (SIMON, 1963, 1964, 1966, 1967; AZEMA y otros, 1965; BO-

DENHAUSEN y SIMON, 1965; EGELER y SIMON, 1969; KOZUR y otros, 1974). También, de acuerdo con las investigaciones en la Sierra de Garrascoy (CAMPSCHUUR, 1972), donde se encuentra la misma sucesión tectónica, pueden darse las siguientes conclusiones:

a) Las secuencias de materiales de las Unidades Almagro y Cucharón originalmente formaban parte de una sucesión simple y continua, perteneciente a una unidad tectónica mayor (Unidad Almagro-Cucharón). Se presume que durante la tectónica alpina la orogénesis produce un despegue «interno» grande, entre los materiales de las Unidades Cucharón y Almagro, produciendo dos unidades tectónicas. La edad de las rocas de la Unidad Almagro es esencialmente Triásico Medio (e Inferior?), mientras que los materiales de la Unidad Cucharón son Triásico Superior.

b) A partir de datos litoestratigráficos se puede suponer que los materiales de la Unidad Ballabona tienen aproximadamente la misma edad que los de la Unidad Cucharón.

c) Los materiales de las Unidades Almagro-Cucharón y Ballabona pueden incluirse dentro del Complejo Ballabona-Cucharón. Desde un punto de vista regional la Unidad Almagro-Cucharón recubre tectónicamente a la Unidad Ballabona.

d) Las rocas de la Unidad Variegato, que son en mayor parte de edad (Permo-)Triásica, también comprenden materiales del Paleozoico (y más viejas?), y pertenecen al Complejo Alpujárride.

Sierra del Madroño

Los materiales que constituyen esta alineación montañosa, que forma la parte sur de la Sierra de las Estancias, pertenecen al Complejo Alpujárride.

Región de Limaría y Zonas adyacentes al S. y SO.

Las rocas de esta región, en su mayor parte, pertenecen al Complejo Alpujárride y en menor proporción al Complejo Ballabona-Cucharón (Unidad Almagro-Cucharón). Al S. y SO. de la región de Limaría, a lo largo del borde N. de la Sierra de los Filabres, hay afloramientos aislados del Complejo Nevado-Filábride.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

En el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de los Filabres, se presentan varias unidades tectónicas (ver, entre otros, NIJHUIS, 1964; BICKER,

1966; VOET, 1967; LANGENBERG, 1972), cuyas relaciones entre sí han sido consideradas por HELMERS y VOET (1967) y por KAMPSCHUUR (1975). Según el último autor mencionado se distinguen las siguientes unidades de arriba a abajo:

- Unidades Nevado-Filábrides superiores.
- Unidad Almocaizar.
- Unidad Bédar-Macael.
- Unidad Nevado-Lubrín.

La secuencia estratigráfica más completa del Complejo Nevado-Filábride, se encuentra en la Unidad Nevado-Lubrín (KAMPSCHUUR, 1975), con las siguientes formaciones de arriba a abajo:

- Formación Las Casas.
- Formación Tahal.
- Formación Nevada.

Basándonos en correlaciones litoestratigráficas con series del Complejo Ballabona-Cucharón, asignamos las siguientes edades para los materiales de las formaciones anteriormente mencionadas:

Formación Las Casas (1)	Triásico Medio-Superior.
Formación Tahal	Triásico Medio (y más antiguo?).
Formación Nevada	Pérmico y más antiguo.

Los materiales del Nevado-Filábride presentes en la Hoja de Huércal-Overa pertenecen a la formación Las Casas de la Unidad Bédar-Macael de KAMPSCHUUR (1975).

1.1.1 FORMACION LAS CASAS ($T_{A2, A3}^n$)

El término «formación Las Casas» se emplea aquí en el sentido de KAMPSCHUUR (1975). Los materiales de esta formación se han encontrado en afloramientos aislados a lo largo del borde NE. de la Sierra de los Filabres.

Esta formación está constituida por mármoles micáceos en bancos desde finamente estratificados a muy gruesos, y con colores que varían desde el marrón oscuro al amarillo y rojo oscuro, y con intercalaciones discontinuas de micasquistas (ricos en granates y turmalina) y cuarcitas. Se encuentran también todas las transiciones entre los varios tipos de materiales citados. Los mármoles se presentan fuertemente plegados.

(1) Incluyendo la zona de mármoles brechoides de la Huertecica («Huertecica brecciated marble zone», de NIJHUIS, 1964).

COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

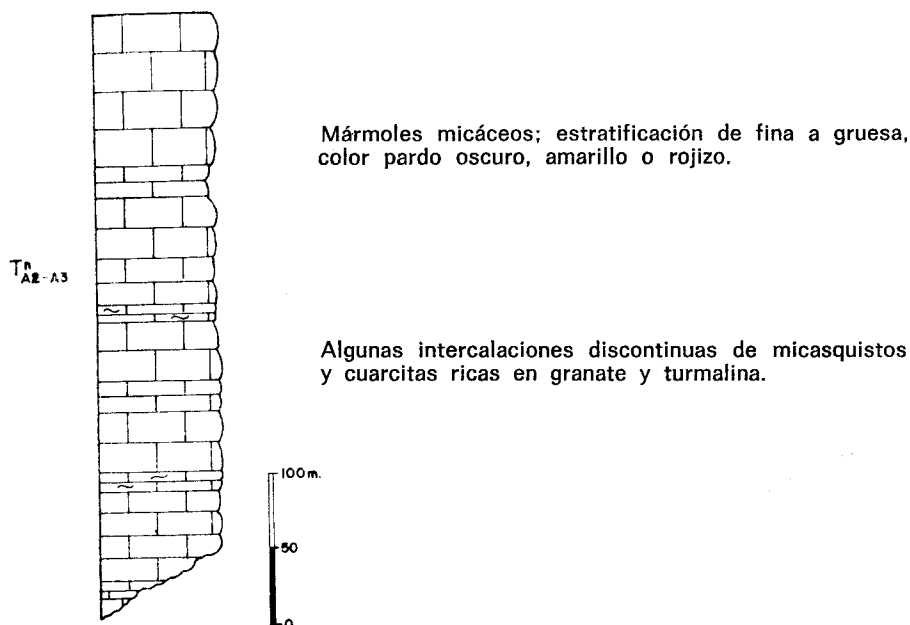


Figura 1

No se han encontrado fósiles en esta formación y como ya se ha señalado anteriormente se le atribuye una edad Triásico Medio-Superior.

La potencia máxima observada para la Hoja de Huércal-Overa es del orden de los 40 metros.

En la parte más suroccidental de la Hoja, las rocas del Nevado-Filábride están tectónicamente por encima de las rocas Alpujárrides de la unidad de Partaloa (véase el capítulo de Tectónica y también VOET, 1967, y KAMP-SCHUUR, 1975). Además, en la Hoja de Huércal-Overa las rocas del Nevado-Filábride están cubiertas por los depósitos de post-manto».

Petrografía.—Las rocas carbonatadas de esta formación tienen una composición mineralógica simple, consistente casi exclusivamente en minerales carbonatados de grano grueso con cuarzo, albita, mica blanca y minerales metálicos.

Los esquistos y cuarcitas intercalados son fundamentalmente de grano grueso, con grandes poikiloblastos de cuarzo, mica blanca y clorita. Granates,

turmalina, zircón, rutilo y leucoxeno se presentan, a veces, en considerable cantidad.

1.2 COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON

Pueden distinguirse dos unidades tectónicas principales, la Unidad Ballabona (debajo) y la Unidad Almagro-Cucharón (encima).

1.2.1 UNIDAD BALLABONA

Fue denominada así por SIMON (1963), tomando el nombre del llano de La Ballabona, situado al este de la carretera nacional N-340, entre los puntos kilométricos 215-217. Los materiales de esta Unidad se localizan en la mayor parte del SE. de la Hoja.

VOERMANS (1973) distingue cinco secuencias litológicas en la Unidad Ballabona, que son de abajo a arriba:

- 1) Cuarcitas y filitas multicolores. En la parte superior hay intercalaciones de capas con nódulos carbonatados mineralizados.

- 2) Un nivel de cuarcita masiva de color blanco-amarillento.

- 3) Filitas de color gris a azul acerado, localmente con meteorización roja, con intercalaciones de lechos con nódulos carbonatados mineralizados de color rojo-oscuro; filitas y cuarcitas amarillentas, marrones, azul-verdosas y grisáceas (con estratificación de fina a masiva), con intercalaciones de yeso y rocas carbonatadas de color rojo oscuro muy finamente estratificadas. En la parte superior hay cuarcitas verdes y carbonatos rojos oscuros con algunas intercalaciones filíticas de potente a finamente estratificadas.

- 4) Calizas con intercalaciones de cuarcitas verdes, negras, grises, marrones y amarillas con estratificación potente a masiva, filitas y yeso.

- 5) Calizas y dolomías grises, negras, amarillas y marrones con estratificación potente a masiva. En la parte más inferior se tienen calizas finamente estratificadas, amarillentas, con algunas intercalaciones pelíticas discontinuas. Las filitas presentan planos de esquistosidad bien desarrollados y frecuentemente están microplegadas.

Con bastante frecuencia aparecen venas de cuarzo. En muchos afloramientos el yeso se presenta estratigráficamente intercalado; sin embargo, a veces, forma masas irregulares con estructuras caóticas debido a la fuerte tectonización.

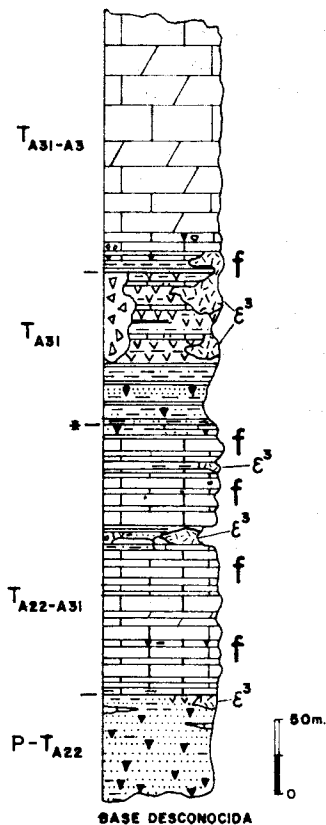
Las rocas ígneas están frecuentemente representadas en cartografía, las secuencias una a cuatro se han incluido en la formación Ballabona Inferior (T^f_{A3}), y la secuencia cinco en la formación Ballabona superior (T^c_{A3}).

En las filitas y cuarcitas de la formación Ballabona inferior, se han determinado: Albita (hasta 5 mm.), apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide,

COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON

UNIDAD ALMAGRO-CUCHARON

ZONA SIERRA DE ALMAGRO



f = MACROFAUNA

Calizas y dolomías con estratificación fina a muy potente, amarillentas parduzcas, negras y grises.

En la parte basal calizas (a veces brechoides) de laminadas a estratificación media amarillas, grises, pardas y blancas con intercalaciones de filitas y pizarras.

Intrusiones básicas (ϵ^3).

En la parte superior calizas con estratificación laminar a media, amarillas, grises, pardas y blancas con intercalaciones de filitas, pizarras, yeso, intrusiones básicas y megabrechas.

Alternancia de filitas, pizarras, metaargilitas y cuarcitas multicolores. En la parte más alta, intercalaciones de cuarcitas finamente estratificadas, pizarras, calizas de estratificación laminar a potente y dolomías laminadas a finamente estratificadas; rocas carbonatadas con aspecto margoso, intercalaciones discontinuas de pizarras calcáreas asociadas con intrusiones básicas (ϵ^3), mineralizaciones locales y brechamiento.

Pizarras con yeso e intrusiones básicas (ϵ^3), localmente brechas tectónicas (grauvakas).

En la parte inferior intercalaciones cuarcitas discontinuas con pizarras.

Calizas dolomíticas finamente estratificadas.

Calizas de estratificación laminar a media con intercalaciones de rocas carbonatadas de aspecto margoso. Localmente mineralizaciones.

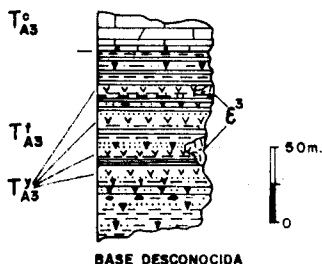
En la parte superior pizarras asociadas con yeso e intrusiones básicas (ϵ^3).

Cuarcitas estratificación laminar a media asociadas con intercalaciones de pizarras.

Algunas intercalaciones discontinuas de calizas con estratificación media.

En la parte inferior y localmente cuarcitas pizarrosas grises.

UNIDAD BALLABONA



Calizas y dolomías. Hacia la base intercalaciones discontinuas de filitas. Hacia arriba calizas, estratificación media con intercalaciones de filitas de colores oscuros y yeso blanco (T_{A3}^y).

Localmente intrusiones básicas.

Filitas y cuarcitas con intercalaciones de niveles de carbonatos rojos mineralizados.

Nivel de cuarcita blanco amarillento. Filitas multicolores y cuarcitas con intercalaciones de carbonatos mineralizados.

Figura 2

epidota, yeso, lazulita, moscovita, menas (hematites y limonita), cuarzo, rutilo, turmalina y zircón.

Presentan las filitas una esquistosidad bien desarrollada; en muchos casos pueden distinguirse uno o dos clivajes de crenulación. A veces la última fase de deformación ha generado «kinks». Las cuarcitas muestran orientaciones preferentes en sus partes pelíticas.

En cuanto a las rocas carbonatadas, tienen una composición mineralógica muy simple. El carbonato (con frecuencia alterado a limonita) contiene cuarzo, mica, minerales metálicos, albita (cristales subeuhedrales hasta de 550 micras) y yeso. Las rocas carbonatadas de la formación Ballabona superior contienen en proporción variable albita, clorita, mica blanca, cuarzo y minerales metálicos.

En las rocas de la formación Ballabona superior sólo se han encontrado como fósiles algunos restos de crinoides. Ateniéndonos a correlaciones litoestratigráficas con las rocas de la formación Almagro-Cucharón, se le asigna una edad Triásico Superior para la Unidad Ballabona.

1.2.2 UNIDAD ALMAGRO-CUCHARON

El nombre de Unidad Almagro-Cucharón fue introducido por SIMON (1966). Esta unidad constituye la mayor parte de la Sierra de Almagro. También se han encontrado pequeños afloramientos en la zona de Limaria.

Basándose en las investigaciones de SIMON, pueden hacerse las siguientes subdivisiones estratigráficas:

- Formación Cucharón superior.
- Formación Cucharón inferior.
- Formación calizo-dolomítica.
- Formación cuarcítica.

1.2.2.1 Formación cuarcítica (P-T_{A22})

Constituida por cuarcitas con estratificación media a laminada de color rojo, violeta (a veces blanquecina), con algunas intercalaciones de calizas pardas o amarillentas con estratificación media. En la parte superior hay algunas intercalaciones de pizarras rojas, púrpuras y verdosas asociadas con algo de yeso. En la parte inferior se presentan cuarcitas pizarrosas grises.

1.2.2.2 Formación calizo-dolomítica (T_{A22}-A₃₁)

Pueden distinguirse tres tramos:

- 1) *Tramo calizo-dolomítico inferior.*—Formado por calizas y dolomías grisáceas, amarillentas y negras con estratificación media a laminada. Con

frecuencia se presentan intercalaciones calcáreas con aspecto margoso y pizarras. En algunos puntos aparecen intercalaciones cuarcíticas, en la parte más alta, con colores rosa a rojo claro. Este término generalmente termina con un nivel de 10 a 25 cm. de dolomías de color azul-negro, con matiz bronce y en el que usualmente se presentan venas de calcita blanca.

2) *Tramo de pizarras*.—Constituido por pizarras verdes y púrpuras: en algunos puntos aparecen asociados yesos y brechas tectónicas.

3) *Tramo calizo-dolomítico superior*.—La parte inferior de este tramo presenta un aspecto característico en el campo, consistente en tres estratos prominentes de rocas carbonatadas gris oscuro, de estratificación fina a media. Están separados por niveles de rocas carbonatadas de color gris claro con estratificación laminar a media, a veces con aspecto margoso e intercalaciones menores de pizarras verdes laminadas y rocas cuarcíticas.

1.2.2.3 Formación Cucharón inferior (T_{A31})

Esta formación comprende filitas abigarradas, metaagilitas, pizarras y cuarcitas. Tanto en la parte media como superior hay intercalaciones de yesos y calizas laminadas, de color amarillento, grisáceas y pardas. La presencia de yeso llama la atención y constituye una característica de esta formación.

En algunos sitios (al NE. de los Orives y en la zona del collado de la Rellena, de la Sierra de Almagro), el yeso está estratigráficamente intercalado, aunque generalmente forma masas irregulares de estructura caótica al parecer debido a la tectonización. En algunas zonas (región de Limaria, en el sector directamente al N. de la Unidad Ballabona y en la Yesería de la Parra al este de la C. N. 340), la formación Cucharón inferior está exclusivamente representada por masas de yeso englobando bloques con distribución casual. Estos bloques (algunos de varias decenas de metros) consisten fundamentalmente en rocas de la formación Cucharón inferior y de la formación Cucharón superior.

1.2.2.4 Formación Cucharón superior (T_{A31-A3})

Esta formación está constituida por calizas y dolomías con estratificación de fina a muy potente y con colores amarillentos, grisáceos, pardos y negros. En la parte inferior hay calizas amarillentas, grises pardas y blancas, con estratificación de laminadas a media. También se encuentran intercalaciones de filitas y pizarras verdes, grises y blancas.

Se han encontrado rocas ígneas básicas en todas las formaciones de la Unidad Almagro-Cucharón. Estas rocas se describen en el capítulo de Petrografía y Metamorfismo.

Se ha citado macro y microfauna dentro de las rocas carbonatadas de

la formación calizo-dolomítica y de las formaciones Cucharón superior e inferior (SIMON, 1963, 1966; VAN DEN, BOOGAARD, VAN DEN, 1966; BOOGAARD y SIMON, 1973; KOZUR y otros, 1974).

