



IGME

995

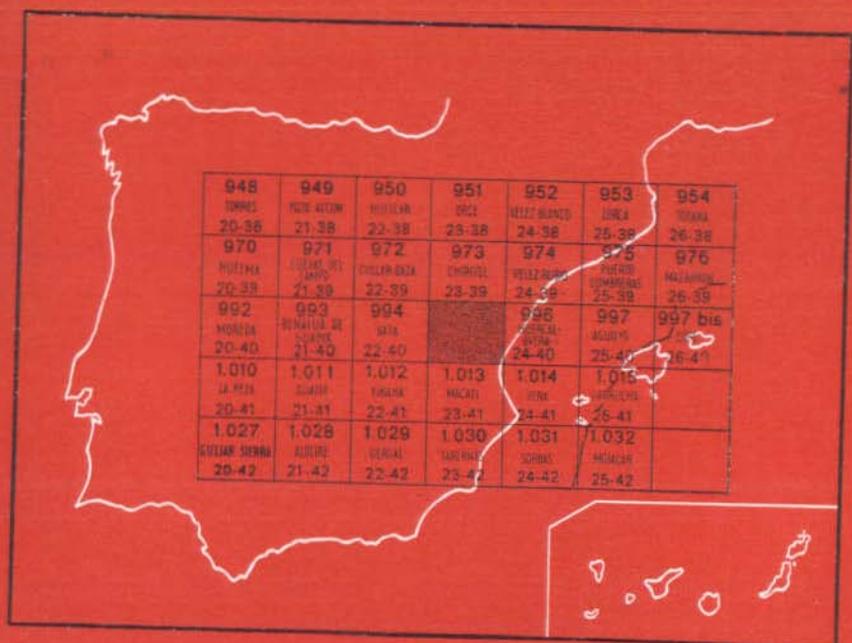
23-40

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CANTORIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CANTORIA

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., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía y Memoria*: F. M. Voezmans, L. Martín García y J. A. Gómez Prieto, Licenciados en Ciencias Geológicas, y O. J. Simón, Dr. en Geología. En *Petrografía*: B. H. Uiterwijk y Amparo de las Heras, Licenciados en Ciencias Geológicas.

En *Sedimentología*: L. Martín García y M. Fernández-Luanco, Licenciados en Ciencias Geológicas.

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

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 - 39.200 - 1979

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

INTRODUCCION

La Hoja a escala 1:50.000 de Cantoria núm. 995 (23-40), se localiza en el SE. de España, provincias de Almería y Granada. Forma parte de las Cordilleras Béticas, la cadena montañosa alpina del sur de España.

Dentro de las Cordilleras Béticas pueden distinguirse dos zonas estructurales principales: la Zona Externa, al Norte, y la Zona Interna o Zona Bética, al Sur. Los materiales que afloran en la Hoja de Cantoria pertenecen a la Zona Bética, cuya estructura es el resultado de cabalgamientos de gran escala, que pueden asemejarse a las estructuras de tipo alpino (BROUWER & ZEYLMANS van EMMICHOVEN, 1924, BROUWER, 1926 a, b; EGELER & SIMON, 1969 a).

En las partes central y oriental de la Zona Bética se pueden distinguir cuatro Complejos principales, que son de arriba a abajo:

- 4) Complejo Maláguide
 - 3) Complejo Alpujárride
 - 2) Complejo Ballabona-Cucharón
 - 1) Complejo Nevado-Filábride
- (Ver EGELER y SIMON, 1969 a, b.)

En algunos puntos, estos complejos comprenden más de una unidad estructural.

La comparación entre las columnas estratigráficas de las distintas unidades pone de manifiesto diferencias notables en el desarrollo litoestratigrá-

fico, lo que indica que esta subdivisión tiene significación tanto paleogeográfica como tectónica. Por otra parte, la comparación entre las distintas secuencias Permo-Triásicas y Triásicas revela marcadas diferencias en el grado de metamorfismo regional de edad alpina. En los materiales del Complejo Nevado-Filábride aparece un metamorfismo de grado medio; en los de los Complejos Ballabona-Cucharón y Alpujárride, el grado de metamorfismo es bajo, en general, en la Zona Bética central y oriental, y las series Maláguide no muestran metamorfismo o éste es muy débil.

En los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide puede realizarse una separación entre Series (Permo-)Triásicas y más jóvenes y Series pre-(Permo-)Triásicas, no apareciendo esta última en el Complejo Ballabona-Cucharón. Las secuencias «de cobertera» de los Complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride comprenden, por lo general, solamente metasedimentos de edades Permo-Triásicas y Triásicas, mientras que en el Complejo Maláguide además llevan materiales de edad Jurásica, Cretácica y Terciaria.

En esta Hoja aparecen fundamentalmente materiales alpujárrides, habiéndose encontrado en la parte meridional de la misma rocas de los Complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón. El Complejo Maláguide no se encuentra representado.

La depresión comprendida entre la Sierra de las Estancias, al Norte, y Filabres, al Sur, está formada por materiales de edad Neógena y Cuaternaria.

La geología al sur del río Almanzora está basada esencialmente en los datos de campo de LEINE (1966), VOET (1967) y VISSERS (1977), con trabajos adicionales de los autores y de Mr. A. A. VAN WINKOOP.

La geología de la región situada al norte de la cuenca de Purchena-Cantoria se ha basado principalmente en datos inéditos facilitados por los miembros del Departamento de Geología Estructural de la Universidad de Amsterdam (J. AKKERMANN, J. BRUGGE, J. ELZINGA, G. MAIER, O. SIMON y F. VOERMANS).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

KAMPSCHUUR, VISSERS y GARCIA-MONZON (Memoria explicativa de la Hoja de Macael), distinguen en el Complejo Nevado-Filábride tres unidades tectónicas. De arriba a abajo son:

- Unidad Almocázar.
- Unidad Bédar-Macael.
- Unidad Nevado-Lubrín.

Estos autores dan la siguiente sucesión estratigráfica, dentro del Complejo Nevado-Filábride.

De arriba a abajo:

Formación Las Casas.

Formación Huertecica.

Formación Tahal.

Formación Nevada.

En la Hoja de Cantoria sólo aparecen materiales de las formaciones Tahal y Las Casas, dentro de la Unidad Bédar-Macael (para su distribución ver el mapa geológico).

1.1.1 FORMACION TAHAL ($P-T_2^n$)

Toma el nombre de la localidad de Tahal (NIJHUIS, 1964). La distribución en la Hoja de Cantoria puede verse en el mapa geológico.