Macrofauna.—En el tramo calizo-dolomítico inferior se han encontrado restos de crinoides y conchas indeterminables. En la parte alta del tramo calizo-dolomítico superior se han encontrado Lamelibranquios: *Costatoria killiani* (SCHMIDT) y *GERVILLIA* cf. *joleaudi* SCHMIDT. En las rocas carbonatadas de las formaciones Cucharón inferior y superior se han encontrado restos de Lamelibranquios indeterminables. Son frecuentes estructuras «burrrow» en la secuencia carbonatada de la Unidad Almagro-Cucharón.

Microfauna.—Las rocas carbonatadas del tramo calizo-dolomítico superior contienen conodontos (*Pseudofurnishius murcianus* VANDEN, BOOGAARD, 1966, y *Lonchodina mülleriforma* b. HIRSCHMANN, 1959); Ostrácodos *Reubenella fraterna* (REUSS, 1867); otros crustáceos, foraminíferos y restos de peces.

Basándonos en el notable parecido litoestratigráfico y en el contenido en macro y microfauna, las secuencias litológicas de la Unidad Almagro-Cucharón pueden correlacionarse con las del Complejo Ballabona-Cucharón de la Sierra de Carrascoy, que están bien datadas (ver KAMPSCHUUR, 1972; KOZUR, y otros, 1974) (ver cuadro núm. 1).

Las potencias máximas expuestas para las diversas formaciones son:

Formación Cucharón superior: 150 m.

Formación Cucharón inferior: 100 m.

Formación Calizo-dolomítica: 180 m.

Tramo calizo-dolomítico superior: 70 m.

Tramo de pizarra: 10 m.

Tramo calizo-dolomítico inferior: 100 m.

Formación cuarcítica: 70 m.

El contacto entre la formación cuarcítica y la formación calizo-dolomítica es de naturaleza estratigráfica. Localmente puede observarse una reducción de la parte superior de la formación cuarcítica, debido a movimientos diferenciales entre las dos formaciones. El tramo de pizarra de la formación calizo-dolomítica varía considerablemente en potencia, pudiendo incluso desaparecer completamente por motivos estratigráficos y/o tectónicos. El contacto entre la formación calizo-dolomítica y la formación Cucharón inferior es siempre de origen tectónico. En algunos puntos el cabalgamiento de la formación Cucharón inferior, rica en yeso, sobre las calizas, puede observarse claramente (región de los Orives y en la parte norte de la Sierra de Almagro). El contacto entre las formaciones Cucharón superior e inferior

CUADRO NUM 1

Unidad Almagro-Cucharón Sierra de Almagro	Complejo Ballabona- Cucharón Sierra de Carrascoy	Edad
<i>Unidad Cucharón</i>		
Formación Cucharón superior	<i>Unidad Carrascoy</i> Formación Filos	Cordevoliense (y más reciente?)
Formación Cucharón inferior	Formación Murta	Cordevoliense (Carniense Inf. y más reciente?) (Carniense Inf.)
<i>Unidad Almagro</i>		
Formación Calizo-dolomítica	<i>Unidad Romero</i> Formación Fuente Aleo	Langobardiense - Cordevoliense (Ladinense Sup.-Carniense Inf.)
Tramo Calizo - dolomítico sup.	Tramo caliza abigarrada	Cordevoliense (Carniense Inferior)
Tramo de pizarras	Tramo tres bancos	Final Langobardiense-Cordevoliense (Ladinense Sup.-Carniense Inferior)
Tramo calizo - dolomítico inf.	Tramo de pizarras verdes	Langobardiense final (Ladinense final)
Formación cuarcítica	Tramo Palas Formación Pocito	Langobardiense (Ladinense Sup.) Langobardiense (y más antiguo?) (Ladinense Sup. y más antiguo?)

está, por lo general, fuertemente tectonizado. Sin embargo, el hecho de que este contacto es de naturaleza estratigráfica, puede verse en la zona del Collado de la Rellena.

En la región de los Orives, la Unidad Almagro-Cucharón recubre tectónicamente a la Unidad Ballabona. Como se discutirá en el capítulo de Tectónica, esta sucesión representa la normal. Por otra parte, en la Sierra de Almagro la Unidad Ballabona ha sido empujada contra la Unidad Cucharón. El plano de contacto, generalmente buzando hacia el Sur, puede seguirse fácilmente en el campo y corre abruptamente de O. a E.

Petrografía.—Las cuarcitas de la formación cuarcítica están compuestas de granos de cuarzo subredondeados o redondeados hasta 800 micras, que están cementados por sílice, carbonatos o incluidos en una matriz sericítica. Frecuentemente presentan una «película» de material limolítico. Se encuentra moscovita detrítica hasta 600 micras. La biotita, con frecuencia alterada a clorita, aparece esporádicamente. Entre los fragmentos de rocas hay cuarcitas, pizarras, filitas, chert y muy raramente rocas volcánicas. Como accesorios se determinan: turmalina, circón, apatito, rutilo, leucoxeno y minerales metálicos (magnetita, hematites y limonita).

Los carbonatos se presentan como romboedros parcialmente alterados en limonita. Las partes más pizarrosas de esta formación se componen de sericita, clorita y granos de cuarzo tamaño limo. El grado de recristalización de las rocas carbonatadas pertenecientes a la formación calizo-dolomítica varía ampliamente. Atraviesan a estas rocas venas compuestas de calcita, albita, yeso, minerales metálicos y mica blanca. A veces se presentan láminas formadas por hojas de moscovita y clorita, paralelas a la estratificación. Es muy común la presencia de cuarzo detrítico y de neoformación. En algunas secciones delgadas se encuentran porfiroblastos euhedrales de albita de hasta 1 m.

Las menas de hierro formadas por pirita, magnetita, hematites y limonita se presentan, a veces, en considerable cantidad.

Las cuarcitas de la formación Cucharón inferior están constituidas fundamentalmente por granos de cuarzo, tamaño limo, cementados por cuarzo secundario o carbonato. La albita detrítica o de neoformación hasta 200 micras se ha observado en contados casos. Micas detríticas (biotita y moscovita) hasta 300 micras se presentan con frecuencia. Como accesorios se determina turmalina, rutilo, leucoxeno, zircón, apatito y minerales metálicos. Estas rocas están atravesadas por venas de cuarzo, calcita, minerales metálicos, albita y yeso. Los componentes principales de las rocas pelíticas son: mica blanca, cuarzo, clorita y minerales metálicos. Las brechas tectónicas están constituidas por fragmentos angulares de rocas epimetamórficas embebidos en material carbonatado limonitizado. Estos fragmentos proceden de las rocas de la formación Cucharón superior e inferior (?). Los minerales

de neoformación son cuarzo, albita, moscovita, clorita, epidota, rutilo, pirita y turmalina.

Las rocas carbonatadas de la formación Cucharón superior están constituidas por carbonato (a menudo con hierro), minerales metálicos, cuarzo detrítico y de neoformación, porfiroblastos euhedrales de albita, micas amarillentas y láminas de material micáceo. Las venas contienen calcita, albita y minerales metálicos.

1.3 COMPLEJO ALPUJARRIDE

En el Complejo Alpujárride de la Hoja Huércal-Overa se han distinguido dos unidades tectónicas mayores, a saber: una unidad inferior y una unidad superior. La unidad Alpujárride inferior se puede correlacionar con la unidad más baja de la Hoja de Cantoria, es decir, la unidad Partalao. Esta unidad comprende las secuencias de rocas Alpujárrides de la Sierra de Almagro y de la región al SO. de Albox, y partes de la región Limaria. La unidad Alpujárride superior se puede correlacionar con la unidad Campillo de la Hoja de Cantoria. Investigaciones recientes han revelado que la unidad Campillo, de la Hoja de Cantoria, comprende tres elementos tectónicos menores, que de abajo a arriba son: unidad Granja, unidad Los Blanquizaes-Oria y unidad Hernán-Valle Montroy. Las secuencias de rocas de la región de Madroño pertenecen a la unidad Los Blanquizaes-Oria. Las de la unidad Alpujárride superior, de la región de Limaria, pertenecen a la unidad Los Blanquizaes-Oria, o a la de Hernán-Valle Montroy.

1.3.1 UNIDAD PARTALAO

En esta unidad se pueden distinguir las siguientes formaciones, de abajo a arriba: formación de micasquistos, formación filítico-cuarcítica y formación carbonatada.

1.3.1.1 Formación de micasquistos (PC-H*)

Esta formación sólo se ha encontrado en la Hoja en unos pocos y pequeños afloramientos en la región de Limaria y en la Sierra de Almagro. La parte basal consiste en micasquistos grises oscuros, a veces rojizos con alteración meteórica, y cuarcitas. Las rocas con granates vienen indicadas en el mapa geológico con diferente notación (PC-H*). La parte superior comprende cuarcitas y filitas de colores algo más suaves, a menudo bandeadas. Las rocas de este área están atravesadas por venillas de cuarzo blanco.

1.3.1.2 Formación filítico-cuarcítica (P-T_{A1})

La parte basal consiste en cuarcitas de colores gris claro, verdosas, amarillo-pardos y azulados, alternando con finas intercalaciones de filitas

abigarradas. Esta secuencia cuarcítica pasa gradualmente hacia arriba a una parte más filítica, en la cual los elementos más notables son pizarras filíticas azuladas a rosadas y rojizas y filitas cuarcíticas. Cerca del techo de la formación se han encontrado intercalaciones margo-calcáreas amarillentas a parduzcas, finamente estratificadas. En unos pocos lugares (v. gr. en la región de Limaria —Loma de los Camarotes— y a lo largo de la C. N. 340, Sierra de Almagro), sólo se han encontrado yesos asociados con estas rocas calcáreas (P-T_{vA1}). Son frecuentes las venillas de cuarzo y lentejones, a veces rotos y plegados. En unos pocos sitios de la Sierra de Almagro se han encontrado rocas ígneas (metabasitas ϵ^3), en la parte alta de esta formación.

1.3.1.3 Formación carbonatada (T_{A2-A3})

El horizonte más bajo de esta formación consiste usualmente en calizas amarillas a grises, finamente laminadas (calizas hojosas o «calcaires feuilletés»). A veces las rocas tienen aspecto «margoso». Afloran filitas, intercaladas entre estas calizas. Esta secuencia pasa hacia arriba a calizas con estratificación de fina a media, grises-negruzcas, con algunas intercalaciones dolomíticas de colores claros. En la parte superior de la formación forman el elemento más notable las dolomitas, parduzcas por alteración meteórica, con estratificación grosera a masiva. Localmente hay partes de la formación carbonatada que muestran colores rojizos por alteración meteórica, debido al alto contenido en hierro.

1.3.1.4 Edad y naturaleza de los contactos entre las formaciones de la Unidad Partalao

Con respecto a la edad de las rocas de la unidad Partalao, se pueden hacer las siguientes consideraciones:

- a) La parte alta de la formación micasquistos muestra notable parecido con la formación grauwáquica bien datada como Devono-Carbonífero, del Complejo Maláguide (ver también SIMON, 1963, pp. 81-81).
- b) La existencia de yesos en la parte alta de la formación filítico-cuarcítica es indicativa de una edad Permo-Triásica para esta parte de la formación (véase también SIMON, 1963, pp. 34-35).
- c) Las rocas de la formación carbonatada muestran notable afinidad con las del Complejo Ballabona-Cucharón, bien datado como Trías Medio-Superior, y las del Complejo Alpujárride (véase SIMON, 1963, KOZUR y otros, 1974).

Teniendo en cuenta lo anterior, se puede intentar atribuir las siguientes

edades a la secuencia de rocas de la unidad Partalao, en la Hoja de Huércal-Overa:

Formación carbonatada	Triásico Medio Superior.
Formación filítico-cuarcítica	(Permo) Triásico.
Formación de micasquistos	Devono-carbonífero (¿y más antiguo?).

La potencia máxima aflorante es:

Formación carbonatada	150 m.
Formación filítico-cuarcítica	150 m.
Formación de micasquistos	30 m.

La relación entre las formaciones de la unidad de Partalao es análoga a la de las formaciones correlacionables de la unidad de Campillo. Para su discusión remitimos al lector a los apartados (1.3.2.4 y 1.3.3.4).

Petrografía.—Las rocas de la formación de micasquistos contienen los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, clorita, material carbonatado, cloritoide, mica blanca, granate, material grafitoide, oligoclasa, mena metálica, cuarzo, rutilo, turmalina y zircón. Los minerales principales son: biotita, mica blanca, cuarzo, material grafitoide y mena metálica. Los esquistos muestran un buen desarrollo de la esquistosidad con foliación marcada. En las capas más cuarcíticas se han observado en muchos casos laminillas de mica microplegadas. Las venas de cuarzo son casi siempre paralelas a la esquistosidad y a veces están plegadas isoclinalmente. En la mayoría de los casos se ha desarrollado una fisura de crenulación con microplegues angulares, que es causa de una segunda foliación a lo largo de estos planos de fisuración. Las rocas más cuarcíticas muestran una marcada esquistosidad en sus partes más pelíticas.

Los granates, de hasta 800 μ , muestran trazas rectilíneas o rotacionales de inclusiones de cuarzo, cloritoide y mena metálica, que indican una cristalización post-cinemática. Las pajuelas de cloritoide han sido microplegadas, lo que es indicio de una cristalización pre-cinemática, con respecto a la fisuración de crenulación. Se ha hallado albita en forma de cristales euédricos, junto con cuarzo, en venillas que atraviesan las rocas.

Se han encontrado los siguientes minerales en rocas de la formación filítico-cuarcítica: albita, apatito, epidota, material carbonatado, clorita, mica incolora, material grafitoide, malaquita, mena metálica, pirita, cuarzo, rutilo, leucoxeno, turmalina y zircón. En una sección delgada se ha hallado un grano de granate, posiblemente de origen detrítico (24-40-Ad-VM-157). Entre los principales minerales petrogénicos se cuentan mica incolora, cuarzo y mena metálica. Las rocas más filíticas muestran planos de esquistosidad

bien desarrollados que, a menudo, están muy plegados. Muchas secciones delgadas muestran una o dos direcciones de fisuración de crenulación, seguidas de una fase de deformación que generó «kinkbands». Las venillas de cuarzo se presentan casi siempre paralelas a la esquistosidad y con frecuencia están plegadas isoclinalmente. Las rocas más cuarcíticas muestran esquistosidad en sus partes micáceas. Estas rocas muestran los efectos de la cataclasis, que da lugar a una textura en mortero. En algunas secciones delgadas pueden verse bandas finas de material carbonatado.

La Albita se ha desarrollado en forma de porfiroblastos de hasta 100 μ o es un constituyente importante de las venillas que atraviesan las rocas. La epidota se presenta en cantidades menores, asociada con material carbonatado y sin ninguna orientación.

Los carbonatos de la formación carbonatada tienen una composición mineralógica sencilla. Además de calcita y dolomita, las rocas pueden llevar cantidades subordinadas de micra incolora, a menudo en forma de laminillas discontinuas microplegadas, cuarzo y mena metálica (pirita-limonita).

Como se ha indicado anteriormente, es dudoso todavía si las secuencias de rocas de la Sierra del Madroño y de la unidad más alta Alpujárride de la región de Limaria pertenecen al mismo elemento tectónico de la Unidad Campillo. Por eso, las secuencias de rocas de ambas regiones se discutirán por separado.

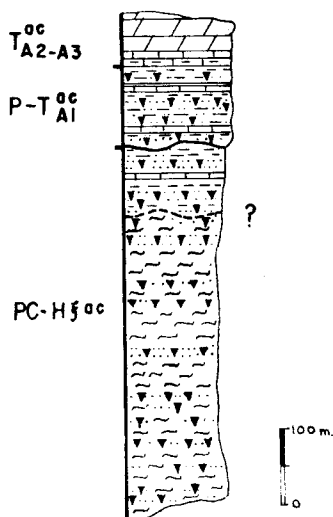
1.3.2 UNIDAD CAMPILLO (SIERRA DEL MADROÑO)

De acuerdo con VOERMANS (ver Hoja de Vélez Rubio, 24-39), esta unidad puede subdividirse en tres formaciones: Morenos-Montesinos, Tonosa y Estancias.

1.3.2.1 Formación Morenos-Montesinos (PC-H₅^{ac})

La parte inferior está formada por esquistos y cuarcitas de color gris oscuro a negro, con granates mayores de 1 mm., esquistos y cuarcitas grises oscuras y pardas, con laminillas de mica coloreada. La parte superior de esta formación está constituida por rocas de coloración oscura, que dan al relieve un color marrón oscuro muy monótono. Rocas bandeadas, consistentes en niveles alternantes con diferente potencia de cuarcitas grises amarillentas y filitas, forman los elementos más notables. Además, la secuencia litológica contiene cuarcitas de grano fino a grueso, estratificadas de fina a groseramente, con colores que varían entre gris claro, verde y pardo; filitas de color negro y localmente calizas negras. Estas rocas aparecen atravesadas por numerosas venas de cuarzo blanco. En la Hoja de Vélez Rubio se ha hecho una subdivisión en la formación Morenos-Montesinos entre esquistos y cuarcitas que contienen granates o no. En la Hoja de

UNIDAD CAMPILLO



BASE DESCONOCIDA

Dolomías pardo-gris con intercalaciones de calizas y dolomías calcáreas en la base; calizas laminadas rojizas, amarillentas y grisáceas con intercalaciones de filitas.

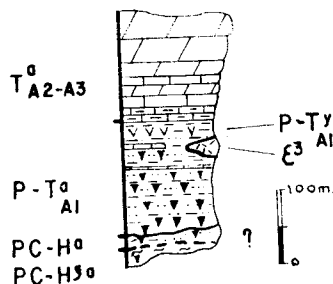
Filitas con cuarcitas azules, blancas y grises, localmente intercalaciones de rocas carbonatadas amarillo dorado y naranja hacia la base, cuarcitas gris, claro, rojizo y pardo con intercalaciones de filitas negra y azul.

Cuarcitas bandeadas gris claro y verde alternada con filitas localmente intercalaciones de rocas carbonatadas negras.

Esquistos y cuarcitas pardo oscuro, gris oscuro, azul oscuro y negras.

Usualmente con alto contenido de granates.

UNIDAD PARTALOA



BASE DESCONOCIDA

Dolomías gris-pardo.

Calizas gris oscuro con intercalaciones de dolomías blancas.

En la base: Calizas laminadas amarillo-gris con intercalaciones de filitas en la parte superior intercalaciones de rocas carbonatadas amarillas con localmente yesos (P-Ty_{Al}).

Cuarcitas y filitas y azules, blancas y grises.

Hacia la base, cuarcitas gris-pardo, verdoso, amarillo-azulado con intercalaciones de filitas.

Cuarcitas bandeadas gris-pardo y verde con intercalaciones de filitas.

Esquistos gris-oscuro, gris rojizo alternada con cuarcitas usualmente con granates.

Figura 3

Huércal-Overa no se ha hecho esta subdivisión, porque casi todas las rocas de la formación Morenos-Montesinos contienen granates; por razones cartográficas, ha sido imposible indicar también las pequeñas manifestaciones de rocas sin granates de esta formación.

1.3.2.2 Formación Tonosa (T_{A1}^{ac})

La parte basal está formada por cuarcitas de colores gris claro, rojizas y pardo amarillentas alternando con filitas negras y azul acero. Localmente existen calizas pardo amarillentas y naranjas. Esta secuencia cuarcítica pasa gradualmente a filitas de color gris acero a púrpura, con algunos niveles delgados de cuarcita verdosa a azulada que se alteran dando color rojizo, cuarcitas blancas a grisáceas, filitas gris claro a azul grisáceo y algunas intercalaciones de rocas calcáreas alteradas. La parte superior de la formación comprende calizas blancas, amarillentas y ocre, existiendo con frecuencia cuarzo en lentejones o en venas.

En la Hoja de Vélez Rubio la formación Tonosa se ha subdividido en un tramo (inferior) cuarcítico y un tramo (superior) filítico, pero en Huércal-Overa la diferenciación sistemática entre dichos tramos no se ha podido hacer, cartografiándose, por tanto, juntos.

1.3.2.3 Formación Estancias (T_{A2-A3}^{ac})

La parte inferior está constituida por calizas finamente laminadas («calcaires feuilletés») amarillas y ocre, con intercalaciones filíticas. Continúa la serie con calizas de estratificación media a masiva de color gris amarillento, calizas dolomíticas y dolomías. La cristalinidad de los carbonatos varía considerablemente en distancias cortas. Localmente pueden aparecer rocas marmóreas que muestran una alteración en bandas blancas y azules.

1.3.2.4 Edad y naturaleza de los contactos entre las formaciones de la Unidad Campillo

No se han encontrado fósiles. En relación con la edad de la Unidad Campillo, de la Sierra del Madroño, podemos hacer las siguientes consideraciones:

a) La parte superior de la formación Morenos-Montesinos muestra un notable parecido con las rocas bien datadas del Devono-Carbonífero del Complejo Maláguide.

b) En la Sierra de las Estancias (Hoja de Vélez Rubio), la existencia de algas a unos 200 m. sobre la base de la formación Estancias (*diplopora annulata* SCHAFF), indica una edad Ladinense para este tramo.

De acuerdo con lo dicho, se puede atribuir para las secuencias litológicas de la Unidad Campillo las siguientes edades:

Formación Estancias	Triásico Medio-Superior.
Formación Tonosa	Permo-Triásico.
Formación Morenos - Montesinos ...	Devono-Carbonífero (¿y más antiguo?).

Las máximas potencias expuestas para esta Hoja son:

Formación Estancias	75 m.
Formación Tonosa	100 m.
Formación Morenos-Montesinos	500 m.

La relación entre las diferentes litologías de la formación Morenos-Montesinos es todavía discutible. Como ya se ha mencionado anteriormente, en la parte inferior de esta formación aparecen rocas con granates, que están ausentes en la parte alta de la misma. DE VRIES & ZWAAN (1967, p. 445) hacen la siguiente subdivisión en la formación Morenos-Montesinos:

Formación Los Morenos. (Silúrico Devono-Carbonífero)	Cuarcitas pardo-grisáceas y verdosas; filitas negras y filitas bandeadas azules y grises; calizas negras.
--	---

Discordancia angular

Formación Montesinos. (Paleozoico Inf. y/o Precámbrico)...	Esquistos gris oscuro y grises plata; cuarcitas, en parte conteniendo granates.
---	---

Referente a la relación entre las dos formaciones escribieron: «El contacto entre las rocas de la formación Montesinos y la suprayacente Los Morenos es con frecuencia difícil de ver en el campo, debido al hecho de que las dos formaciones tienen elementos que muestran un gran parecido. Sin embargo, el fuerte plegamiento y especialmente el alto grado de metamorfismo de la formación Montesinos nos permite afirmar que el contacto entre las dos formaciones representa una discordancia principal.»

Puede comprobarse de todas formas que la discordancia principal (angular), mencionada anteriormente, no ha sido observada en el campo ni por DE VRIES & ZWAAN ni por los autores. Respecto a las diferencias entre el plegamiento de ambas formaciones, puede mencionarse que investigaciones detalladas sobre microtectónica, realizadas por RONDEEL (ver KAMPSCHUUR

y otros, 1973) y los autores, contradicen esta afirmación. Se han encontrado los mismos esquemas de formación en los materiales de la formación Montesinos y en las más modernas (en parte mesozoica) de la Unidad Campillo. Por eso estas deformaciones son de edad alpina. Con respecto al grado de metamorfismo en las secuencias litológicas de la formación Morenos-Montesinos, puede señalarse que en la formación Montesinos DE VRIES & ZWAAN han encontrado rocas con granates alternando con rocas sin granates. En opinión de los autores parece muy probable pensar que el grado de metamorfismo decrece gradualmente hacia la parte superior de la unidad Campillo. La presencia o ausencia de granates en la parte inferior de la formación Morenos-Montesinos, puede explicarse por una diferencia en la composición química (ver también KAMPSCHUUR, en 1975).

El contacto entre la formación Morenos-Montesinos y la Tonosa suprayacente es a veces muy definido. En algunas Zonas, fuera del área cartográfica (a saber, Hoja de Vélez Rubio), se han encontrado conglomerados en la base de la formación Tonosa. Esto puede ser indicativo de la existencia de una discordancia entre las dos formaciones. No se han encontrado pruebas de una discordancia angular como afirmaron DE VRIES & ZWANN. A veces el contacto está localmente mecanizado, como ocurre en el NO. de la Hoja.

El contacto entre las formaciones Tonosa y Estancias localmente es gradual. En general dicho contacto está fuertemente tectonizado, habiendo jugado un importante papel la diferente competencia de los materiales.

Petrografía.—Las rocas de la formación Morenos-Montesinos contiene los siguientes minerales: albita, andalucita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica blanca, epidota granate, grafito, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, esfena, estauroлита, turmalina y zircón. Los minerales más frecuentes que componen la roca son: biotita, mica blanca, cuarzo, grafito y minerales metálicos. Los esquistos presentan una esquistosidad bien desarrollada con fuerte foliación. En los lechos más cuarcíticos encontramos con frecuencia láminas de mica microplegadas. Las venas de cuarzo son paralelas a la esquistosidad y a veces con pliegues isoclinales. A veces se ha desarrollado un clivaje de crenulación con micropliegues angulares produciendo una foliación secundaria a lo largo de los planos de clivaje. Las rocas más cuarcíticas, en sus zonas pelíticas, muestran una estructura fuertemente esquistosa. La andalucita, restringida a los niveles pelíticos, presenta por lo general tendencia al desarrollo euhedral (rómico) con cristales mayores de 1 mm. Los blastos engloban cuarzo, mica y minerales metálicos, siendo claramente post-cinmáticos. El cloritoide, con láminas de hasta 400 micras, se presenta con frecuencia paralelo a la esquistosidad y a veces reemplazado por biotita y menas metálicas. Los granates forman porfiroblastos de hasta 800 micras. La estauroлита sólo se ha encontrado en unas pocas secciones transparentes, formando porfiroblastos euhedrales o subeuhedrales de hasta 800 micras. La

albita fundamentalmente se encuentra como cristales euhedrales junto con cuarzo en venas que atraviesan a las rocas o bien como porfiroblastos euhedrales de hasta 400 micras, encerrando trazas lineales o rotacionales de cuarzo, minerales metálicos o grafito. La epidota se presenta en menor cantidad y paralela a la esquistosidad.

En la formación Tonosa se han obtenido los siguientes minerales: actinolita, albita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica blanca, epidota, grafito, malaquita, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, leucoxeno, turmalina y zircón. Como componentes principales se tienen: mica blanca, cuarzo y minerales metálicos. Las rocas más filíticas presentan generalmente planos de esquistosidad bien desarrollados que, con frecuencia, están intensamente plegados. En algunas muestras estudiadas puede observarse uno o dos clivajes de crenulación seguidos de una fase de deformación que ha producido «kinks». Las venas de cuarzo suelen ser paralelas a la esquistosidad y con frecuencia están plegadas isoclinalmente. Las rocas más cuarcíticas también presentan una estructura esquistosa en sus zonas más micáceas, mostrando con frecuencia efectos de cataclasis que dan textura en mortero. En varias de las láminas transparentes estudiadas se observan laminillas compuestas de materiales carbonatados. La actinolita se presenta en forma de agregados radiales de origen secundario. La albita se desarrolla como porfiroblastos de hasta 100 micras o es el principal constituyente de las venas que cortan a las rocas. El cloritoide se presenta paralelo a la esquistosidad. La epidota aparece con frecuencia en niveles paralelos a la esquistosidad o en venas.

Las rocas carbonatadas de la formación Estancias tienen una composición mineralógica simple. El carbonato es el principal constituyente, existiendo cantidades subordinadas de albita, mica, cuarzo y minerales metálicos (limonita y pirita). En la base de la formación hay pequeños niveles micáceos microplegados con orientación paralela.

1.3.3 UNIDAD CAMPILLO (LIMARIA)

Comprende esta unidad la mayor parte de la región de Limaria, habiéndose distinguido tres formaciones litológicas, cuyos nombres están tomados de las localidades en las que están mejor representados.

1.3.3.1 Formación Oso (PC-H₂ac)

Aflora ampliamente en la zona de Limaria, dando al paisaje una coloración parda oscura muy monótona.

Prácticamente todas las rocas son muy ricas en granates, midiendo hasta más de 1 mm. Comprende esta formación cuarcitas gris-parduzcas, gris-rojizas, azul-grisáceas y gris-verdosas; micasquistos cuarcíticos y micasquistos

con un alto contenido en granates. En la parte más alta (?), aparecen localmente cuarcitas blancas, rojas o amarillas de finas a potentemente estratificadas sin granates. Las rocas cuarcíticas son más frecuentes que las micáceas.

1.3.3.2 Formación Cañadillo ($P-T_{A1}^{ac}$)

Localmente (en los Higuerales y en el Collado Cañadillo) se han encontrado rocas epimetamórficas entre la formación Oso y la formación Limaria. Comprende generalmente filitas de gris-azuladas a gris-acero, y cuarcitas verdosas, blanquecinas y parduzcas.

1.3.3.3 Formación Limaria (T_{A2-A3}^{ac})

La base de esta formación está constituida por calizas amarillentas y verdosas con estratificación de laminar a media (con frecuencia de un color rojo por meteorización), con algunas intercalaciones filíticas. Hacia la parte superior la serie pasa a calizas y dolomías gris oscuro, amarillentas y negras localmente con colores rojos de alteración.

1.3.3.4 Edad y naturaleza de los contactos entre las formaciones de la Unidad Campillo

No se han encontrado fósiles y basándonos en el marcado parecido lito-estratigráfico con la Unidad Campillo de la Sierra del Madroño, se pueden establecer las siguientes correlaciones:

<i>Unidad Campillo (Limaria)</i>	<i>Unidad Campillo (Sierra del Madroño)</i>	<i>Edad</i>
Formación Limaria	Formación Estancias	Triásico Medio - Superior.
Formación Cañadillo	Formación Tonosa	Permo-Triásico.
Formación Oso	Formación Morenos-Montesinos	Devono-Carbonífero (y más antiguo?).

Las máximas potencias expuestas para esta Hoja son:

Formación Limaria	150 m.
Formación Cañadillo	25 m.
Formación Oso	100 m.

El contacto entre la formación Oso y la formación Cañadillo (menos metamorfizada) es fácilmente cartografiable por las diferencias tan marcadas en color. Debido a la fuerte tectonización no puede afirmarse nada sobre la naturaleza original de este contacto; sin embargo, por analogía con las interrelaciones entre la formación Morenos-Montesinos y la formación Tonosa de la Unidad Campillo de la Sierra del Madroño, es posible que el contacto entre las formaciones Oso y Cañadillo represente una discordancia.

El contacto entre la formación Cañadillo y la formación Limaria es gradual, observándose niveles filíticos delgados intercalados entre las calizas de la parte basal de la formación Limaria.

Petrografía.—Las características mineralógicas de la formación Oso son muy semejantes a los de la formación Morenos-Montesinos. No obstante pueden señalarse algunas diferencias:

a) Andalucita, estauroлита y epidota no se han encontrado en la formación Oso.

b) Los granates en la formación Oso son algo mayores y contienen inclusiones rectilíneas y rotacionales de cuarzo, mica y minerales metálicos.

c) La formación Oso contiene más intercalaciones cuarcíticas.

d) Algunas de las muestras de la formación Oso, son relativamente ricas en minerales de titanio.

La secuencia filítico-cuarcítica de la formación Cañadillo y la secuencia carbonatada de la formación Limaria tienen la misma composición mineralógica que la formación Tonosa y la formación Estancias de la Unidad Campillo de la Sierra del Madroño.

1.4 COMPLEJO MALAGUIDE (D-T₂^{ab})

En algunos puntos de la Sierra de Almagro se han encontrado afloramientos aislados de materiales pertenecientes al Complejo Maláguide. Por lo general, estos afloramientos son muy pequeños (algunos metros cuadrados). Las características que se mencionan aquí están basadas fundamentalmente en la publicación de DE BOOY y EGELER (1961) y en la de HOGETOORN (1962).

Dentro del Complejo Maláguide se han distinguido tres formaciones, si bien en el mapa se han agrupado e indicado con un solo color por razones cartográficas.

1.4.1 FORMACION GRAUVACA

Constituida fundamentalmente por grauvacas con estratificación de laminada a media, color verde oliva. Con frecuencia están íntimamente relaciona-

das con conglomerados (cantos de hasta 6 mm.), areniscas calcáreas, pizarras amarillentas y laminadas, calizas azul-negras. El chert, de colores oscuros, aparece localmente. Las grauvacas y las areniscas calcáreas representan depósitos de corrientes de turbidez, como lo indican sus caracteres de estratificación: «ripple marks», «convolute bedding», estratificación gradada y orientación paralela a los fragmentos de plantas.

1.4.2 FORMACION DE ARENISCAS

Comprende areniscas de coloración rojiza, con estratificación de laminar a media, conglomerados (con cantos de hasta 8 mm.), areniscas arcillosas o calcáreas y pizarras.

1.4.3 FORMACION CALIZA

El principal afloramiento de esta formación se ha encontrado al SE. de Huércal-Overa. Debido a la pobreza del afloramiento y a la intensa tectonización, sólo puede hacerse una grosera reconstrucción de la secuencia sedimentaria. DE BOOY y EGELER (1961) distinguieron los siguientes tipos de rocas (de abajo a arriba):

- a) Calizas con detritos terrígenos.
- b) Calizas con abundantes restos de equinodermos.
- c) Calizas pseudoolíticas.
- d) Calizas oolíticas.
- e) Calizas de filamentos.
- f) Calizas de tintínidos.
- g) Calizas de Nummulites-Alveolinas.

Para la descripción más detallada referimos al lector la publicación antes citada.

1.4.4 EDAD Y NATURALEZA DE LOS CONTACTOS ENTRE LAS FORMACIONES

No se han encontrado fósiles en las formaciones grauvacas y de areniscas. En la formación caliza, DE BOOY y EGELER determinaron: secuencia a y b: restos de equinodermos; secuencia e; filamentos; secuencia f: fauna de tintínidos, comprendiendo *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinopsella* y *Sacocoma*; secuencia g: Nummulites, Alveolina, Orbitolites, Discocyclina y Assilina.

Las rocas de la formación grauvaca pueden correlacionarse basándose en el gran parecido litoestratigráfico, con partes del miembro de pizarras de la formación Piar en la región de Vélez Rubio (ver GEEL, 1973), datadas

COMPLEJO MALAGUIDE

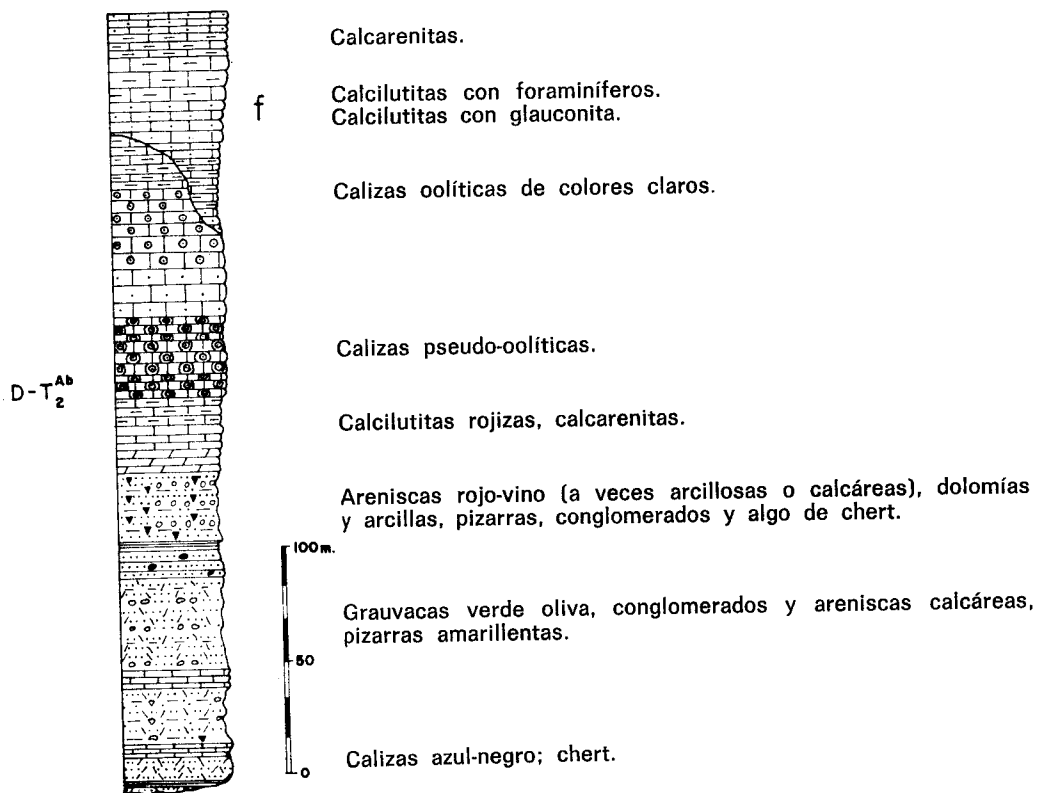


Figura 4

como Devono-Carbonífero. Basándonos en iguales consideraciones a la formación de areniscas se le atribuye una edad Permo-Triásico. Por el contenido micro y macrofaunística las secuencias *a*, *b*, *c* y *d*, de la formación caliza, se le puede atribuir una edad Jurásica, y a las secuencias *e* y *f* se les puede dar una edad Jurásica final Cretácico inicial. De acuerdo con la fauna de Nummulites, a las rocas de la secuencia *g* se les asigna una edad Eoceno Inferior-Medio.