Solamente afloran los materiales más altos de esta formación, constituidos por una sucesión monótona de micasquistos y gneises con albita y cuarcitas. Se presentan además todos los tipos de transición, siendo normal la intercalación de carbonatos.

El color de los esquistos varía del gris claro al gris oscuro, y el de las cuarcitas del blanco al gris. Las rocas carbonatadas son de color amarillo, y las cuarcitas y carbonatos ferruginosos rojo oscuro.

La mayoría de los esquistos de la formación Tahal presentan una esquistosidad bien desarrollada, normalmente paralela a los planos de diferenciación litológica, acentuados por una alternancia de bandas con un alto contenido de cuarzo y otras como mucha mica blanca y/o albita. En algunos casos estos planos de diferenciación litológica coinciden con el bandeado original, mientras que en otros casos puede probarse que representan un bandeado de transposición. La esquistosidad está, por lo general, fuertemente plegada a escala micro y mesoscópica, observándose normalmente una esquistosidad de crenulación paralela a los planos axiales de los pliegues.

El contacto entre la formación Tahal y la formación Nevada subyacente, no queda reflejado en esta Hoja. En la Hoja de Macael este contacto parecía ser de naturaleza estratigráfica; en cuanto al contacto entre la formación Tahal con la formación Las Casas, suprayacente, no es claro, dudándose si es tectónico o estratigráfico; en cartografía se ha adoptado la primera de las posibilidades.

La máxima potencia observada en la Hoja de Cantoria, para la formación Tahal, es del orden de los 40 metros.

Los esquistos de la formación, mineralógicamente, están formados principalmente por: cuarzo, mica blanca y clorita, teniendo como constituyentes

subordinados: albita, granates, minerales del grupo de la epidota, biotita y carbonatos. Entre los accesorios, se presentan minerales metálicos, turmalina, apatito, zircón y rutilo. Estudios más detallados en esta formación, dentro de la Unidad Bédar-Macael, revelan también la presencia de anfíbol y cloritoide.

La albita aparece como poikiloblastos conteniendo inclusiones de cuarzo, mica blanca, epidota, turmalina, rutilo, minerales metálicos y zircón, estando normalmente dispuestos en inclusiones rectilíneas o rotacionales.

Los granates presentan inclusiones de minerales metálicos, cuarzo, epidota y turmalina, dispuestos por lo general rotacionalmente.

Los minerales del grupo de la epidota se presentan en prismas alineados según la esquistosidad; a veces estos cristales están rotos.

Las rocas carbonatadas presentan una composición mineralógica relativamente simple, consistente tan sólo en cristales groseros de carbonatos con alguna mica blanca, albita y cuarzo.

1.1.2 FORMACION LAS CASAS (T_{A2-A3}ⁿ)

Ha sido denominada así por NIJHUIS según el Cerro de Las Casas, cinco kilómetros al SO. de Lubrín.

En la Hoja de Cantoria sólo se han podido encontrar algunos pequeños afloramientos de la formación Las Casas, en la parte más sudoriental, a lo largo de la Rambla Torrobra. Consiste en una secuencia de mármoles bien estratificados, azulados y grisáceos, que alternan con micasquistos y cuarcitas grisáceos, rojizos, gris-verdosos, oscuros y plateados, que generalmente contienen granate, habiéndose encontrado, además, algunas delgadas intercalaciones de yeso. No se ha podido establecer la posición estratigráfica de los citados mármoles, esquistos y cuarcitas de Las Casas con respecto a la sección columnar de la Formación Las Casas de la adyacente Hoja de Macael (véase figura 1).

La relación entre esta formación y la formación Tahal ya se comenta en el apartado anterior.

La formación Las Casas, desde un punto de vista regional, está tectónicamente cubierta por materiales del Complejo Ballabona-Cucharón o del Complejo Alpujárride.

La potencia máxima observable en esta Hoja para la formación Las Casas es del orden de algunas decenas de metros.

Las rocas carbonatadas de la formación Las Casas tienen una composición mineralógica bastante simple, constituida casi exclusivamente por gruesos minerales de carbonatos con algo de cuarzo, mica blanca y minerales metálicos. Los esquistos y cuarcitas de la formación Las Casas, desde un punto de vista mineralógico, se parecen a los esquistos y cuarcitas de la formación Tahal.

COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE
UNIDAD BEDAR-MACAEL

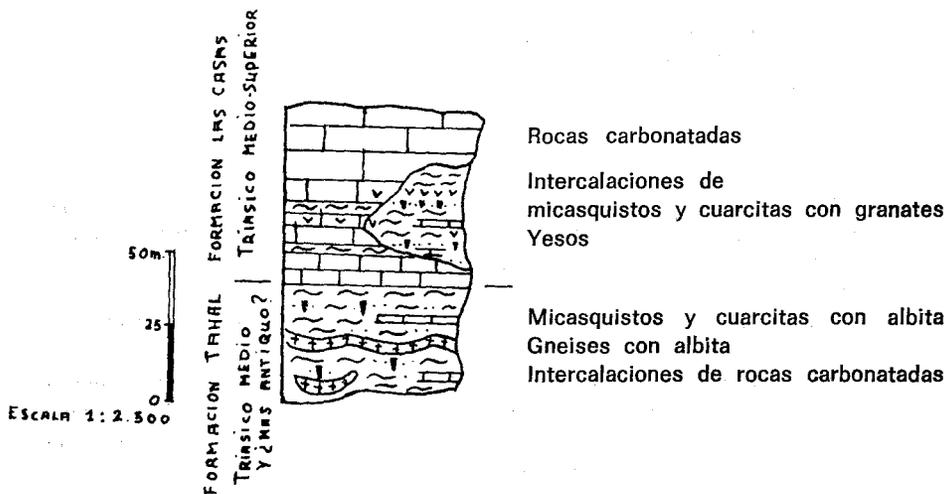


Figura 1

1.1.3 EDAD DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Debido a la ausencia de fósiles, la edad de los materiales de las formaciones Tahal y Las Casas puede estimarse sólo por la comparación litológica con series correlacionables de la «cobertera» de los Complejos Ballabona-Cucharón y Alpujárride de la Zona Bética. Estas correlaciones apuntan las siguientes edades:

Formación Las Casas Triásico Medio a Superior.
Formación Tahal Triásico Medio (¿y más antiguo?).

1.2 COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON

Los materiales de este Complejo sólo cubren una zona muy pequeña a lo largo del borde sur de la Hoja de Cantoria; por eso sólo daremos aquí una breve descripción de las series.

Se ha sintetizado el siguiente esquema estratigráfico para el Complejo Ballabona-Cucharón, de arriba a abajo:

— Formación carbonatada (rocas carbonatadas y brechas tectónicas).