Las máximas potencias expuestas son: formación caliza, 20 metros; formación areniscas, 5 metros, y 10 metros para la formación grauvaca.

Debido a la fuerte tectonización, nada puede afirmarse sobre la naturaleza original de los contactos entre dichas formaciones.

Petrografía.—Las grauvacas muestran una pobre clasificación y redondeamiento. Los componentes predominantes son fragmentos de rocas, aunque también están presentes minerales detríticos aislados. Los principales componentes son: cuarcita, volcánicas, filitas, pizarras y calizas. Los granates incluyen: cuarzo, feldespatos, micas y granates. Las areniscas calcáreas tienen un tamaño de grano de aproximadamente 100 micras; con frecuencia están caracterizadas por una estratificación de corriente bien desarrolladas. Las micas detríticas se presentan en cantidades considerables. El contenido en carbonato es variable. Las calizas contienen, aparte de minerales carbonatados, pequeñas cantidades de cuarzo tamaño limo y mica.

Las rocas conglomeráticas de la formación areniscas contienen cantos de cuarzo, cuarcita y chert, bien redondeados y moderadamente clasificados, variando en tamaño entre 4-8 mm. Las areniscas consisten en granos de detríticos (50-250 micras), bien clasificados, y sus angulares rodeados por una película de óxido de hierro. A veces se han encontrado fragmentos de rocas, granos de chert, feldespatos y mica.

Las areniscas calcáreas están formadas por granos de cuarzo (100-400 micras) con un cemento calcáreo, con considerable cantidad de feldespatos y biotita. Los fragmentos de roca, incluyendo cuarcitas y chert, sólo se encuentran en cantidades subordinadas. Las pizarras contienen granos angulares de cuarzo tamaño limo y algunos fragmentos de rocas embebidos en una matriz arcillosa, la cual está a veces parcialmente recrystalizada.

El carbonato es el principal constituyente en las rocas de la formación caliza. El tamaño del grano varía ampliamente. Hay cantidades subordinadas: cuarzo, feldespato, mica y glauconita.

1.5 DEPOSITOS POST-MANTOS

Ocupan una gran extensión dentro de la Hoja Huércal-Overa, rellenando la cuenca Albox-Huércal-Overa y Valle de Almanzora. Quedan delimitados por las Sierras de las Estancias al N., y Filabres y Sierra de Almagro al S. y SE., respectivamente. Comprende sedimentos que varían en edad desde el Aquitaniense-Burdigaliense al Cuaternario, con un neto predominio de los materiales detríticos.

Los datos geológicos referentes a estos materiales son escasos para la zona cartografiada. Sin embargo, en zonas próximas se cuenta con los trabajos de VOLK (1966), en la cuenca de Vera; SIMON (1963), en el borde de Sierra de Almagro; VERA (1970), en la Depresión de Baza, etc., que han sido de mucha utilidad en el estudio de estos sedimentos.

1.5.1 NEOGENO

Dentro del Neógeno, y de acuerdo con DE VOOY y EGELER, 1961; EGELER y DE VOOY, 1962; SIMON, 1963, y VOLK, 1967, hacemos la separación entre «Neógeno antiguo» y «Neógeno moderno» basándose en el origen de los detritos terrígenos. El «Neógeno antiguo» contiene exclusivamente terrígenos derivados de los Complejos Alpujárride y Maláguide, y el «Neógeno moderno» detritos terrígenos principalmente de las Unidades del Complejo Nevado-Filábride.

1.5.1.1 Neógeno antiguo (T_{c11-12}^{Ba})

En la Hoja de Huércal-Overa sólo existe un pequeño afloramiento, en el borde NO. de la Sierra de Almagro, próximos al Barranco de La Bordera. Está formado por un conjunto de calizas amarillentas, margas y microconglomerados rojizos. Por lo reducido del afloramiento es imposible la separación cartográfica de los distintos tramos. La potencia máxima observada se estima entre 5-15 metros. Estos materiales están fuertemente imbricados con los del Bético de Málaga y Alpujárride. Según SIMON (1963), estos materiales Neógenos no se han encontrado nunca sobre las Unidades Almagro, Ballabona y Cucharón y sí sobre el Bético de Málaga y Unidad Variegato. Sin embargo, hasta ahora no se han encontrado detritos terrígenos derivados de estas tres Unidades tectónicas mencionadas en los materiales de las unidades Variegato y Bético de Málaga durante el depósito de los sedimentos del «Neógeno antiguo» (SIMON, 1963).

Las calizas amarillentas de la base corresponden a biomicritas parcialmente recrystalizadas, con un alto contenido en cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas. Los fósiles son abundantes, reconociéndose Melobesias, Globigerinas, Globorotálidos, Miliólidos, Equinodermos, Amphisteginas, Eponides, Briozoos y Dentalium. Algunos niveles constituyen auténticas calizas arrecifales con grandes Melobesias, Lithothamnium y Briozoos.

Los niveles mayores son muy ricos en microfauna, habiéndose determinado: *Stilostomella nuttalli*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina* aff. *rohri*, *Globigerinita dissimilis*, *Globigerinoides trilobus* y *Planulina wuellerstorffii*.

La serie termina con los conglomerados rojizos con abundantes cantos alpujárrides muy mal calibrados.

Del estudio micropaleontológico de los niveles margosos podemos atribuirle a esta parte de la serie una edad: *Aquitaniense-Burdigaliense Inferior*.

1.5.1.2 Neógeno moderno

Dentro del neógeno moderno se han distinguido las siguientes formaciones litológicas de abajo a arriba:

- Formación de conglomerados.
- Formación de arenas y lutitas grises.
- Formación de margas y calizas rojas.
- Formación de margas y margocalizas azuladas.

1.5.1.2.1 Formación de conglomerados ($Tc_{11.12}^{Bc3-Bc}$; $Tcr_{11.12}^{Bc3-Bc}$)

Constituye la formación de borde de la Sierra de las Estancias (Sierra del Madroño) al Norte y Sierras de Filabres y Almagro al S. y SE., respectivamente. También se localizan, aunque con menos importancia, en la región de Limaria. El máximo desarrollo lo alcanzan en el borde de la Sierra del Madroño.

Dentro de esta formación se han distinguido dos tramos:

- a) Calizas organógenas.
- b) Conglomerados groseros de color rojo.

Calizas organógenas ($Tcr_{11.12}^{Bc3-Bc}$)

Sólo se ha podido distinguir en cartografía un pequeño afloramiento, localizado en el borde de la Sierra de Almagro, en las proximidades de las ruinas de Santa Bárbara (cruce carretera Baza-Huércal-Overa y Almería-Murcia). Está formado por un nivel discontinuo de 1,5 a 2 m. de espesor intercalado dentro de los conglomerados rojos sin continuidad lateral y hacia la base de dichos conglomerados; constituido por calizas nodulosas de color gris rojizo que engloban arena y grava (fragmentos de rocas metamorfoicas). Se observan restos de algas, Equinodermos, Briozoos, etc.

Se han estudiado varias muestras de estas calizas desde el punto de vista litológico y paleontológico. Corresponden a biolitos de algas y a bioesparitas arenosas con gran contenido en Lithothamnium, amphisteginas, Anomalinidos y *Ammonia beccarii*.

Aunque no pueden darse precisiones estratigráficas de detalle atribuimos estas calizas al Tortoniense Superior-Andaluciense.

Conglomerados rojos ($Tc_{11.12}^{Bc3-Bc}$)

Llegan a alcanzar potencias del orden de los 200-250 metros, en el borde N. de la cuenca (Borde S. de la Sierra de las Estancias). Se sitúan discor-

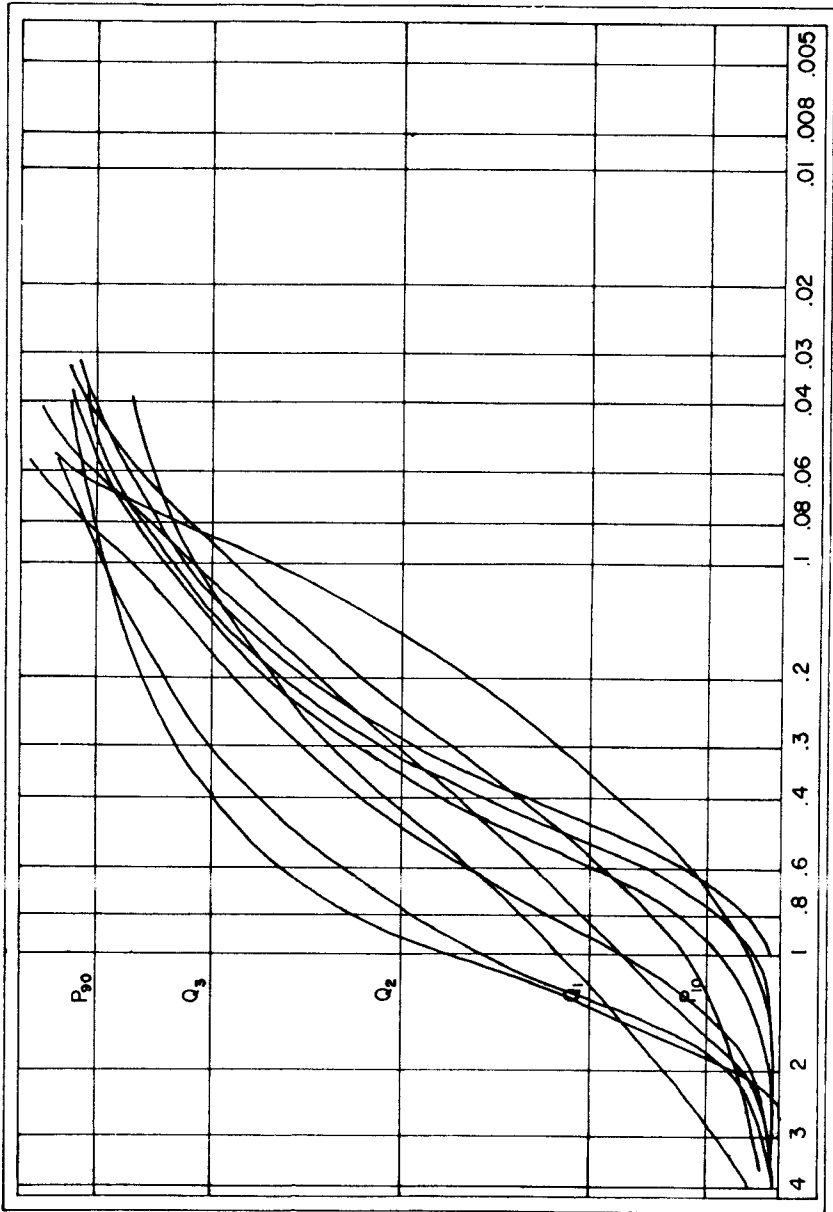


Figura 5

dantemente sobre materiales de los Complejos Nevado-Filábride, Ballabona, Cucharón y Alpujárride. En algunos puntos este contacto, en principio discordante, está retocado por la tectónica.

Litológicamente están formados por conglomerados rojos-grisáceos, con matriz arenosa y lutítico-arcillosa.

Los cantos son de angulares a subredondeados y con gran heterometría en el tamaño, coexistiendo grandes bloques que llegan incluso a sobrepasar el metro de diámetro (localizados preferentemente en el borde de los relieves) con otros de tamaño grava.

La naturaleza de los cantos varía entre anfibolitas, mármoles, micasquistos grafitosos con granates, micasquistos cuarzosos, cuarcitas, etc., derivados principalmente de las distintas formaciones del Complejo Nevado-Filábride. Los fragmentos procedentes de las unidades Alpujárrides están fuertemente subordinados en relación a los anteriores.

Hay abundantes intercalaciones de capas lutítico-arenosas. Se han hecho análisis granulométricos y mineralógicos de éstas, así como de la matriz arenosa de los conglomerados. En la figura núm. 5 se muestra una recopilación de las curvas acumulativas obtenidas, que corresponden a depósitos pobremente calibrados, con índices de heterometría de CAILLEUX (He) y $Qd\phi$ la de KRUMBEIN, comprendidos entre 0,5-1,5; que junto con forma de curva parecen indicar un medio ambiente de depósitos fluvial para la formación conglomerática. En la figura núm. 6 se ha representado un diagrama CM de Passega, para un conjunto de muestra de diferentes sectores. Corresponden a un depósito mixto de corrientes turbulentas, posiblemente ligados a corrientes de turbidez (envolventes de puntos paralelos a CM), y de depósitos de playa. Hay que interpretar esto en el sentido de grandes deslizamientos gravitatorios de los aportes procedentes de las Unidades Béticas, mediante corrientes que transportaron gran cantidad de materiales (torrentes) que desembocan en un medio acuoso (depósito de playa).

La existencia de niveles arrecifales, incompatibles con un medio turbulento, indica que debieron existir periodos tranquilos, sin aportes, en el que se desarrollarían las calizas arrecifales.

La composición mineralógica media para las arenas da: fragmentos de rocas 70-75 por 100; cuarzo 10-15 por 100; feldespatos siempre en proporción inferior al 5 por 100; corresponden por tanto a litarenitas de tipo filarenitas. Los accesorios son muy abundantes, determinándose por orden de abundancia: pirita, óxidos de hierro, granates, micas, epidota, turmalina y zircón.

No se tienen argumentos macro y micropaleontológicos para la datación de esta formación; se han encontrado algunos restos de fósiles, redesimentados del Cretácico y Eoceno.

Por posición estratigráfica asignamos a esta formación una edad Tortoniense Superior-Andaluciense.

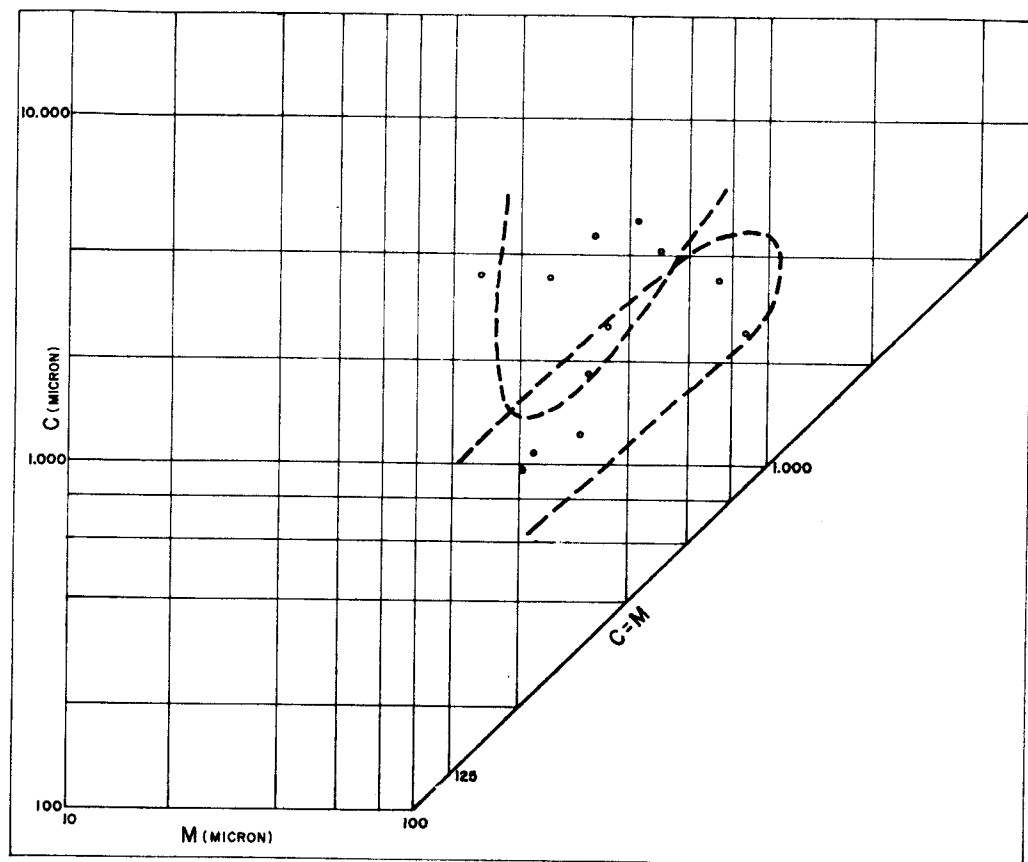


Figura 6

1.5.1.2.2 Formación de arenas y lutitas grises (Ts_{11-12}^{Bc3-Bc} ; Tsr_{11-12}^{Bc3-Bc})

Aflora ampliamente en todo el borde de la Sierra de las Estancias, alcanzando su máximo desarrollo en los sectores de Santopétar, La Oerulera, La Hoya y Santa María de Nieva.

En el borde de la Sierra de los Filabres y Almagro no se encuentra representado o los afloramientos son mucho más reducidos y no se han podido distinguir en cartografía.