- Formación filítico-cuarcítica. Alternancia de argilitas, filitas, micasquistos y cuarcitas. En la parte superior existen intercalaciones de rocas carbonatadas y yesos.

Desde un punto de vista regional, el Complejo Ballabona-Cucharón cubre a los materiales del Nevado-Filábride, estando a su vez cubierta por las rocas del Complejo Alpujárride.

1.2.1 FORMACION FILITICO-CUARCITICA (T_{A31}^b)

Está constituida fundamentalmente por argilitas verdes, gris oscuras, azuladas y algunas veces rojizas, filitas y micasquistos verdosos y parduzcos y, por último, cuarcitas blanquecinas, grisáceas, verdosas y parduzcas, con todas las transiciones entre estos tipos.

Las filitas de esta formación presentan planos de esquistosidad bien desarrollados, estando a menudo microplegados.

En la parte superior de la formación se ha encontrado yeso; su presencia llama la atención, ya que representa un hecho característico de esta formación. En algunos cortes los lechos de yeso se encuentran paralelos a la estratificación, es decir, están estratigráficamente intercalados.

Dentro de la zona cartografiada no se observa el contacto con el Complejo Nevado-Filábride infrayacente, pero sí puede verse en la Hoja de Macael, al sur de Cantoria, donde es de naturaleza tectónica. El contacto con la formación carbonatada está por lo general fuertemente tectonizado, aunque localmente puede ser de naturaleza estratigráfica. Este contacto se marca allí donde las rocas carbonatadas se hacen predominantes.

La máxima potencia observable para la formación filítico-cuarcítica en la Hoja de Cantoria es del orden de los 20 metros.

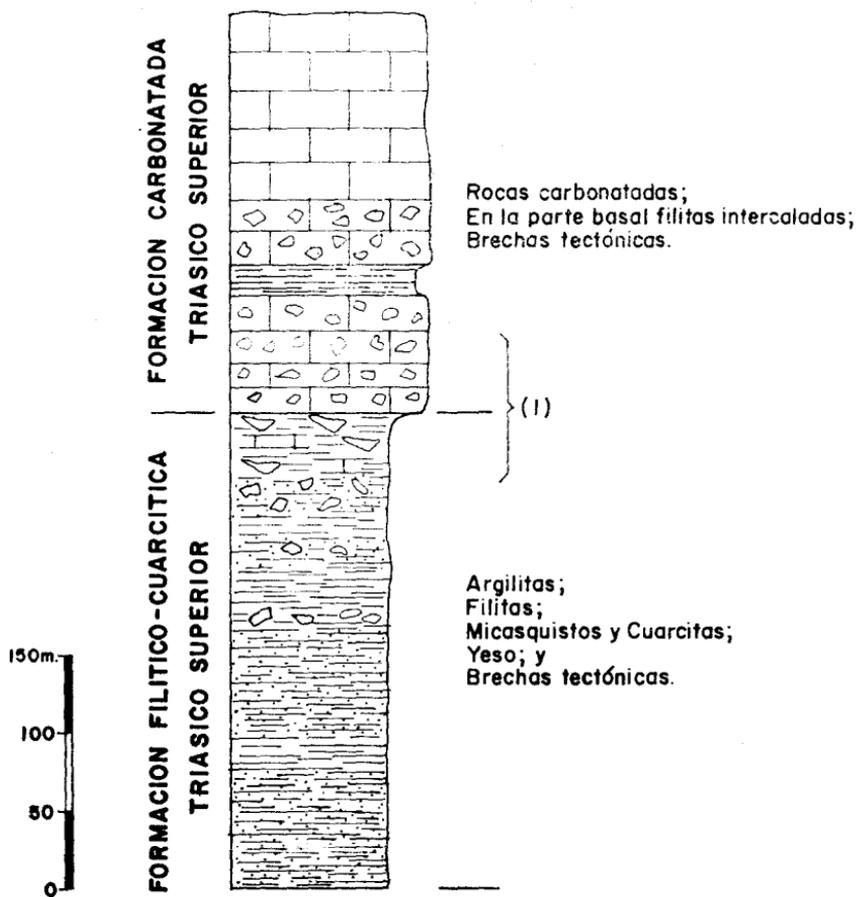
La composición mineralógica de los materiales de esta formación es la siguiente: albita, apatito, carbonato, clorita, cloritoide, epidota, mica blanca, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, turmalina y zircón.

Las cuarcitas presentan una esquistosidad poco desarrollada, y están constituidas fundamentalmente por cristales de cuarzo dispuestos en «mosaico». La esquistosidad de las pelitas está marcada por la disposición paralela de pequeños cristales de mica blanca, clorita y turmalina, y ocasionalmente de cloritoide. Cristales de clorita, mica blanca y carbonatos, diferentemente orientados y desarrollados porfiroblásticamente, se esparcen por todas las muestras. Los cristales de albita son mucho menos frecuentes.

El color oscuro que presentan algunos niveles de filitas se debe a la presencia de minerales metálicos muy finos distribuidos de forma dispersa.

Las argilitas están constituidas casi exclusivamente por agregados cristalinos muy finos de sericita y/o clorita, con algunos cristales dispersos

COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON



Escala = 1:5.000

(1) Materiales de la serie que afloran en la hoja

Figura 2

de cuarzo y minerales metálicos que a veces, y junto con la sericita, presentan una orientación preferente.

Las intercalaciones carbonatadas de esta formación corresponden a carbonatos con cantidades variables de albita, mica blanca, clorita, minerales

metálicos, cuarzo, rutilo y turmalina. En los niveles de yeso se encuentran normalmente carbonatos, mica blanca, cuarzo, minerales metálicos y rutilo.

1.2.2 FORMACION CARBONATADA (T_{A32}^b)

Es la mejor representada del Complejo Ballabona-Cucharón dentro de la zona cartografiada. Está constituida por rocas carbonatadas intensamente plegadas con colores que varían entre azulados, blancos, amarillentos, grises oscuros y negros. Incluyen albita, clorita, mica blanca, cuarzo y minerales metálicos.

En la parte basal de esta formación abundan las intercalaciones pelíticas.

Localmente, la formación está representada exclusivamente por «rauwas» (brechas tectónicas), como resultado de una intensa mezcla tectónica de los lechos carbonatados.

Desde un punto de vista regional la formación carbonatada está cubierta tectónicamente por los materiales del Complejo Alpujarride.

La máxima potencia observable en la Hoja es aproximadamente de 40 metros.