Se sitúa discordantemente (discordancia erosiva) sobre la formación de

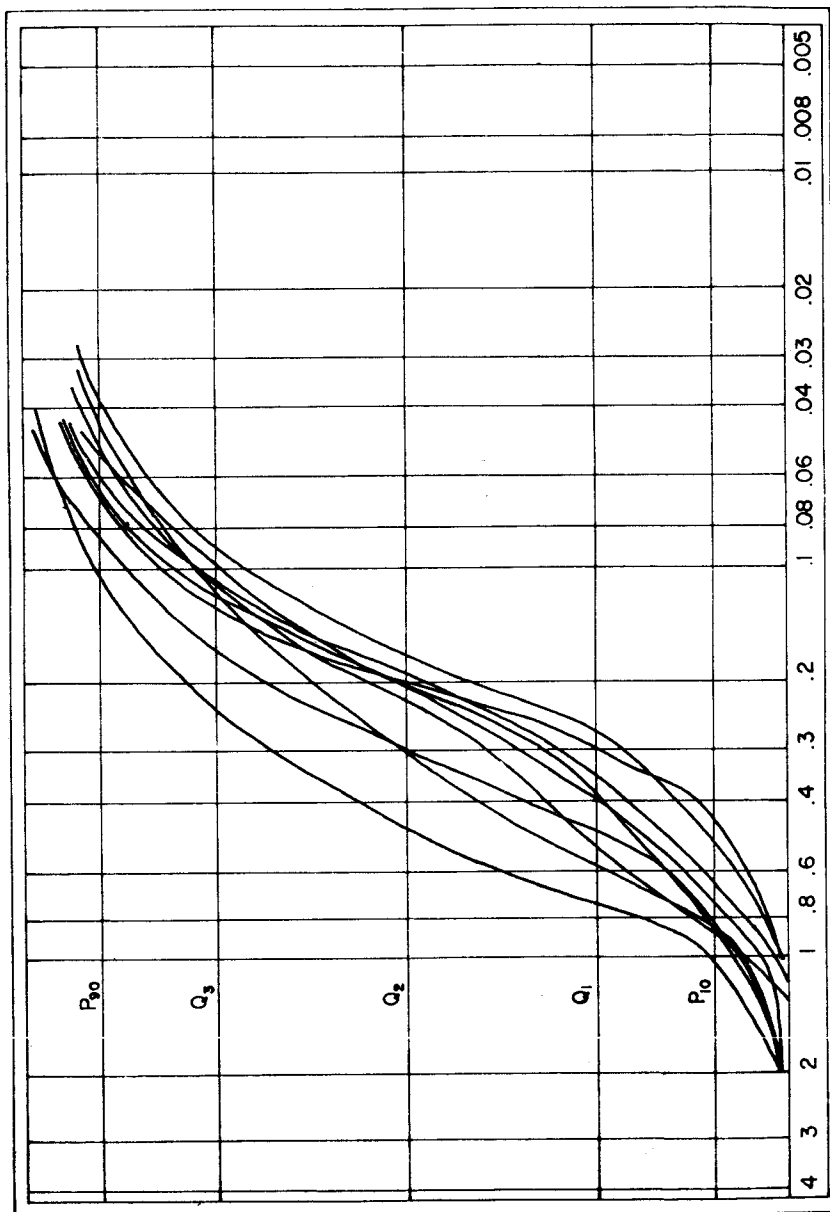


Figura 7

conglomerados ya descritos anteriormente: también se han observado en el borde de la Sierra de los Filabres en contacto con los materiales de las unidades Béticas.

La discordancia erosiva con la formación de conglomerados es muy manifiesta en algunos sectores, pero en otros puntos es más difícil la interpretación de la naturaleza del contacto, pudiéndose observar una gradación o tránsito de esta formación a la anterior.

Litológicamente está formada por arenas y lutitas de color gris con algunos niveles de conglomerados intercalados. Existen también intercalaciones discontinuas de calizas organógenas, que en algunos casos son muy manifiestas, como en la zona del alto de La Ventica, en donde han podido separarse en cartografía varios de estos niveles.

El mejor corte para esta formación se ha obtenido en las proximidades de la localidad de la Perulera (tramo inferior del corte 2). La potencia máxima observada es aproximadamente de 45-50 metros. En los niveles inferiores hay una mayor abundancia de detritos terrígenos gruesos, pero a medida que se asciende en la serie disminuyen los detritos groseros para predominar las fracciones arena y lutita, con algunas intercalaciones esporádicas e irregulares de conglomerados. Se han encontrado (principalmente en el tramo inferior) restos de árboles fosilizados muy bien conservados englobados entre estos materiales; algunos son grandes troncos que serían arrastrados desde las áreas de aporte por las corrientes turbulentas que desembocarían en un medio acuoso.

En algunos niveles pueden observarse estructuras sedimentarias primarias, con estratificación gradada y cruzada.

La composición mineralógica de las arenas es bastante simple. Corresponden a arenas líticas del grupo de las filarenitas, con porcentajes medios de fragmentos de rocas metamórficas (esquistos, cuarcita, etc.) de 60-75 por 100, cuarzo 5-25 por 100 y feldespatos en proporciones inapreciables. Los accesorios son abundantes y variados, habiéndose determinado, por orden de abundancia: minerales metálicos, micas blancas, granates, biotita, clorita, turmalina, epidota, zircón y anfíbol. En la parte superior de la serie aparece ya el carbonato como cemento de arenas y lutitas.

En la figura núm. 7 se ha representado una recopilación de curvas acumulativas para las arenas de esta formación; también se han realizado diagramas CM Passega y representación gráfica de S_1 y SK_1 (ver figuras 8 y 9), para tratar de poner de manifiesto la naturaleza del depósito. Son sedimentos de pobre a moderadamente calibrados, con índices de heterometría de CAILLEUX (Hé) y $Qd\phi$ de KRUMBEIN, propios de depósitos de origen fluvial; el diagrama CM corresponde a medios turbulentos posiblemente ligados a corrientes de turbidez (envolventes de puntos paralelos a la línea CM) en el sentido de grandes deslizamientos gravitatorios de los aportes procedentes de las unidades Béticas, mediante corrientes que transportaron gran

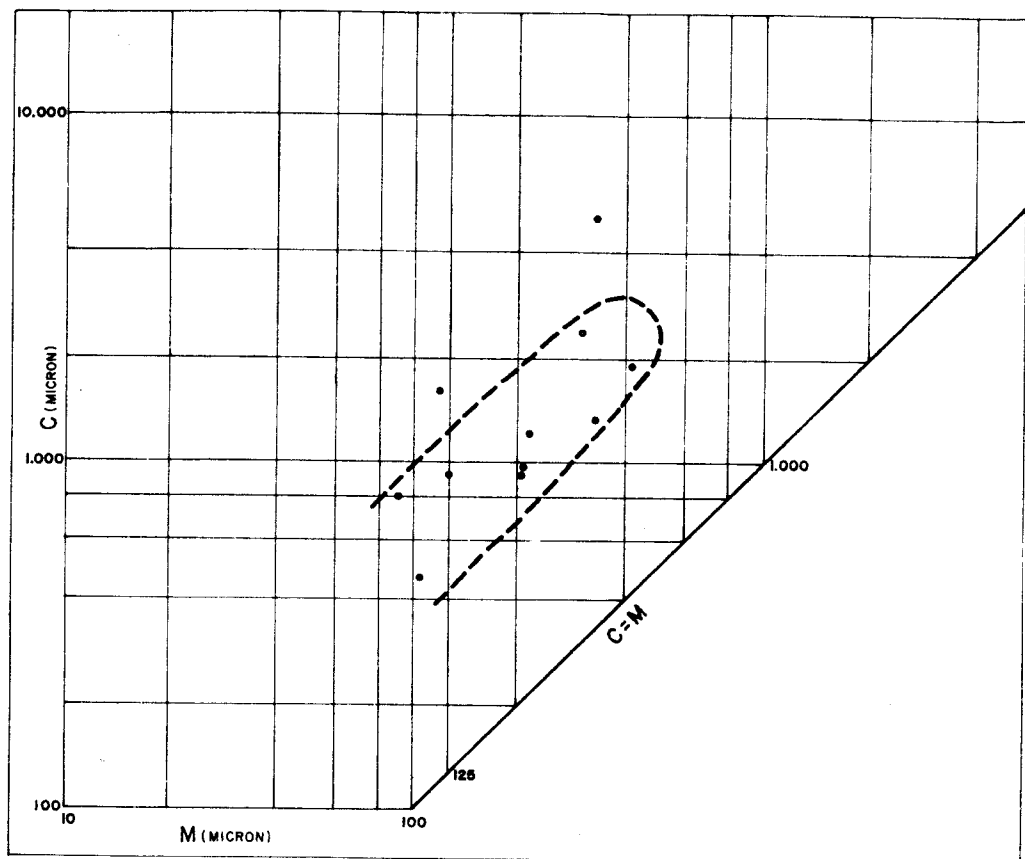


Figura 8

cantidad de materiales. Estas corrientes se iniciarían en régimen aéreo o subalterno para desembocar en un medio acuoso. Los grandes restos vegetales encontrados en la serie también serían transportados por estas corrientes. La representación del diagrama S_1-SK_1 da ambiente mixto de origen fluvial y marino.

Resumiendo, podemos afirmar que se trata de un depósito mixto, con depósitos fluviales, corrientes turbulentas y marino costero (en medios más o menos restringidos) según distancia a bordes y tramos de la serie, siendo tanto más marino conforme se asciende estratigráficamente en la serie.

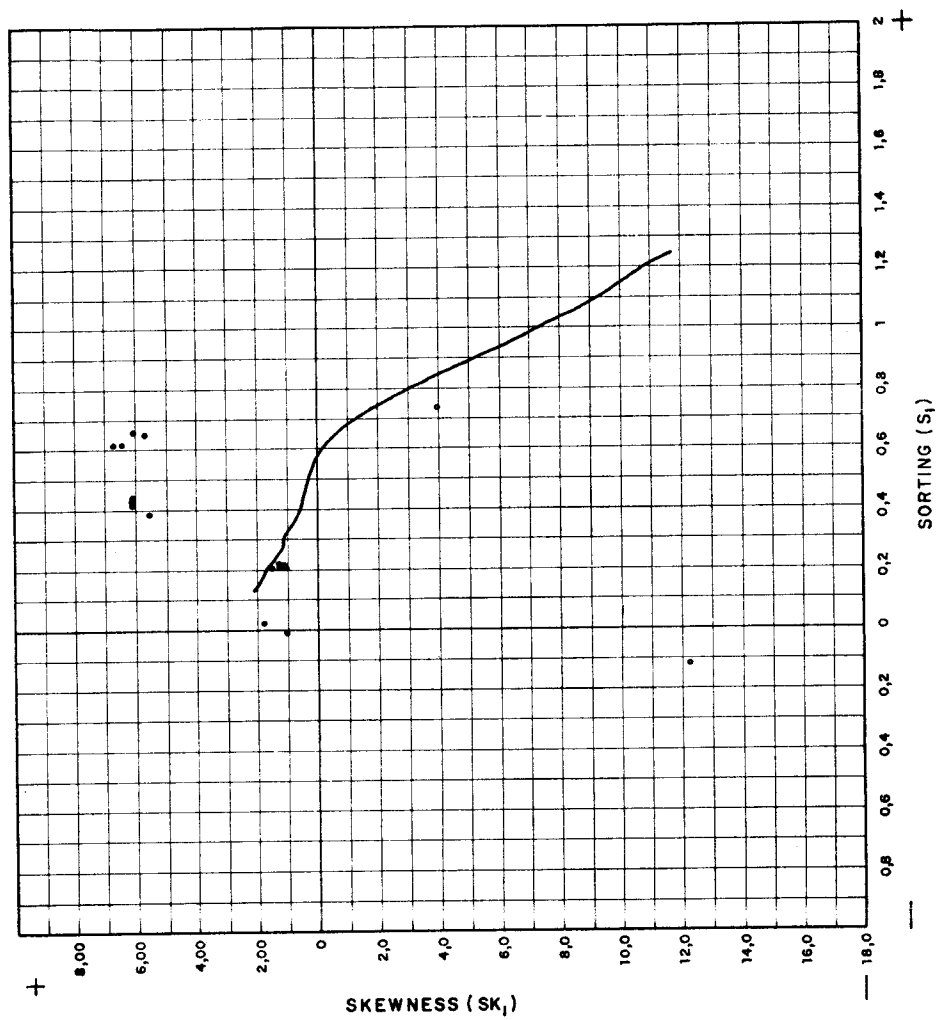


Figura 9

Las calizas organógenas (T_{11-12}^{Bc3-Bc}) intercaladas con la serie corresponden a biolilitos de algas y corales, con gran cantidad de Briozoos, Equinodermos y demás organismos constructores de arrecifes. Estos arrecifes costeros son incompatibles con un régimen de turbulencia, por lo que al igual que en el depósito de la «formación de conglomerados» debieron de existir periodos de calma en los que no habría aportes detríticos en los que se formarían estos arrecifes.

Los restos fósiles encontrados en la serie son muy escasos, habiéndose determinado: tubos de algas, Ostrácodos, Gasterópodos, crinoides y oogonios de charáceas. En algunas muestras, las más próximas a los niveles arrecifales, se han encontrado: *Elphidium crispum*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides pseudoungerianus* ... que no nos permiten dar precisiones cronoestratigráficas. Sin embargo, en la Hoja de Cantoria, dentro de esta misma formación, se determinó: *Ortphomorphina* sp. *tenuicostata*, *Orbulina universa*, *Uvigerina* aff. *schwageri*, *Spiroplectammia carinata*, *Marguinulina costata*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina tenuistriata siphogerinoides*, *Globigerinoides obliquus*, *Bulivina buchiana*, *Noniön balanum*, que datan al Tortoniense Superior-Andaluciense basal.

Esta edad podemos atribuirle también a esta formación en Huércal-Overa, si bien presenta características propias de facies Messinienses.

1.5.1.2.3 Formación de margas y calizas rojas (T_{11-12}^{Bc3-Bc})

Solamente se encuentra representada por un solo afloramiento situado en las localidades de La Parata-El Molino-Cabecico Marín. Está formada por una serie de aproximadamente 20 metros de espesor, constituida por una sucesión alternante de areniscas, margas y calizas arenosas, con un típico color verde rojizo.

Se sitúa encima y concordante con la «formación de arenas y lutitas grises», existiendo una zona de transición entre ambas formaciones.

En la columna núm. 2 se representa el mejor corte obtenido para esta formación, realizado en la rambla de Almajalejo, próximo a la localidad de La Parata. La serie presenta características propias de secuencias de tipo turbidítico.

Las areniscas tienen una composición mineralógica media de: cuarzo 15-25 por 100, fragmentos de rocas metamórficas 20-40 por 100, fragmentos de rocas carbonatadas 15-20 por 100, cemento carbonatado 10-30 por 100. Los feldespatos se encuentran en proporción insignificante. Los accesorios son muy abundantes y variados, habiéndose determinado: óxido de hierro, pirita, granates, zircón, epidota, turmalina, mica blanca, biotita, clorita, etc. En algunas láminas transparentes estudiadas se ha podido observar una

microestratificación muy manifiesta que viene marcada por los granos de minerales metálicos y granates.

Los niveles calizos corresponden a biomicritas arenoso-limosas con una composición media de micrita 30-40 por 100, fósiles 10-15 por 100, intraclasos 5 por 100, cuarzo 10-20 por 100, fragmentos de rocas 10-20 por 100. Los accesorios en las rocas carbonatadas son más escasos que en los niveles detríticos y reducidos casi a óxidos de hierro y algunos granates.

Es frecuente la presencia de yeso intercalado en la serie en lechos de 1-3 centímetros; también se presenta rellenando grietas que cortan a la estratificación.

Los fósiles encontrados son escasos y poco determinativos, lo que impide que se puedan dar precisiones cronoestratigráficas. Se han determinado: *Nonion* aff. *boueanum*, *Globorotalia pseudopachyderma*, *Uvigerina peregrina*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Globorotalia* ex. gr. *menardii*, *Elphidium*, *Melobesias*, *Equinodermos*.

Asignamos a esta formación una edad Tortoniense Superior-Andaluciense, por posición estratigráfica.

1.5.1.2.4 Formación de margas y margocalizas azuladas (T_{11-2}^{Bc-B} , Ty_{11-2}^{Bc-B} , Tc_{11-2}^{Bc-B})

Se sitúa transgresiva y discordantemente sobre todas las formaciones anteriores y también directamente sobre las Unidades Béticas. Presentan un color de alteración amarillenta, siendo azuladas en corte fresco.

En la Hoja de Cantoria se separó en cartografía dos tramos, uno inferior, en el que abundaban las intercalaciones areniscosas, y el superior, en el que éstas no existían o eran muy escasas. En Huércal-Overa no existe esta diferenciación, ya que prácticamente toda la serie lleva intercalaciones de areniscas más o menos abundantes.

Dentro de esta formación se ha distinguido en cartografía, además de las margas y margocalizas azuladas:

- Conglomerados intercalados en la serie (Tc_{11-2}^{Bc-B})
- Yesos (Ty_{11-2}^{Bc-B})

Los conglomerados sólo se encuentran representados en las proximidades de Huércal-Overa (Zona de la Sierrica). Se intercalan con la parte basal de la formación margosa, estando formados por cantos de naturaleza metamórfica, con semejantes características a los descritos en la «formación conglomerados» de borde, si bien se presentan mejor redondeados y con menor heterometría en tamaño.