1.2.3 EDAD DE LAS ROCAS DEL COMPLEJO BALLABONA-CUCHARON

La edad exacta de estos materiales se desconoce en la Hoja de Cantoria, al no haberse encontrado fósiles indicativos. Apoyándonos en la litoestratigrafía (ej., presencia de yeso) una edad Triásica es lo más aceptable para este conjunto. Sin embargo, la correlación de estas series con secuencias comparables del Complejo Ballabona-Cucharón existentes en la Zona Bética, nos da datos más específicos sobre la edad. En la Sierra de Carrascoy se localiza el corte más completo y mejor datado del Complejo Ballabona-Cucharón, con edad comprendida entre el Triásico Medio (Ladiniense ¿y más antiguo?), hasta el Triásico Superior (Carniense ¿y más moderno?) (KAMPSCHUUR, 1972; KOZUR y otros, 1974).

La serie del Complejo Ballabona-Cucharón, en la zona cartografiada, puede correlacionarse con la parte superior del corte anteriormente mencionado de la Sierra de Carrascoy (es decir, las rocas de la Unidad Carrascoy). Basándonos en estas correlaciones, podemos atribuir al Triásico Superior estas dos formaciones del Complejo Ballabona-Cucharón.

1.3 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Desde el punto de vista regional se sitúa entre los complejos Ballabona-Cucharón (debajo) y el Maláguide (encima). Dentro de la Hoja de Cantoria es el complejo más alto de los que aparecen.

Se han distinguido dos unidades principales en la Hoja de Cantoria, a

saber, la unidad Partaloea (debajo) y la unidad Campillo (encima). En la unidad Campillo se han distinguido tres unidades tectónicas que, de abajo hacia arriba, son la unidad La Granja, la unidad Los Blanquizares-Oria y la unidad Hernán Valle-Montroy. Sus relaciones mutuas y las que las correlacionan con las unidades Alpujárrides, fuera de la Hoja de Cantoria, se discutirán en el capítulo sobre Tectónica.

1.3.1 UNIDAD PARTALOE

En esta unidad se han distinguido las formaciones siguientes, de arriba hacia abajo:

- Formación carbonatada
- Formación de cuarcitas y filitas
- Formación de micasquistos

1.3.1.1 Formación de micasquistos (PC-H)

Esta formación se presenta principalmente al sur del río Almanzora. Al norte de este río se han encontrado algunos pequeños afloramientos a lo largo de la orilla norte del río Almanzora, al noroeste de Cantoria y en la margen oriental de la Rambla de Olula (coordenadas U. T. M. $562.1-4141.8$). Por razones cartográficas no se ha podido representar en el mapa geológico a 1:50.000 el afloramiento citado en último lugar. La formación consiste principalmente en micasquistos negro-azulados a pardos, frecuentemente con granates, y que pasan gradualmente a cuarcitas. Hay intercalaciones, muy escasas, de mármoles impuros pardo-negrucos. La parte superior de la sucesión comprende micasquistos gris-verdosos y cuarcitas, que generalmente no llevan granates, no pudiéndose definir un contacto nítido entre las rocas con granates y sin ellos. Los esquistos y las rocas asociadas a ellos, deben su color negro a la materia grafitosa y a minerales metálicos. El tinte pardo se debe principalmente a las escamillas de mica con inclusiones de óxido de hierro. Los granates alcanzan un tamaño de un milímetro, aproximadamente. Toda la formación muestra un plegamiento isoclinal intenso y hasta muy fuerte. Son corrientes los filones y lentejones de cuarzo subparalelos, en general, a las superficies de esquistosidad. La potencia original de la formación considerada se desconoce, a causa de la reducción tectónica y el intenso plegamiento. La potencia de las rocas plegadas varía desde 0 a 150 metros.

1.3.1.2 Formación de cuarcitas y filitas (P-T_{A1})

A escala regional, la formación de micasquistos se sitúa bajo la de cuarcitas y filitas. Esta formación se presenta principalmente al sur del río

COMPLEJO ALPUJARRIDE
UNIDAD PARTALOA

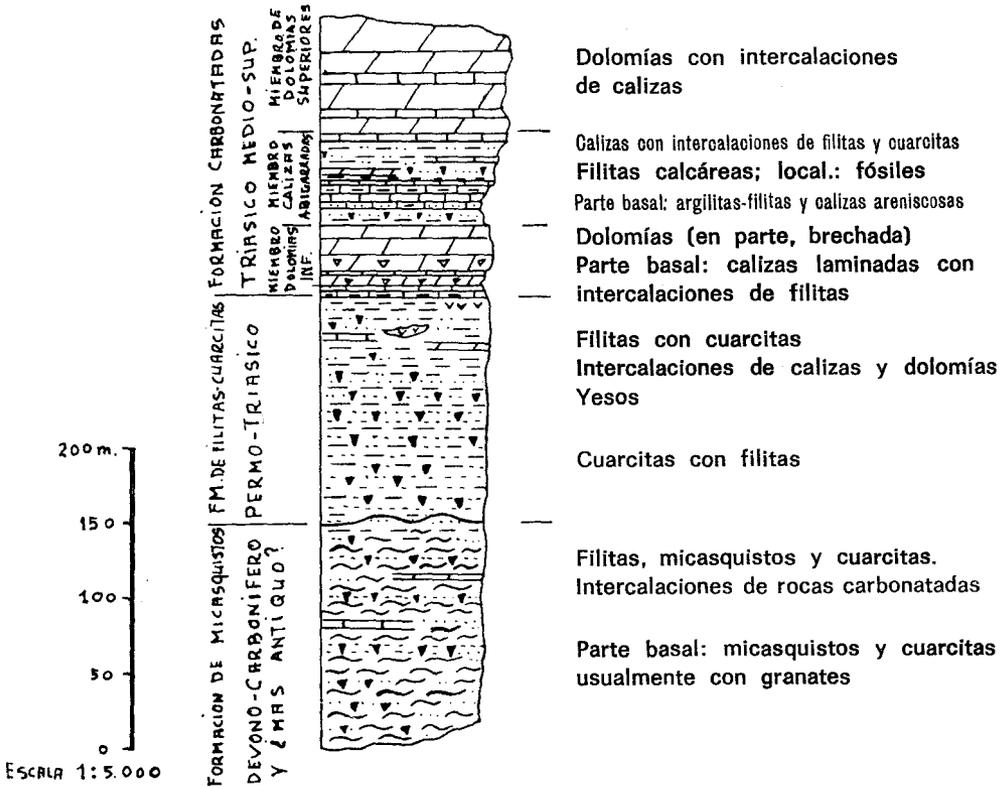


Figura 3

Almazora y a lo largo del borde meridional de la sierra de Talavera-Partalao, ocupando generalmente las partes inferiores topográficamente. Debido a la fuerte tectonización y a la ausencia de horizontes-guía litológicos característicos, no se puede dar la estratigrafía detallada de esta formación, que consiste, casi enteramente, en cuarcitas y filitas con facies de transición.