Los yesos son frecuentes en la serie, rellenando pequeñas grietas, o en

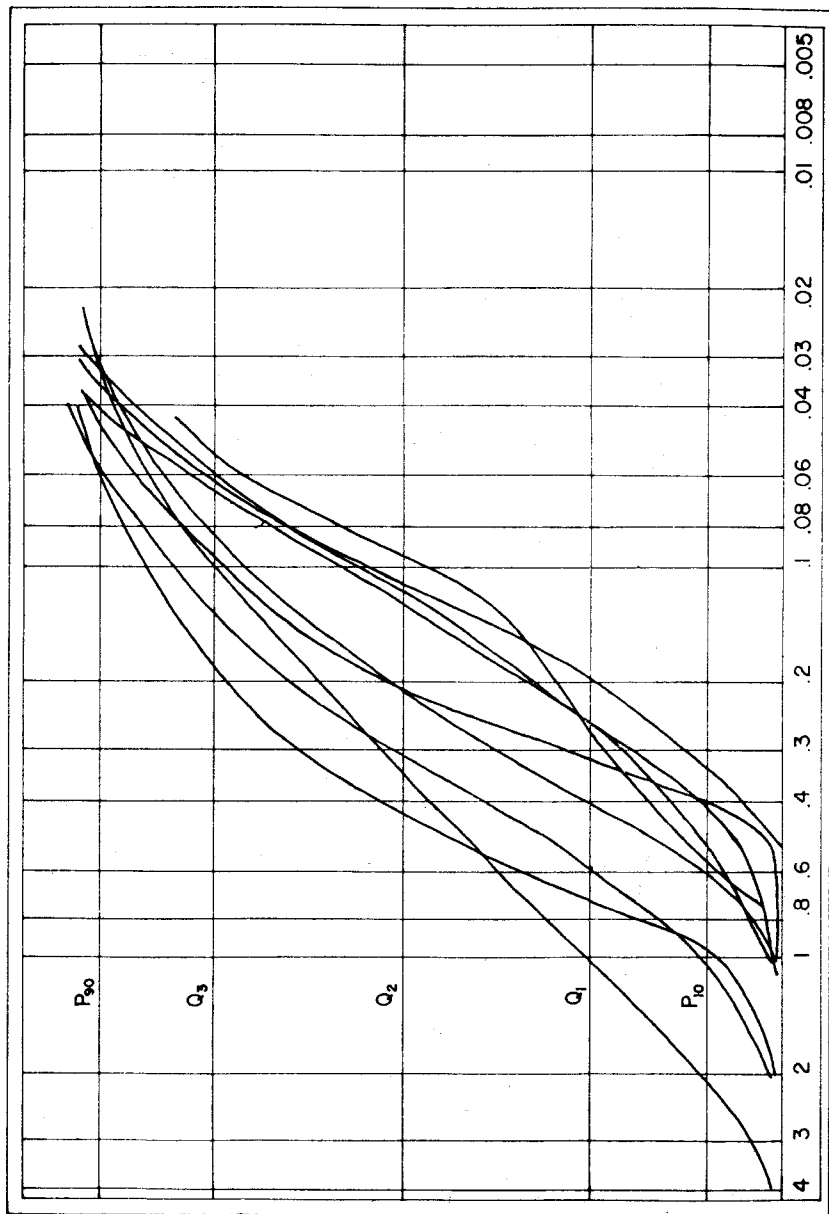


Figure 10

niveles interestratificados de muy poco espesor; pero los separados en cartografía corresponden a yesos masivos intercalados en forma de lentes dentro de la formación margosa.

El tramo inferior de la formación de margas y margocalizas azuladas presentan características de serie tipo turbidítico. El mejor corte obtenido para este tramo se localiza en las proximidades de Almajalejo, donde el talud del ferrocarril corta perpendicularmente a la serie.

La potencia máxima observada es del orden de 200 metros. Litológicamente está constituida por una alternancia de areniscas de cemento carbonatado y arenas con algunas intercalaciones de margas arenosas. Hacia la parte media de la serie hay un predominio en detritos terrígenos groseros, con grava y cantos que llegan a alcanzar hasta 10-15 cm.

Existen estructuras sedimentarias primarias, tales como estratificación cruzada, estratificación gradada, huellas de organismos, etc., en diferentes tramos de la serie.

Mineralógicamente las areniscas están constituidas por cuarzo 20-25 por 100, feldespato 5-10 por 100, fragmentos de rocas metamórficas 20-30 por 100, cemento carbonatado 15-30 por 100. Los accesorios son muy abundantes, reconociéndose: pirita, óxidos de hierro, turmalina, granates, epidota, mica blanca, biotita, clorita, zircón, titanita, cloritoide, hornblenda y grauwacka.

Es frecuente la existencia de gradación de tamaños a escala microscópica, situándose los sulfuros y granates concentrados en láminas coincidiendo con la gradación de tamaños. Cuando existe microestratificación cruzada, estos minerales también se concentran en las laminillas cruzadas.

La figura núm. 10 muestra una recopilación de curvas acumulativas para los niveles arenosos de la serie. Hay curvas propias de sedimentos costeros, junto con otras de régimen fluvial; igual se obtiene en los diagramas S_1-SK_1 de la figura núm. 11.

El diagrama CM de Passega es propio de medio ambiente de depósito de playa. A la vista de estos resultados pensamos que se trata de depósitos marinos costeros, a los que llegan los aportes detríticos de los relieves próximos mediante corrientes turbulentas que pudieron iniciarse en régimen aéreo o subaéreo.

La parte media y superior de la formación está constituida por margas y margocalizas con color de alternación blanco-amarillento y azuladas en corte fresco. Presentan microfácies de biomicritas y micritas fosilíferas con detritos terrígenos de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas y mica.

La microfauna es muy abundante, encontrándose también resedimentación del Cretácico Superior y Eoceno, procedente probablemente de la desmantelación de las Unidades del Complejo Maláguide.

Se han determinado *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Bulimina aculeata basispinosa*, *Epónides praecinctus*, *Globorotalia* aff. *schwageri*, *Globigerinoides sacculifer*, *Haplophragmoides deforme*, *Globoro-*

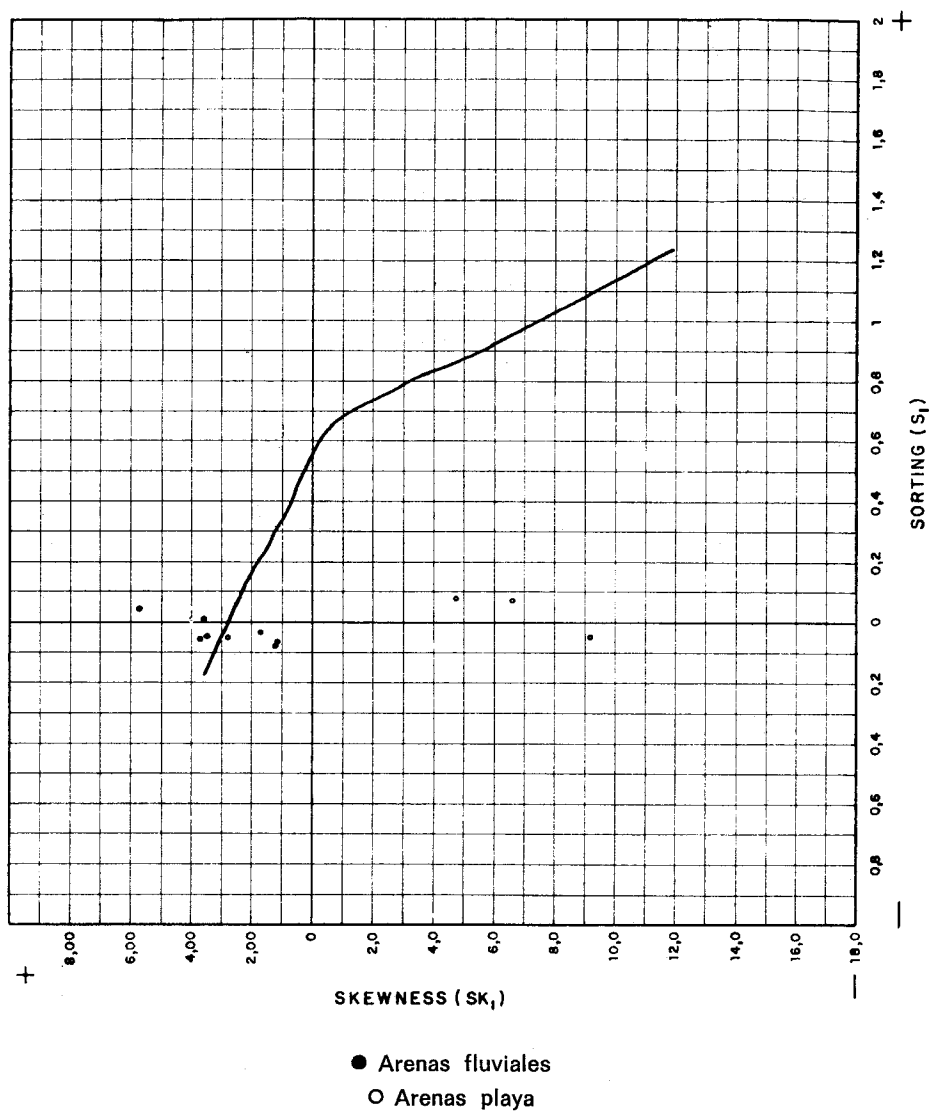


Figura 11

talia acostaensis, *Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Globorotalia scitula ventriosa*, *Globorotalia* ex. gr. *menardii*, *Martinottiella communis*, *Planulina ariminensis*, *Globorotalia conomiozea*, *Bulimina buchiana*, *Amphicoryna scalaris*, etc., que nos permite datar el tramo inferior de características turbidíticas como Tortoniense terminal-Andaluciense.

En los tramos de margas y margocalizas azuladas se determinan: *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Bolivina apenninica*, *Bulimina buchiana*, *Bulimina affinis*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia* ex gr. *menardii*, *Uvigerina pygmaea*, *Globigerinoides trilobus*, *Bulimina exilis*, *Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Spiroplectammina carinata*, *Globorotalia humerosa*, *Globorotalia scitula ventriosa*, *Orthomrphina* of. *tenuicostata*, *Uvigerina tenuistriata siphogeneioides*, *Globigerina eggeri*, etc., que nos datan el Andaluciense. No descartamos la posibilidad de que esta formación llegue al Plioceno, por correlación con la misma formación en la Hoja de Cantoria, aunque aquí no se ha determinado paleontológicamente.

1.5.2 PLIOCUATERNARIO (T_2^B -Q)

Sólo se encuentra representado por dos afloramientos, uno en el borde NE. de la Hoja (zona de Goñar-El Tomelloso) y otro, en el borde Sur (zona de la Sierrecica-Los Carasoles). Litológicamente está formado por materiales fundamentalmente detríticos, con algunos niveles esporádicos de calizas muy arenosas (zona de Goñar), que se sitúan discordantemente sobre formaciones anteriores.

La potencia máxima estimada es de aproximadamente 40-60 metros. Los tramos detríticos son conglomerados y arenas con matriz arcillo-arenosa de color marrón rojizo. Son frecuentes también las intercalaciones arcillosas. Los cantos de los conglomerados son de igual naturaleza que los de formaciones estratigráficamente más bajas, es decir, formados casi en su totalidad por fragmentos de rocas metamórficas, pero con un mayor grado de redondeamiento.

Los niveles areniscosos intercalados presentan como composición mineralógica media: cuarzo 10-15 por 100, fragmentos de rocas metamórficas 50-60 por 100, cemento carbonatado 20-30 por 100. No existen feldespatos. Como accesorios encontramos: zircón, granate, óxidos de hierro, epidota y turmalina.

Como se ha indicado anteriormente, en la zona de Goñar existen intercalaciones de calizas arenosas con una composición media de: barro de caliza microcristalina 50-60 por 100, cuarzo 20 por 100, fragmentos de rocas metamórficas 15-20 por 100, y en menor proporción hay micas, arcilla, óxidos de hierro, epidota y turmalina. Algunas de las muestras estudiadas son dismicritas con composición semejante.

En los niveles carbonatados se ha encontrado: Lamelibranquios, Gasterópodos, Ostrácodos, concreciones de algas y oogonios de charáceas.

Como medio ambiente de depósito para la formación, podemos decir que se trata de un depósito continental con episodios lagunares que corresponden a la sedimentación de los niveles carbonatados.

Por posición estratigráfica asignamos a esta formación un edad Plio-Cuaternaria.

1.5.3 CUATERNARIO (QG₁, QG₂, QAL, QT₁, QT₂, QTr, Qc, QL, Q)

Dentro de éstos hemos distinguido:

Glacis (QG₁, QG₂).—Se han separado dos niveles de glacis, diferenciación establecida en virtud del descenso relativo del nivel de base. Los ligados a una red fluvial primitiva se han cartografiado como QG₁ y los relacionados con la red fluvial actual como QG₂. Ambos cubren en parte a la cuenca Neógena, extendiéndose hasta las estribaciones de la Sierra de Las Estancias.

Los QG₁ están constituidos por conglomerados muy cementados, con una potencia máxima que no sobrepasa los 5 metros.

La superficie de QG₂ está formada por conglomerados y arcillas de color rojizo, que cubren superficies poco inclinadas. Se han separado de los depósitos tipo aluvial por la forma de relieve.

Los glacis, tan abarrancados por dos ciclos erosivos, dando el primero valles amplios y poco profundos, en los que se encajan los cauces actuales que dan erosión en «bad lands».

Depósitos aluviales (QAL, QT₁, QT₂).—QAL está constituido por los sedimentos que ocupan las ramblas y lechos de los ríos actuales, formados por bloques, cantos, gravas y arenas resultantes de la erosión de los materiales de relleno de la cuenca y de relieves circundantes. QT₁ y QT₂, corresponden al río Almanzora y ramblas que en él desembocan. Litológicamente presentan características semejantes al aluvial actual.

Travertinos (QTr).—En la localidad de Los Marcelinos existen depósitos de tobas calizas o travertinos, que son objeto de explotación como roca ornamental. Están formados por calizas de crecimiento sobre restos vegetales, debido a la existencia de aguas bicarbonatadas.

Coluvial (Qc).—Se distribuye por las zonas cercanas a los relieves montañosos y desembocadura de arroyos procedentes de estos relieves. Está constituido por conglomerados, arenas, brechas y cantos sueltos procedentes de las diferentes unidades Béticas.

Derrubios de ladera (QL).—Se localizan al pie de relieves montañosos, con características litológicas semejantes a las anteriores.

Cuaternario indiferenciado (Q).—Formado por bloques, cantos, gravas, are-

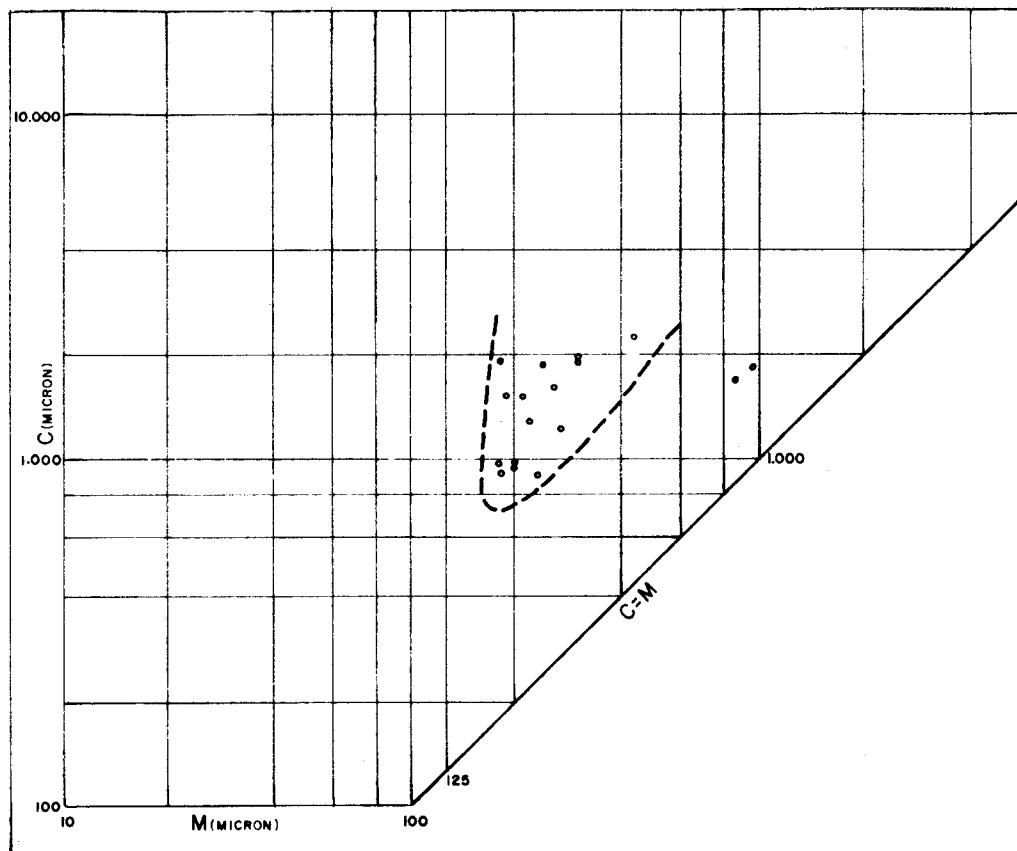


Figura 12

nas y arcilla, ocupa una amplia zona en la Hoja. Parece tratarse de depósitos tipo llanura de inundación.

2 TECTONICA

Recientemente se ha realizado un estudio detallado de las polifases de deformación en la parte este de la Zona Bética. La zona ha sido estudiada por un equipo de la Universidad de Amsterdam (ver EGELER y SIMON, 9

a, b; EGELER y otros, 1972; LANGENBERG, 1972; KAMPSCHUUR, 1972; KAMPSCHUUR y otros, 1973; KAMPSCHUUR, 1975; VOERMANS, 1973).

Los datos obtenidos en estas investigaciones sugieren una uniformidad en los esquemas de deformación para las distintas unidades tectónicas pertenecientes a los complejos tectónicos separados. De todas formas, puede decirse que la correlación en edad entre las diversas fases, reconocidas en regiones diferentes, es incierta. Por otra parte, el número de fases de deformación difiere de un sitio a otro.

Basándonos en los datos de las publicaciones anteriormente mencionadas, puede darse un esquema de secuencias tectónicas para el este de la Zona Bética.

La primera fase de deformación (D_1) se caracteriza por pliegues de apretados a isoclinales con un clivaje de plano axial bien desarrollado. Esta fase puede relacionarse con la formación de un «apilamiento» inicial de unidades tectónicas.

La segunda fase (D_2) dio lugar a pliegues de todas las escalas, desde abiertas a isoclinales, con una esquistosidad de crenulación bien desarrollada.

La tercera fase (D_3), plegó todas las estructuras precedentes. Los pliegues varían de abiertos a cerrados con un plano axial de clivaje subvertical (clivaje de crenulación). Los pliegues de esta fase muestran con frecuencia formas conjugadas, dando «pliegues caja» («box folds»).