En la parte inferior de la formación predominan las rocas cuarcíticas bien estratificadas, mientras en la parte superior son más abundantes las de tipo filítico. Las rocas cuarcíticas inferiores son generalmente desde pardorjizas al color de la carne, y también hay rocas cuarcíticas verdosas, grisá-

ceas y azuladas. Las rocas filíticas constituyen la parte más notable y característica de la formación. En general, son de colores púrpura y azulado y, en forma subordinada, las hay verdosas, grisáceas y rojizas. En la parte más alta de la formación se encuentran localmente intercalaciones delgadas de calizas y dolomías, con aspecto margoso algunas veces. Siguiendo hacia arriba en la sucesión estas rocas aumentan rápidamente en cantidad, lo que indica un paso estratigráfico de la secuencia filítica a la formación carbonatada es confuso, debido a fuertes movimientos diferenciales que han hecho que se desprenda la formación carbonatada. En la zona al sur del río Almanzora se encuentra yeso ($P-Ty_{A1}$) en masas irregulares pequeñas. Se presenta en la parte más alta de la formación de cuarcitas y filitas o en el contacto entre esta formación y la de carbonatos. Se ha hallado yeso asociado con rocas de la formación de cuarcitas y filitas, cerca del contacto con el complejo Ballabona-Cucharón y con el complejo Nevado-Filábride. Aunque no excluimos la posibilidad de que partes secundarias de este yeso pertenezcan a la unidad Partalao, parece más razonable suponer que la mayoría, por lo menos, forma parte de los complejos tectónicos más inferiores citados anteriormente (véase también SIMON, 1963). En varios sitios se han hallado en la unidad Partalao, en las rocas filíticas y cuarcíticas, rocas mezcladas de la formación carbonatada. Debido a la fuerte tectonización ha sido imposible, en ocasiones, determinar si las rocas en cuestión pertenecen a la formación de cuarcitas y filitas o son intercalaciones en la formación carbonatada (véase más adelante). La potencia de la formación de cuarcitas y filitas varía mucho de un sitio a otro, siendo la máxima de unos 150 metros.

1.3.1.3 Formación carbonatada (T_{A2-A3})

Las rocas de la formación carbonatada se encuentran principalmente en las regiones de Partalao y Talavera, en sus puntos más altos topográficamente. En esta parte de la Hoja se puede establecer la más completa sucesión, dentro de la formación carbonatada de la unidad Partalao.

Según J. H. AKKERMANN (comunicación personal), se pueden distinguir tres miembros de abajo hacia arriba, a saber, la dolomía inferior, la caliza abigarrada y la dolomía superior, que no se han podido diferenciar en el mapa geológico por razones cartográficas.

La *dolomía inferior* consiste en rocas de colores gris-oscuros a parduzcos, con aspecto ruinoso algunas veces. En algunos sitios se han encontrado algas (*Teutloporella triasina*), estructuras de desplome y brechas sedimentarias. En la parte basal de este miembro dolomítico se han encontrado calizas horizontales. En general, las dolomías están bien brechificadas, pero también las hay masivas y brechificadas.

La *caliza abigarrada* consiste en una alternancia de varias series calizas,

separadas entre sí por intercalaciones de rocas pelíticas o psamíticas. La parte basal de este miembro está representada por filitas y pizarras de color púrpura y verdoso, con intercalaciones de carbonatos arenosos amarillentos y con un espesor de un metro aproximadamente. Pasan gradualmente hacia arriba a filitas calcáreas grisáceas, desde finamente estratificadas hasta laminadas, y después a calizas de estratificación fina y colores grises azulados, que, en algunos sitios, contienen fósiles (lamelibranquios). Localmente hay rocas dolomíticas en masas irregulares, que probablemente se han formado por dolomitización relativamente tardía. La parte superior de este miembro está formada por calizas amarillentas, desde finamente estratificadas hasta laminadas, con intercalaciones de filitas de color púrpura y verdoso y de cuarcitas blancuzcas. Localmente se han hallado fósiles en esta parte de la caliza abigarrada (lamelibranquios).

La dolomía superior de la formación carbonatada consiste principalmente en dolomías bien estratificadas y masivas, sin bandeado con intercalaciones de calizas. Las dolomías masivas tienen color azul oscuro a azul grisáceo y están atravesadas por numerosas venillas de calcita y cuarzo. Las dolomías bien estratificadas son de color gris azulado.

Las rocas de la formación carbonatada, en la región de Partalao-Talavera, presentan por lo general un grado bajo de metamorfismo (véase el capítulo de Metamorfismo). Sin embargo, hacia el oeste, o sea, en la región al norte de la carretera de Somontín a Urrácal, las rocas de esta formación muestran mayor grado de recristalización. Aquí, las rocas carbonatadas tienen aspecto mármoleo, mientras que las intercalaciones pelíticas muestran un hábitus esquistoso (véase el capítulo sobre Metamorfismo).

La potencia total de la formación carbonatada es de unos 200 metros (la dolomía inferior, 50 metros; la caliza abigarrada, 60 metros, y la dolomía superior, 80 metros).

Petrografía

Formación de micasquistos

Las rocas de esta formación se componen principalmente de cuarzo, mica incolora y mica colorada. Generalmente hay clorita, cloritoide, oligoclasa y granate, y figuran frecuentemente como importantes constituyentes menores. En forma ocasional se presentan albita, material carbonatado, epidota y estauroлита. Entre los minerales accesorios se cuentan el apatito, material grafitoide, rutilo, titanita, turmalina y circón. Los cristales de cuarzo de las rocas cuarcíticas y de los esquistos son generalmente intercrecimientos en mosaico. En la mayoría de las muestras se presenta cataclasis, que es causa de la granulación del cuarzo. La esquistosidad de las rocas micáceas se marca por la orientación preferencial de las escamillas de mica incolora, mica colo-

reada y cloritoide. Con frecuencia, los planos de esquistosidad están muy microplegados. En la mayoría de las secciones delgadas hay granates en forma de cristales subhedrales a euhedrales. Son de color rosa y están plagados de inclusiones de material grafitoide, óxido de hierro, cuarzo, mica incolora y turmalina. Circunstancialmente las inclusiones se disponen con orientaciones en forma de S, lo que indica que ha habido rotación durante el crecimiento de los cristales. El granate muestra alteración a clorita, mica incolora, mica coloreada, cloritoide y material limonítico y, a veces, hay intercrecimientos con cloritoide. La mica coloreada se presenta generalmente en forma de escamas orientadas más o menos paralelamente a los planos de esquistosidad, aunque también son comunes cristales individuales dispuestos en forma diferente. La alteración de la mica coloreada a cloritoide suele ser una característica normal. En un pequeño número de muestras se encontró estaurólita, en cristales con bordes anhedrales hasta euhedrales que, a veces, forman intercrecimientos con el granate. La estaurólita es corroída por la mica incolora.

Formación de cuarcitas y filitas

Se han encontrado los siguientes minerales: albita, apatito, material carbonatado, clorita, cloritoide, epidota, mica incolora, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, turmalina y circón. Se han observado todas las facies de transición entre cuarcitas y filitas. El grado de recristalización varía mucho. Las rocas pelíticas poco metamorfizadas (o sea, las pizarras) pasan gradual y lateralmente a rocas filíticas. Sin embargo y en general, bajo el microscopio, las rocas tienen textura de filitas y este nombre concuerda bien con su aspecto en el campo. En la mayoría de las rocas cuarcíticas se pueden distinguir bien los granos de cuarzo detrítico del cemento de cuarzo secundario, debido al cerco rojo-parduzco de hematites que rodea a los granos de cuarzo detrítico. Estos últimos son, por lo general, subangulares y varían en tamaño de 100 a 300 μ . Los granos de albita que, a veces, se presentan maclados, son angulares y hasta subangulares, y lo más probable es que sean de origen detrítico. Las escamas de mica incolora y detrítica, de hasta 250 μ , muestran una orientación más o menos paralela. Además de la mica incolora detrítica, hay mica incolora de nueva formación, generalmente paralela a la esquistosidad. En la región situada al sur del río Almanzora, se ha encontrado cloritoide en un pequeño número de muestras, algunos metros por debajo de la formación carbonatada, orientándose los minerales paralelamente a los planos de esquistosidad.

Formación carbonatada

Las rocas carbonatadas tienen una composición mineralógica sencilla: el principal constituyente es el carbonato y, además, pueden contener cantida-

des subordinadas de albita, mica incolora, cuarzo y minerales metálicos. Se piensa que, al menos en parte, las escamas de mica incolora y los granos de cuarzo representan detritus terrígenos. Se ha encontrado cuarzo de nueva formación en el material carbonatado y en venillas asociado con calcita, carbonatos ferríferos, albita y minerales metálicos. La albita, con tamaños que alcanzan varios milímetros, se presenta principalmente como porfidoblastos euhedrales.

1.3.2 UNIDAD GRANJA

La unidad Granja sólo se ha encontrado hasta ahora en la parte central de la hoja de Cantoria. Se ha intentado incorporar a esta unidad los carbonatos brechificados que se hallan al este de las Morenillas (1.376 m.), aunque no se puede excluir la posibilidad de que pertenezcan a la unidad Partalao. Además, debe considerarse la posibilidad de que las rocas incorporadas a la unidad Granja, al norte y noreste del vértice Partalao (1.106 m.), pertenezcan total o parcialmente a la unidad Los Blanquizaes-Oria. Por razones cartográficas, sólo se ha podido hacer una subdivisión bipartita en la unidad Granja que, de arriba hacia abajo, es:

Formación carbonatada
Formación de micasquistos

Desde el punto de vista regional la unidad Granja monta tectónicamente sobre la unidad Partalao y queda bajo la unidad Los Blanquizaes-Oria (véase más adelante el capítulo de Tectónica).

1.3.2.1 Formación de micasquistos (PC-T_{A1}^g)

Se han incorporado a esta formación todas las rocas pelíticas y psamíticas de la unidad Granja, de edad supuesta (Permo-)Triásica y Paleozoica (¿y más antigua?), que quedan sobre la formación de carbonatos. La parte basal consiste en esquistos y cuarcitas de colores grises oscuros a grisáceos y que generalmente contienen granates. Se han hallado solamente cerca del contacto con la unidad infrayacente Partalao, como a lo largo de la Rambla del Picacho de la Fuente, al noroeste de Urrácal. Por encima de ellas hay cuarcitas parduzcas y esquistos de colores parduzcos a grises parduzcos y hasta negros, que tienen granates en algunos sitios. La potencia en esta parte de la formación llega a unos 50 metros. La parte más alta de la formación consiste en filitas, esquistos y cuarcitas de colores generalmente azulados, con potencias de hasta 50 metros. En la parte basal de esta serie, se han encontrado localmente cuarcitas blancuzcas que contienen talco. En algunos sitios de las secuencias mencionadas anteriormente se han encontrado «cantos de arcilla», que se suponen de origen sedimentario. Localmente se ha podido

observar que en la parte más alta de la formación de micasquistos hay carbonatos desde finamente estratificados hasta laminados, alternando con esquistos, lo que indica una transición estratigráfica hacia la formación de carbonatos superior. Se han encontrado localmente pequeñas masas de metabasita (hasta de 30 cm.) en las cuarcitas azuladas, paralelas a la dirección de esquistosidad más destacada. Están muy alteradas, dando anfíbol y epidota.

1.3.2.2 Formación carbonatada (T_{A2-A3}^g)

La parte basal de la formación de carbonatos de la unidad Granja consiste en calizas planas bien estratificadas y calizas margosas, con una potencia de hasta 75 metros. Los carbonatos tienen aspecto marmóreo. La parte más alta de la formación está constituida por dolomías de colores grises oscuros a azulados, con aspecto marmóreo, que generalmente están muy brechificadas. Entre los carbonatos citados se encuentran localmente dolomías negras. La parte predominante de la formación de carbonatos comprende dolomías con estratificación potente, sin brechificar, en general, y de colores blanquecinos a rosas, y tiene una potencia de varios cientos de metros.

Además del talco hallado en las cuarcitas blancuzcas de la parte basal de la secuencia de cuarcitas azuladas, este mineral se ha encontrado en cantidades relativamente grandes en la región al norte de Somontín. Aquí el talco se presenta principalmente en las dolomías de la formación de carbonatos, donde están en contacto tectónico con esquistos y cuarcitas de la formación de micasquistos. Para más detalle, se remite al lector al capítulo de Geología Económica.

Vista la gran semejanza existente entre las rocas de la unidad Granja y las de la unidad Los Blanquizares-Oria, la petrografía de ambas unidades se trata conjuntamente.