La cuarta fase de deformación (D_4) produjo pliegues abiertos y cerrados con un plano axial fuertemente inclinado y débil clivaje de crenulación.

La dirección de las principales compresiones D_1 , D_2 y D_3 son prácticamente paralelas entre sí y desde un punto de vista regional en dirección NE.-SE. D_4 tiene una dirección NO.-SE. Además existen al menos tres fases mayores de traslaciones (T), que pueden distinguirse en este esquema de deformación. La fase inicial de movimiento (T_{1a}) se considera que está relacionada con la primera fase de deformación (D_1). Ello debe ser importante; sin embargo, no se han encontrado pruebas definitivas para aceptarlo, por lo que estas supuestas relaciones quedan provisionalmente como hipotéticas. En el Complejo Ballabona-Cucharón tuvo lugar una fase de traslación entre D_1 y D_2 (T_{1b}) (véase KAMPSCHUUR, 1972). La existencia de esta fase en los Complejos Málaga, Alpujarride y Nevado-Filábride es aún incierta. Entre D_2 y D_3 importantes traslaciones causaron cabalgamientos a gran escala, con despegues locales internos («décollements») dentro de las unidades tectónicas. La tercera fase mayor de movimientos cabalgantes (T_3) afecta a todos los planos de contacto anteriormente mencionados. Además, los pliegues D_3 están cortados por estos planos de cabalgamientos, que son por tanto posteriores en edad a D_3 . Debido a la escasez de datos posteriores, nada se puede decir acerca de la relación de T_3 con respecto a las fases de deformación más jóvenes (recientes).

Debido a los pocos afloramientos de rocas de los Complejos Nevado-Filábride y Maláguide y los desparramados datos (micro-)tectónicos, ha sido imposible incorporar los episodios de deformación, dentro de esta secuencia de rocas, en el esquema tectónico general citado anteriormente. Se pueden hacer las siguientes observaciones:

— En la parte más suroccidental de la Hoja de Huércal-Overa, las rocas fuertemente plegadas Nevado-Filábrides montan tectónicamente sobre secuencias de rocas Alpujárrides. Las primeras secuencias de rocas forman las llamadas masas de corrimiento «tardío» de VOET, 1967 (véase también KAMPSCHUUR, 1975). En nuestra opinión esta sucesión tectónica anormal ha sido causada por T_2 (y T_3).

Las secuencias rocosas (especialmente las partes más pelíticas) del Complejo Ballabona-Cucharón y del Complejo Alpujárride, muestran en el campo y en el estudio al microscopio estructuras generadas por las fases de deformación ya mencionadas. Idéntico esquema de deformación se ha encontrado en el pre-(Permo)-Triásico y en el (Permo)-Triásico de las secuencias litológicas del Complejo Alpujárride. Esto indica que no han afectado importantes deformaciones pre-Alpinas a las series basales Alpujárrides (ver también KAMPSCHUUR, 1975).

La primera fase de deformación produce el desarrollo de un plano axial de clivaje (S_1). La estructura de la esquistosidad está marcada por los minerales micáceos y por clorita. Las rocas carbonatadas con niveles pelíticos interestratificados, indudablemente representan una estratificación sedimentaria. Esta estratificación generalmente es subparalela a la S_1 . Este hecho, a veces, también puede observarse en las rocas pelíticas y cuarcíticas. No obstante, en su mayor parte los niveles paralelos a S_1 tienen composición diferente, consistente en láminas de cuarzo y carbonato alternantes y de material filítico, y se supone que se han formado durante D_1 como resultado de una segregación de cuarzo y calcita a lo largo de los planos S_1 . El paralelismo entre la estratificación sedimentaria y la esquistosidad, evidencia el carácter de isoclinal a cerrado de los pliegues de la fase D_1 . En las rocas con alto contenido de cuarzo el plegamiento generalmente es menos apretado.

La segunda fase (D_2), produce en las rocas alpujárrides un intenso clivaje de crenulación (S_2). Actuando sobre los planos de clivaje, produce con frecuencia una transformación total o rocas foliadas. Solo localmente persisten los planos S antiguos. La foliación queda indicada por una concentración de minerales laminares a lo largo de los planos de esquistosidad y por una concentración de cuarzo entre ellos. La S_1 puede encontrarse con más facilidad en las láminas más ricas en cuarzo. Los pliegues generados

durante D_2 varían desde cerrados a isoclinales y debido a la intensidad del plegamiento con frecuencia la S_2 coincide con la S_1 .

La tercera fase (D_3) deforma la S_2 , dando pliegues angulares característicos de cerrados a abiertos. Este plegamiento puede observarse bien en las secuencias litológicas pre-(Permo-Triásicas del Complejo Alpujárride. Está marcado por una fuerte «plication», que da la lineación más fácilmente visible en el campo. La esquistosidad está poco marcada en comparación con la formada durante D_2 .

La cuarta fase (D_4) produce «Kink bands» en general regularmente espaciados, o pliegues de cerrados a abiertos, con un plano axial de clivaje muy vertical (= clivaje de crenulación).

Hay que hacer notar que las direcciones de los ejes de los pliegues originados durante las varias fases de deformación no concuerdan exactamente con las mencionadas en el esquema general. En la Hoja de Huércal-Overa los ejes de los pliegues producidos durante D_1 y D_2 son de dirección aproximada OSO.-ENE. a O.-E. La dirección de los ejes de los pliegues originados durante D_3 no se ha podido establecer con certeza. D_4 originó un acortamiento de dirección aproximada NO.-SE.

Debido a diversos problemas, hasta el momento esta parte de la Zona Bética permanece sin resolver; sólo puede darse un grosero esquema de la historia tectónica de los materiales aflorantes en la Hoja de Huércal-Overa.

Los pliegues D_1 generados durante las fases de deformación Alpinas más antiguas, se consideran relacionados con un apilamiento inicial de mantos (T_{1a}), a saber, de abajo a arriba: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Ballabona-Cucharón, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide. Esto no significa necesariamente que el apilamiento inicial de las varias secuencias de rocas de los complejos tectónicos tuviese lugar sincrónicamente. Sólo en el Complejo Ballabona-Cucharón, de la Sierra de Carrascoy, se ha establecido la dirección de la vergencia para las estructuras generadas durante esta fase (KAMPSCHUUR, 1972). Allí es hacia el sudoeste.

T_{1b} se considera es el responsable de, por lo menos, la mayor parte de los despegues internos en las secuencias de rocas de la Unidad Almagro-Cucharón, dando lugar a dos elementos tectónicos, a saber, la «Unidad Almagro» y la «Unidad Cucharón», en el sentido de SIMON (1963). Por otra parte, parece bastante razonable pensar que durante T_{1b} las rocas de la Unidad Ballabona (correlacionables con las de la Unidad Cucharón), se separaron totalmente de su «base».

Después de D_2 tuvieron lugar importantes movimientos (T_2), que son los responsables del cabalgamiento de las secuencias de rocas de los Complejos Maláguide y Alpujárride sobre las de los Complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón.

Después de D_3 tuvo lugar la última fase de corrimiento, sin desplaza-

mientos laterales importantes (T_3). Se la tiene como responsable de la sucesión anormal de unidades tectónicas, siendo la causa, por ejemplo, de:

a) La imbricación de materiales del Complejo Maláguide con los del Complejo Alpujárride de la Sierra de Almagro (SIMON, 1963; BICKER, 1966).

b) La fuerte imbricación de diversas secuencias de rocas de las Unidades del Complejo Alpujárride, con el resultado de que las rocas granatíferas de las formaciones Morenos-Montesinos y Oso se encuentran ahora entre las menos metamórficas de Tonosa y Cañadillo.

En la parte sudeste de la Hoja de Huércal-Overa las rocas de la Unidad Ballabona han sido empujadas sobre o contra las rocas de la Unidad Almagro-Cucharón. El plano de corrimiento va aproximadamente de O. a E. En opinión de los autores, esta sucesión anormal ha sido causada por T_3 o por movimientos más jóvenes, o por ambos. En la región de Los Orives, se puede observar la superposición tectónica «normal», es decir, la Unidad Almagro-Cucharón sobre la Unidad Ballabona.

Tras T_3 , no hay movimientos de deslizamiento importantes. D_4 , fases posteriores originan el plegamiento de la mayor parte de los planos de cabalgamiento (ver cortes en mapa). Los pliegues, generalmente, tienen planos axiales muy verticales.

Los materiales post-mantos no se ven afectados por una actividad tectónica muy importante; sólo se pueden observar algunos pliegues y fallas que tienen por origen las fases posteriores a D_4 , que además de influir en las distintas unidades tectónicas, lo hace con los depósitos Neógenos, afectados por débiles plegamientos, retrocabalgamientos, fallas normales inversas y fallas a desgarre. Las últimas son las más veces de dirección NNO.-SSE. a NO.-SE. Esto puede observarse especialmente bien en la Sierra del Madroño.

3 METAMORFISMO Y PETROGRAFIA DE ROCAS IGNEAS

3.1 METAMORFISMO

En la Hoja de Huércal-Overa sólo hay pequeños afloramientos del Complejo Nevado-Filábride, constituidos por rocas carbonatadas triásicas, con algunas intercalaciones discontinuas de micasquistos y rocas cuarcíticas. En las Hojas de Vera y Macael varios miembros de la unidad de Amsterdam investigaron conjuntamente la complicada tectónica e historia metamórfica del Complejo Nevado-Filábride (NIJHUIS, 1964; BICKER, 1966; VOET, 1967; LANGENBERG, 1972; KAMPSCHUUR, 1975).

Como ya mencionamos (ver capítulo de Tectónica), KAMPSCHUUR (1975), distinguía en las Unidades Nevado-Lubín y Bédar-Macael del Complejo Ne-

vado-Filábride, seis fases de deformación Alpina. La fase más antigua (D_1) estuvo acompañada por un metamorfismo sincinemático con una facies de esquistos verdes con glaucofauna.

Tras la D_1 se produce un metamorfismo estático. La asociación de minerales indica una facies de esquistos verdes.

Durante un segundo plegamiento (D_2) se produce un nuevo metamorfismo sincinemático. Los minerales formados durante este período indican un metamorfismo en las facies de esquistos verdes o en las facies de transición de esquistos verdes-anfibolitas. Entre las fases D_2 y D_3 continúa la recrystalización como un metamorfismo estático gradual, desde las facies de esquistos verdes a la de almandino-anfibolita (KAMPSCHUUR, 1975).

Como ya indicamos, los materiales del Nevado-Filábride representados en la Hoja de Huércal-Overa, pertenecientes a la Unidad Bédar-Macael, comprenden casi exclusivamente rocas carbonatadas esentas de minerales metamórficos distintivos. Sólo en una de las muestras estudiadas se presentan minerales metamórficos: albita, biotita, clorita, mica blanca y granate. Es imposible con tan escasos datos atribuir este conjunto mineral a una o más de las facies metamórficas distinguidas por KAMPSCHUUR en las Hojas de Vera y Macael.

El grado de metamorfismo en las secuencias litológicas del Complejo Ballabona-Cucharón en la Hoja de Huércal-Overa es bajo; nunca sobrepasa la facies de esquistos verdes (minerales metamórficos, comprendiendo: albita, clorita, cloritoide, mica blanca, cuarzo y minerales metálicos). Puede mencionarse, por otra parte, que minerales del grupo de la glaucofana en las metabasitas sugiere transiciones locales a la facies de esquistos con glaucofauna. Generalmente las rocas de la Unidad Ballabona muestran un más alto grado de recrystalización, comparable a las de las rocas de la Unidad Almagro-Cucharón. En relación con esto, puede mencionarse que las rocas pelíticas de la formación Ballabona tienen un aspecto filítico, mientras que rocas semejantes de la Almagro-Cucharón son pizarras y metargilitas.

Como ya se indicó en el capítulo de Tectónica, diversas fases de formación pueden distinguirse en el Complejo Ballabona-Cucharón. Clorita, mica blanca, minerales del grupo de la glaucofauna y cloritoide (este último sólo en las rocas de la Unidad Ballabona; ver VOERMANS, 1973, son en sentido amplio precinemáticos en cuanto a D_2 . Durante D_2 tienen lugar algunas recrystalizaciones de clorita y mica blanca. Un crecimiento estático de albita, mica blanca y clorita aparece subsecuentemente.

Como ya se dijo anteriormente, uno de los autores (F. VOERMANS) piensa que no se produjo deformación pre-Alpina en las secuencias Alpujarrides de la Hoja de Huércal-Overa. El conjunto de minerales de las rocas (Permo)-Triásicas de las Unidades Partaloea y Campillo, así como en parte de las formaciones pre-(Permo)-Triásicas, indican un metamorfismo Alpino de las facies esquistos verdes. La mayor parte de la formación Morenos-Montesi-

nos, de la Unidad Campillo (región de la Sierra del Madroño), la mayor parte de la formación Oso, de la Unidad Campillo (región de Limaria), y parte de la formación de micasquistos de la Unidad Partaloa muestran los efectos de un grado más alto de metamorfismo. En las últimas secuencias litológicas mencionadas, durante la primera etapa de metamorfismo, precinemático en cuanto a D_2 , se han formado los siguientes minerales: albita, biotita, cloritoide, mica blanca, granate, minerales metálicos, cuarzo y estauroilita. Esta asociación apunta hacia una subfacies de cuarzo-albita-epidota-almándino (subfacies más alta de las facies de esquistos verdes). La primera etapa de metamorfismos en la parte restante de la secuencia litológica de las Unidades Alpujarrides es también precinemática en cuanto a D_2 . En este período se formaron: albita, biotita, cloritoide, epidota, moscovita, minerales metálicos y cuarzo.

La asociación de minerales indica la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita (principalmente en las filitas y cuarcitas de las formaciones Tonosa y Cañadillo) hasta la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita (halladas principalmente en las partes altas de las formaciones de micasquistos de Morenos-Montesinos y Oso), de la facies de los esquistos verdes.

La segunda etapa de metamorfismo, sincinemático con D_2 , formó los siguientes minerales: biotita (?), clorita, cloritoide, moscovita, epidota, minerales metálicos y cuarzo. Esta asociación nos apunta hacia un metamorfismo de bajo grado: subfacies de albita-moscovita-clorita de la facies de esquistos verdes.

Durante D_3 se produce una recrystalización fundamentalmente de cuarzo, mica blanca y clorita. Posterior a estas fases cinemáticas, se produce un metamorfismo estático que puede reconocerse localmente. Produce porfiroblastos de andalucita, cordierita (?), cloritoide, plagioclasa, biotita, clorita y cuarzo.

Las rocas del Complejo Maláguide muestran localmente los efectos de un metamorfismo débil, marcado por la neoformación de material sericítico en las rocas pelíticas.

3.2 ROCAS IGNEAS

Rocas ígneas intrusivas básicas, a saber, se han encontrado en grandes cantidades en la Sierra de Almagro. En menor proporción existen en la zona de Limaria.

En la Unidad Almagro-Cucharón, del Complejo Ballabona-Cucharón, se han encontrado metabasitas en dos zonas de marcada debilidad.

- a) En la parte más superior de la formación cuarcítica.
- b) Entre el tramo calizo-dolomítico inferior y el tramo de pizarras de la formación calizo-dolomítica.

En estas zonas las intrusiones básicas (metabasitas) se muestran como «sills» de varias decenas de metros de potencia, que casualmente pueden seguirse en el campo a lo largo de distancias considerables.

c) También se han encontrado intrusiones básicas, en forma de masas irregulares y discordantes entre las rocas de los tramos calizo-dolomítico inferiores y superiores, y entre los materiales de la formación Cucharón inferior.

En la Unidad Ballabona de la Hoja de Huércal-Overa se presentan metabasitas en la parte superior de la formación Ballabona inferior.

En la Unidad Partalao de la Sierra de Almagro, se encuentran localmente intrusiones básicas en la parte alta de la formación filítico cuarcítica (a lo largo del río Almanzora, aproximadamente a 1 km. al NE. del Castillo de Santa Bárbara, y a 2 km. al O. de Los Orive).

Las intrusiones básicas de las diversas unidades tectónicas se parecen fuertemente entre sí tanto en el campo como al microscopio. En el mapa sólo se han indicado los afloramientos mayores.

En corte fresco las metabasitas tienen color verde oscuro; cuando están alteradas presentan color pardo-verdoso. Se puede reconocer feldespatos, epidota, minerales metálicos y anfíbol, embebidos en una matriz de color verdoso. A veces puede observarse que las variedades del grano más fino, aparecen en los bordes de los «sills», mientras que en los granos más gruesos se presentan hacia el centro de la masa. En algunos puntos de la Sierra de Almagro (Región al S. de Fuente Espín; NNO. del Cortijo de los Grajos y al E. de la Mina de los Tres Pacos), puede observarse claramente que las intrusiones básicas han afectado por metamorfismo de contacto a las rocas adyacentes en una zona hasta de 10 cm. Las pizarras y rocas carbonatadas afectadas presentan una estructura en manchas de clorita, albita o mica blanca. Además de estos minerales se ha encontrado esfena y anfíbol claro diseminados por la roca.

Plagioclasas y anfíbol son los principales componentes de las metabasitas. En cantidades variables hay piroxeno, clorita, biotita, mica blanca, cuarzo, carbonato, apatito, minerales metálicos (limonita, magnetita, hematites, pirita) y minerales de titanio (rutilo, leucoxeno, ilmenita y esfena). En casi todas las láminas transparentes estudiadas, es visible una estructura ofítica o sub-ofítica. Los cristales de plagioclasa orientados al azar (de hasta 1.500 micras), con frecuencia están fuertemente alterados en granos de epidota, sericita, minerales metálicos de hierro, titanio y material carbonatado. Algunos contienen cristales no alterados que muestran una zonación normal (núcleo bitownita, bordes andesina). En ocasiones están alterados en albita. Los anfíboles, con cristales hasta mayores de 1 mm., comprenden tres variedades: verde claro, verde azulado y una con pleocroísmo pardo. A veces las variedades verdosas encierran restos de hornblenda parda. Con

frecuencia están muy alterados a clorita. Los piroxenos, de composición augítica, aparecen como cristales sub-euhedrales de hasta 1 mm. En algunas muestras se ha visto biotita parda muy oscura, que con frecuencia rodea a los cristales de anfíbol. La clorita se ha encontrado como producto de alteración en venas, así como en agregados radiales. El cuarzo y material carbonatado se ha encontrado intersticialmente entre los cristales de feldespatos y en venas que cortan la roca. En algunas láminas transparentes estudiadas hay cantidades considerables de minerales de titanio (principalmente ilmenita-leucoxeno).

Los sedimentos más modernos entre los que se han introducido metabasitas son de edad Triásico Superior. Por otra parte, las metabasitas son anteriores al plegamiento de las diversas unidades tectónicas, ya que no rompen a través de los planos de contacto entre las diversas unidades tectónicas. No puede darse una edad más exacta para estas intrusiones debido a la falta de sedimentos post-Triásicos en estas unidades tectónicas.

En la Sierra de Carrascoy se han encontrado metabasitas análogas en el Complejo Ballabona-Cucharón (KAMPSCHUUR, 1972). Este autor sugiere que la intrusión se produjo en sedimentos triásicos sin consolidar y húmedos, lo cual implica una edad Triásica para la intrusión de las metabasitas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

En vista del metamorfismo, de la falta de fósiles y de estructuras sedimentarias que permitan establecer criterios, es poco lo que puede decirse respecto a las condiciones bajo las cuales se depositaron los materiales de las distintas unidades tectónicas. Así, por ejemplo, de las rocas carbonatadas sólo puede decirse que se depositaron en medio marino, siendo para las pelitas y psamitas bastante más incierto, ya que se pudieron depositar tanto en medios marinos como continentales.

Las secuencias litoestratigráficas de los materiales del Complejo Nevado-Filábride, indican que durante el Triásico Medio y Superior la sedimentación de carbonatos en medio marino quedó interrumpida por la llegada de sedimentos terrígenos.

Por el desarrollo litoestratigráfico de las rocas triásicas del Complejo Ballabona-Cucharón, puede afirmarse que la forma de depósito está íntimamente relacionada con la del Complejo Nevado-Filábride. Hasta el Ladiniense Superior una sedimentación psammítica tenía lugar. La forma de depósito de las cuarcitas rojizas de la formación cuarcítica es incierta. Las pizarras, por lo general asociadas con yeso, indican una sedimentación en un medio salino. Los Ostrácodos encontrados en las rocas carbonatadas de la formación calizo-dolomítica nos hacen suponer que estas formaciones son de aguas

someras (menos de 100 metros de profundidad). La amplia proporción de tipos euryhalinos y en especial la fauna que aparece comúnmente con *Reubenella fraterna* (REUSS) evidencia que las facies eran muy distintas a las de un mar abierto. La fauna que la acompaña también indica este hecho (KOZUR y otros, 1974). Durante los comienzos del Carniense se depositó material pelítico a veces con una considerable cantidad de yeso en la formación Cucharón inferior y en la formación Ballabona inferior. Esta asociación lo más probable es que indique una sedimentación en un mar somero en evaporación y quizá un medio acuático de bajos fondos. Las secuencias carbonatadas de las formaciones Cucharón superior y Ballabona superior hay que asociarlas a un medio marino. Hay que destacar que los Ostrácodos de la parte basal de la formación Filos de la Unidad Carrascoy (Sierra de Carrascoy), correlacionable con la parte inferior de la Cucharón superior, indican un depósito en aguas someras (ver KOZUR y otros, 1974).

Las partes superiores de las secuencias de rocas pre-(Permo-)Triásico de las Unidades Alpujárrides, comprenden rocas que son muy similares a las del Complejo Maláguide en la región de Vélez Rubio (ver GEEL, 1973). Por eso parece probable que esta parte de las secuencias se ha depositado mediante corrientes de turbidez.

La historia de la sedimentación de las secuencias (Permo-)Triásicas, constituidas fundamentalmente por material pelítico, es incierta. La presencia de yeso en la parte superior de estas secuencias sugieren un depósito en medio salino. Durante el Triásico Medio-Superior, se depositaron rocas carbonatadas en un medio marino, lo que implica un cambio brusco en las condiciones de sedimentación.

Las rocas de la formación grauvaca del Complejo Maláguide representan depósitos de corriente de turbidez durante el Devono-Carbonífero, como lo indican sus características de estratificación: ripple marks, estratificación convoluta y gradada.

Las series (Permo-)Triásicas, fundamentalmente compuestas por rocas pelíticas y psammíticas, se depositaron probablemente en aguas marinas someras, fluviales o lacustres (ver también ROEP, 1972).

Durante el Jurásico y Cretácico (?) se sedimentan carbonatos marinos en ambientes intertidales (oolitos). En el Terciario (hasta el Eoceno Medio) la sedimentación tiene lugar en aguas marinas someras o lagunares (ver también GEEL, 1973).

Para la historia tectónica de los distintos complejos tectónicos, remitimos al lector al capítulo de Tectónica.

Cuando terminaron las fases orogénicas alpinas, durante las cuales tuvieron lugar el asentamiento de los mantos béticos y tras un espacio de tiempo que abarca hasta el Mioceno Superior, es muy poco lo que puede decirse sobre los hechos que ocurrieron en la zona. Solamente existe un pequeño afloramiento de Mioceno Inferior en la Sierra de Almagro, pero sabemos

por los trabajos de VOLK (1966) en la cuenca de Vera, que debió existir un período transgresivo, cubriendo el mar extensas zonas al E. de las Cordilleras Béticas.

La formación más baja del «Neógeno moderno» son los conglomerados de borde, que se originarían en una etapa de gran intensidad erosiva y en poco espacio de tiempo. El medio de depósito para esta formación debió de ser mixto, con influencias fluviales y marino costeras. La existencia de niveles arrecifales intercalados en la serie son incompatibles con un medio de turbulencia, lo que nos indica que existieron períodos de calma en los aportes terrígenos.

Posterior al depósito de estos conglomerados, existe una etapa erosiva, que ha desmantelado en algunos puntos a esta formación; esta erosión pudo ser un régimen submarino, aunque hay que considerar también que el depósito de éstos no es uniforme, estando ligados fundamentalmente a la desembocadura de torrentes.

Tanto la formación de arenas y lutitas grises como la de margas y margocalizas rojas, tienen un carácter transgresivo sobre la anterior, si bien existe un medio de depósito mixto entre marino y lagunar fundamentalmente en la cuenca aislada que quedaría entre la Sierra de las Estancias, Región de Limaria y Sierra de Almagro; estos depósitos quedan en ocasiones fuertemente enmascarados por los aportes en régimen fluvial que llegan al medio marino-lagunar.

La formación de margas y margocalizas azuladas es claramente marina y transgresiva sobre todas las anteriores.

Durante el Cuaternario (¿Plio-Cuaternario?) se alcanza el nivel de la cuenca, pero posteriormente se produce el levantamiento conjunto de la región, lo que origina una intensa erosión encajándose los cursos fluviales dando una forma de relieve en «bad-lands» para la formación de margas y margocalizas azuladas del Mioceno Superior.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

La explotación de minerales en la Hoja de Huércal-Overa está casi totalmente terminada. La mina abandonada de Los Tres Pacos, en el sur de la Sierra de Almagro, tuvo una gran actividad en el pasado. GUARDIOLA y DE SIERRA (1925-1928), dan el siguiente análisis químico para su mena: Fe, 56,65; Mn, 0,83; SiO₂, 7,30; Oca, 4,10, y H₂O, 5,40.

En la Unidad Almagro-Cucharón pueden distinguirse dos horizontes discontinuos de minerales metálicos (ver SIMON, 1963, pp. 99-103):

- a) En la parte más inferior del tramo calizo-dolomítico superior. Local-

mente las calizas y dolomías de la parte más superior del tramo calizo-dolomítico inferior y las rocas del tramo de pizarras están también mineralizadas. La potencia media del horizonte mineralizado es de algunos metros.

b) El segundo horizonte, menos importante, se sitúa en la parte inferior del tramo calizo-dolomítico inferior. Es una zona de fuerte color pardo, a veces con potencia de algunas decenas de metros.

Donde las pizarras han sido mineralizadas, se encuentra pirita, calcopirita y bornita, mientras que siderita, ankerita, magnetita, pirita, malaquita, hematites y limonita se encuentran en las rocas carbonatadas.

Los yacimientos mencionados están con frecuencia relacionados con las intrusiones básicas (ver mapa geológico). Este hecho fue explicado por SIMON (1963) por la influencia topomineralógica de estas intrusiones. De acuerdo con el autor hay una influencia espacial, no genética, entre las mineralizaciones y las intrusiones básicas en la Sierra de Almagro. Indica el autor que la mineralización en el Complejo Ballabona-Cucharón de la Sierra de Almagro tiene una relación genética con el volcanismo terciario, muy frecuente en la cuenca de Vera.

En la región de la Cuesta Alta (SO. de Sierra de Almagro), manchas rosas de eritrina (arseniato de CO) de aproximadamente 5 mm. se han encontrado a lo largo de las líneas de fracturas de las rocas carbonatadas de la Unidad Partalao. También se presenta malaquita y azurita, que también se observan en las venas de cuarzo que cortan las rocas de la formación filito-cuarcítica.

Acumulaciones de yeso se encuentran en la Sierra de Almagro y en la región de Limaria, especialmente en la formación Cucharón inferior. Actualmente se explota en algunos puntos (al E. de la C. N. 340, entre el Km. 225 y 227).

Existen canteras locales en las rocas carbonatadas de la formación calizo-dolomítica de la Unidad Almagro-Cucharón para su empleo en firmes de carretera, entre la zona de los Arellenos y el Cortijo de los Negros en la parte más hacia el N. de la Sierra de Almagro.

En cuanto a los materiales Neógenos-Cuaternarios, son muy pocas las posibilidades que presentan; sólo se explotan las graveras de los depósitos aluviales de ramblas y río Almanzora, y los travertinos como roca ornamental en la localidad de Los Marcelinos.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los materiales pertenecientes a los complejos Nevado-Filábride y Maláguide tienen muy escaso interés, debido sobre todo a la poca extensión de sus afloramientos dentro de la Hoja.

Mucho más interés presentan los materiales de los Complejos Ballabona-

Cucharón y Alpujárride, sobre todo desde el punto de vista de rocas receptoras que vierten luego sus aguas a la depresión terciaria de Huércal-Overa. Dentro de estos materiales destacan sobre todo las calizas y dolomías del Complejo Alpujárride, que debido a su alto grado de fracturación y a los fenómenos de disolución, muy frecuentes en ellas, hacen que estos materiales sean un buen acuífero.

Dentro de los materiales Neógenos-Cuaternarios, los únicos que tienen interés son el relleno Cuaternario de la zona de El Saltador y los aluviones del río Almanzora y afluentes de éste.

En los alrededores de El Saltador, concretamente a lo largo de la carretera de la Barriada de S. Francisco, el IRYDA tiene en funcionamiento varias baterías de sondeos que aprovechan las cualidades del acuífero formado por el relleno Cuaternario. Este acuífero está alimentado de un lado por los materiales de la Sierra de Almagro, y por otro por las aguas de escorrentía procedentes de la Sierra del Madroño. Al parecer la matriz arcillosa, presente en casi todos los depósitos Neógenos y Cuaternarios en esta Zona, es menos abundante, lo que hace que aumente mucho la permeabilidad de forma local. Tanto hacia el oeste como hacia el borde este de la Hoja esta permeabilidad va decreciendo, más bruscamente hacia el este. En cuanto al norte y sur se van perdiendo también paulatinamente las propiedades antes citadas, especialmente hacia el sur.

Las zonas más explotadas de los aluviones del río Almanzora y sus afluentes son: La zona de Overa, aguas abajo de la confluencia del río Almanzora con la rambla de Almajalejo y la zona del Llano de los Olleres, en la confluencia de la rambla de Oria y la del Saliente, al norte de Albox. En ambos casos los terrenos aluviales están bastante desarrollados y la recarga está asegurada por las corrientes descendentes de las sierras que las rodean.

6 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, J. W. A.; FERNEX, F. y SIMON, O. J. (1965).—«Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy (prov. de Murcie, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 51-53.
- BEMMELEN, R. W. van (1927).—«Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in de province Granada». *Thesis Amsterdam*, 176 p.
- BICKER, R. E. (1966).—«Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas del Almanzora, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 124 p.
- BODENHAUSEN, J. W. A. & SIMON, O. J. (1965).—«On the tectonics of the Sierra de Carrascoy (Province of Murcie, Spain)». *Geol. & Mijnb.*, 44, pp. 251-253.

- BOOGAARD, M. van den (1966).—«Post-Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 69, pp. 691-698.
- BOOGAARD, M. van den & SIMON, O. J. (1973).—«*Pseudofurnishius murcia-nus* (Conodonts) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE. Spain». *Scripta Geol.*, 16, pp. 1-18.
- BOOY, T. de & EGELER, C. G. (1960).—«Occurrence of Betic of Málaga elements in the south-eastern part of the Betic Cordilleras (SE. Spain)». *Geol. & Mijnb.*, 39, p. 253.
- (1961).—«The occurrence of Betic of Málaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhamilla (SE. Spain)». *Geol. & Mijnb.*, 40, pp. 209-218.
- DURAND BELGA, M. & FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Revue Géogr. phys. et Géol. dyn.* (2), 3, fasc. 4, pp. 181-187.
- EGELER, C. G. & BOOY, T. de (1962).—«Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Málaga dans le Sud-Est des Cordillères Bétiques, avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Málaga et Subbétique». *Livre. Mém. P. Fallot*, 1, pp. 155-162.
- EGELER, C. G. & SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.*, 25, 90 p.
- (1969).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain). with emphasis on the nappe structures». *Geol. & Mijnb.*, 296-305.
- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E. & SIMON, O. J. (1972).—«Considerations on the grouping of the tectonic units in the Betic Zone, southern Spain». *Estudios Geológicos*, 27, 6, pp. 467-473.
- FALLOT, P. (1930).—«Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique». *Livre. jubilaire Soc. Géol. France*, pp. 279-305.
- (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Estudios geológicos*, pp. 83-172.
- GEEL, T. (1973).—«The Geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain)». *G. U. A. Papers of Geology*, series 1, núm. 5, 179 p.
- GUARDIOLA, R. & SIERRA, A. de (1925-1928).—«Criaderos de Hierro de España». Tomo V. «Hierros de Almería y Granada», núm. 1 (1925). «Generalidades», pp. 1-334, núm. 2 (1926). «Descripción geológica y estudio de los yacimientos», pp. 7-429, núm. 3 (1928). «Descripción geológica y estudio de los yacimientos» (continuación), pp. 5-632.
- HERMERS, H. & VOET, H. W. (1967).—«Regional extension of the Nevado-Filábride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 70, pp. 239-253.
- HOGETOORN, D. J. (1962).—«Geologische onderzoekingen in het westelijk deel van de Sierra de Almagro». *Internal report, University of Amsterdam*.
- JANSEN, H. (1936).—«De geologie van de Sierra de Baza en van de aangren-

- zende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de Los Filabres (Zuid-Spanje)». *Thesis Amsterdam*, 99 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascos (SE. Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation». *G. U. A. Papers of Geology*, series 1, núm. 4, 114 p.
- (1975).—«Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filábride units and the glaucophanitic greenschist facies». *Tectonophysics*, 27, pp. 57-81.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W. & RONDEEL, H. E. (1973).—«Polyphase Alpine deformation of the Eastern part of the Betic Zone of Spain». *Estudios Geológicos*, 29, pp. 209-222.
- KOZUR, H. & SIMON, O. J. (1972).—«Contribution to the Triassic Microfauna and Stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain)». *Número Extraordinario XXX Aniversario E. N. Adaro*, pp. 143-158.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C. W. H. & SIMON, O. J. (1974).—«Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain)». *Scripta Geol.*, 23, pp. 1-56.
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres, north of Lubrín, SE. Spain». *G. U. A. Papers of Geology*, series 1, núm. 2, 81 p.
- LEINE, L. (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». *Thesis Amsterdam*, 112 p.
- MALDONADO LOPEZ, A. (1970).—«Estudio geológico de la región Caniles-Serón (Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI-I, pp. 6-22. .
- MARTIN GARCIA, L. (1972).—«Estudio litoestratigráfico del Neógeno-Cuaternario del Valle del Almanzora (Sector Serón-Purchena)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, t. 1, núm. 3, pp. 121-132.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial alpine metamorphism in the south eastern Sierra de los Filabres south of Lubrín, SE. Spain». *Thesis Amsterdam*, 151 p.
- PATIJN, R. J. H. (1937).—«Geologische onderzoeken in de oostelijke Betsische Cordilleren». *Thesis Amsterdam*, 130 p.
- ROEP, Th. B. (1972).—«Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio Region, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetench.*, 75, pp. 223-247.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro, southeastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 164 p.
- (1964).—«The Almagro unit: a new structural element in the Betic Zone?». *Geol. & Mijnb.*, 43, pp. 331-334.
- (1966).—«The age of the Conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascos, de Almagro and Alhambilla and from the Zarcilla de Ramos region (SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 69, pp. 699-709.

- (1967).—«Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela, et de Callosa de Segura (provinces de Murcie et d'Alicante, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 42-44.
- TRAILL, T. R. (1965).—«Geologie van het Zurgena-gebied». *Internal report, University of Amsterdam*.
- VERA, J. A. (1970).—«Estudio estratigráfico de la depresión de Guadix-Baza». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXIV, pp. 429-462.
- VERNEUIL, M. de & COLLOMB, E. (1856).—«Géologie du Sud-Est de l'Espagne. Résumé succinct d'une excursion en Murcie et sur la frontière d'Andalousie». *Bull. Soc. Géol. France* (2), XIII, pp. 674-728.
- VOERMANS, F. M. (1973).—«Geologie van de Ballabona eenheid in de Sierra de Almagro (SE. Spanje)». *Internal report, University of Amsterdam*.
- VOET, H. W. (1967).—«Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbda, southeastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 122 p.
- VOLK, H. R. (1967).—«Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien». *Thesis Amsterdam*, 160 p.
- VRIES, W. C. P. de & ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride succession in the Central Sierra de las Estancias, province of Almería, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 70, pp. 443-453.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke Betische Ketens». *Thesis Delft*, 120 p.