1.3.3 UNIDAD LOS BLANQUIZARES-ORIA

Desde un punto de vista regional esta unidad está tectónicamente por encima de la unidad Granja y por debajo de la unidad Hernán Valle-Montroy. La unidad Los Blanquizares-Oria ocupa la mayor extensión de las unidades Alpujárrides en la Hoja de Cantoria. Las rocas carbonatadas de esta unidad forman los puntos más altos topográficamente de las sierras de Lúcar y de Las Estancias. En la Hoja de Cantoria se han distinguido las siguientes formaciones, citadas de arriba hacia abajo:

- Formación Estancias
- Formación Tonosa
- Formación Morenos-Montesinos

Los nombres de las formaciones se han escogido en armonía con las

formaciones correlacionables de la unidad Los Blanquizaes-Oria en las Hojas adyacentes, es decir, Chirivel, Vélez Rubio y Huércal-Overa.

1.3.3.1 Formación Morenos-Montesinos (PC-H^b)

En la Hoja de Vélez Rubio, DE VRIES y ZWAAN (1967) han diferenciado dos formaciones en las secuencias pre-(Permo-)Triásicas de la unidad Alpujárride (que se correlaciona con la unidad Los Blanquizaes-Oria), a saber, la formación Montesinos (debajo) y la formación Morenos (encima). En la Hoja de Cantoria no se ha hecho distinción entre las dos formaciones citadas. Solamente se han indicado esquemáticamente, con una notación separada en el mapa geológico (PC-Hξ^b), las rocas de la formación Morenos-Montesinos que, macroscópicamente, contienen granate.

La formación Morenos-Montesinos es una alternancia de esquistos y filitas y de cuarcitas. La parte inferior está formada por esquistos y cuarcitas de color gris oscuro a negro, con granates mayores de 1 mm. y porfidoblastos de andalucita, y 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 gris-amarillentas y lechos filíticos gris-azulados, forman los elementos más notables.

Además, la secuencia litológica contiene cuarcitas de grano fino a grueso, con colores que varían entre gris claro, verde y pardo, y filitas de color negro. En la parte más alta de la formación Morenos-Montesinos no se han podido reconocer en el campo granates y mica de color oscuro. En general, no existen límites netos entre las partes inferior y superior de esta formación. El contacto con las rocas de encima de la formación Tonosa está algo más marcado, debido a movimientos diferenciales entre las rocas de ambas formaciones. La potencia exacta original de la formación Morenos-Montesinos no se puede indicar, debido al fuerte plegamiento isoclinal y a la tectonización que la ha afectado, aunque una cifra del orden de los quinientos metros parece lo más probable.

1.3.3.2 Formación Tonosa (P-T_{A1}^b)

Desde el punto de vista morfológico y litológico, las rocas de la formación Tonosa, y especialmente las de la parte inferior de esta formación, se parecen a las de la parte superior de la formación Morenos-Montesinos. Sin embargo y, en general, las rocas de la formación Tonosa tienen una coloración ligeramente más clara que las de la formación Morenos-Montesinos. Aquella formación consiste en una serie alternante de cuarcitas y filitas. La parte basal está formada por cuarcitas de colores grises claros, rojizas y pardo

COMPLEJO ALPUJARRIDE
 UNIDAD CAMPILLO
 UNIDAD LOS BLANQUIZARES-ORIA

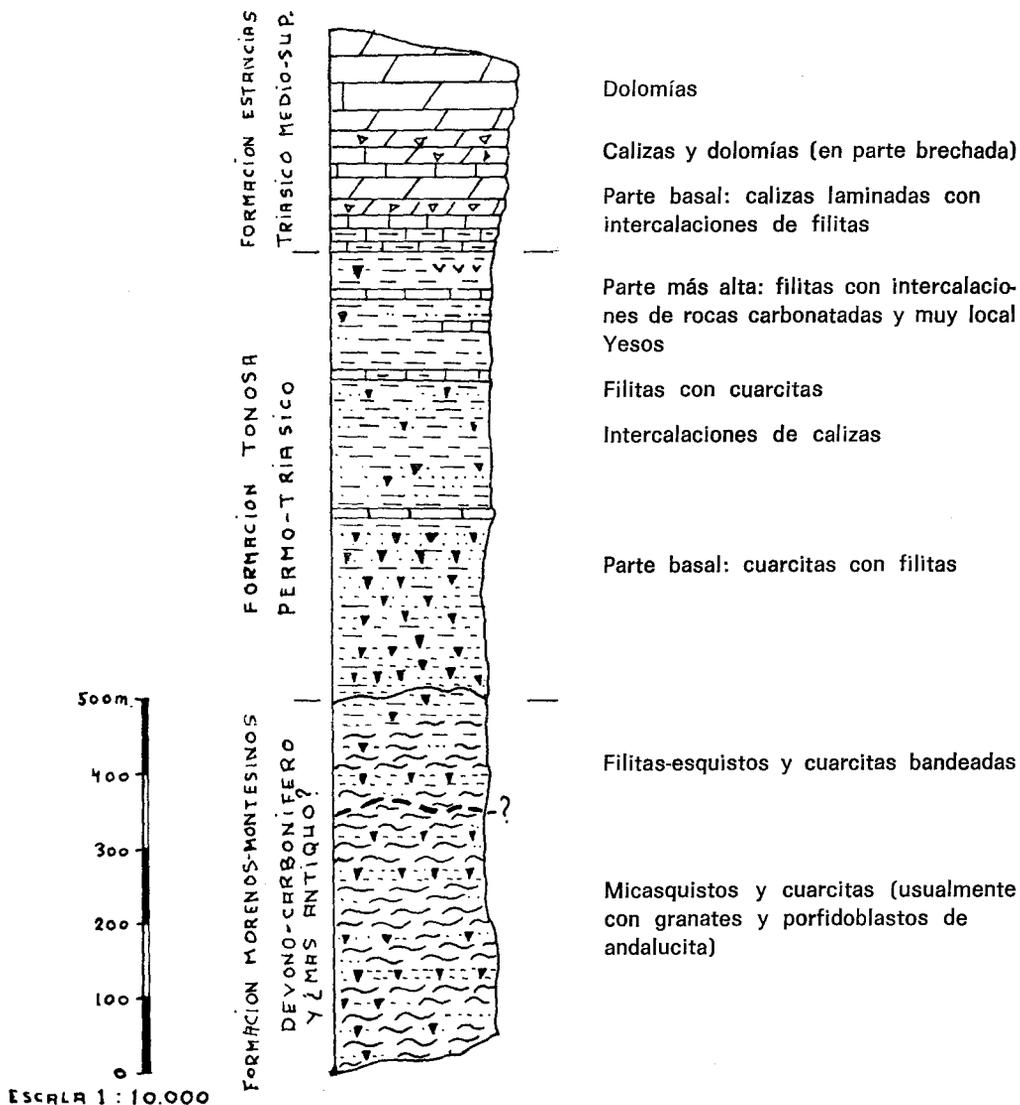


Figura 4

amarillentas, alternando con filitas negras y azules acero. Muy localmente existen calizas pardo-amarillentas y naranjas. También localmente presentan las cuarcitas estratificación cruzada y clasificación gradual. Esta parte de la formación Tonosa se puede correlacionar con el «miembro de cuarcita abigarrada» de DE VRIES y ZWAAN (1967) de la unidad Alpujárride de la región de Vélez Rubio. Esta secuencia cuarcítica pasa gradualmente a una secuencia de filitas de color gris acero a púrpura, con algunos niveles de cuarcita verdosa a azulada, cuarcitas blancas a grisáceas y filitas gris claro a azul grisáceo. En la parte más alta de la formación Tonosa se han encontrado localmente delgadas intercalaciones de carbonatos pardo-amarillentos, que indican la transición a la formación Estancias, de encima. En el nordeste de la Hoja de Cantoria se ha encontrado localmente yeso en esta parte de la formación Tonosa. La potencia de la citada formación varía mucho en la Hoja de Cantoria. En algunos sitios es muy reducida, mientras en otros alcanza de 500 a 600 metros aproximadamente.

1.3.3.3 Formación Estancias (T_{A2-A3}^b)

La parte inferior de esta formación consiste en calizas amarillentas a amarillo-parduzcas finamente laminadas, con aspecto margoso a veces (calizas hojosas), con intercalaciones de rocas filíticas gris-plateadas a azuladas. Estas bandas filíticas han sufrido una intensa fracturación con frecuencia y se encuentran actualmente como pequeños retazos angulares en los planos de estratificación de los carbonatos. Sobre las calizas finamente laminadas se encuentran generalmente calizas y dolomías de colores grisáceos a grises amarillentos y en lechos potentes. Hacia arriba pasan a dolomías muy potentes y masivas, grisáceas, parduzcas y amarillentas, que forman el grueso de la formación Estancias. En esta parte de la formación hay brechas sedimentarias. Se han observado cambios verticales y laterales de caliza a dolomía, algo repentinos. La cristalinidad de los carbonatos varía mucho en cortas distancias. De esta forma, carbonatos poco recristalizados pasan gradualmente a otros con aspecto marmóreo. En la Hoja de Cantoria no se han encontrado fósiles en la formación Estancias. En algunos sitios, como en la región de la sierra de Lúcar, se pudo observar bien que las rocas de la formación Estancias están por encima, estratigráficamente, de las de la formación Tonosa. Sin embargo, el contacto entre las citadas formaciones es generalmente de naturaleza tectónica, debido a la fuerte diferencia de competencias. La formación Estancias cambia mucho de espesor, debido en parte a perturbaciones tectónicas; llega a un máximo de unos cientos de metros (300 m?) en la cordillera de Estancias-Saliente.

1.3.4 UNIDAD HERNAN VALLE-MONTROY

La unidad Hernán Valle-Montroy sólo se presenta en la región entre la sierra de Lúcar y la cuenca terciaria del río Almanzora. Desde un punto de vista regional queda por encima de las unidades Granja y Los Blanquizaes-Oria. En la Hoja de Cantoria se han diferenciado las formaciones siguientes, desde arriba hacia abajo:

- Formación carbonatada
- Formación de cuarcitas y filitas
- Formación de micasquistos

1.3.4.1 Formación de micasquistos (PC-Hξ^b)

La formación de micasquistos tiene su mayor distribución en la región al norte y nordeste de la ciudad de Lúcar. La formación consiste en una serie alternante de micasquistos y cuarcitas de colores oscuros. Debido a la fuerte tectonización y a la ausencia de horizontes guía cartografiables. La parte inferior de la formación está constituida por micasquistos negruzcos o negro-azulados y cuarcitas grises oscuras. Las rocas están atravesadas por numerosas lentes y venillas de cuarzo (sub-) paralelas y oblicuas a los planos de esquistosidad. En el campo los minerales más destacados son granates (de hasta varios milímetros), andalucita, epidota y mica oscura. La parte superior consiste en cuarcitas grises oscuras bien estratificadas, alternando con micasquistos negros, conteniendo en su mayoría granate, andalucita y epidota. La potencia de la formación de micasquistos es de algunos centenares de metros.

1.3.4.2 Formación de cuarcitas y filitas (P-T_{A1}^h)

En varios sitios se presenta una secuencia de cuarcitas y filitas entre la formación de micasquistos (debajo) y la formación de carbonatos (encima). En otros sitios, esta formación no existe o queda muy reducida, debido a causas tectónicas probablemente. La formación consiste esencialmente en filitas de colores azulados claros, grisáceos, verdosos y rojizos, que alternan con cuarcitas. En la parte superior predominan los colores rojizos y púrpuras. En esta parte de la formación se presentan localmente intercalaciones delgadas de carbonatos, que indican la transición a la formación carbonatada de encima. Las rocas están atravesadas por numerosas venillas de cuarzo. No se ha hallado en la Hoja de Cantoria relación estratigráfica entre las rocas de la formación de micasquistos y las de la formación de cuarcitas y filitas. El contacto con la formación de carbonatos suprayacente es generalmente de naturaleza tectónica, debido al fuerte contraste de competencias de las dos formaciones. En algunos sitios, como al este de Higueral,

se puede observar que el contacto es de naturaleza esencialmente estratigráfica. La potencia de la formación de cuarcitas y filitas es de unas decenas de metros.

1.3.4.3 Formación carbonatada (T_{A2-A3}^h)

La formación de carbonatos consiste principalmente en dolomías masivas brechificadas intensamente, de colores oscuros y aspecto ruinoso. En la parte basal hay calizas con estratificación fina, de forma local. Varía considerablemente la cristalinidad de los carbonatos y se pueden observar todas las transiciones desde rocas marmóreas hasta carbonatos menos recristalizados. En varios sitios, como al este de la ciudad de Lúcar, los carbonatos contienen mineralización de hierro. La potencia de la formación de carbonatos es de algunas decenas de metros.

La petrografía de las rocas de la unidad Hernán Valle-Montroy se tratará conjuntamente con la de la unidad Los Blanquizaes-Oría.

1.3.5 EDAD DE LA SECUENCIA DE LAS ROCAS ALPUJARRIDES

En la Hoja de Cantoria solamente se han hallado fósiles en los carbonatos de la unidad Partalao. Son fragmentos de crinoides, lamelibranquios y algas (*Teutloporella triasina*), que indican una edad triásica (¿media o superior?) para las rocas en cuestión. Recientemente se han recogido varias muestras de carbonatos para datarlos con ayuda de la microfaua, pero todavía no se dispone de resultados. En consecuencia, la edad de las secuencias de rocas Alpujárrides en la Hoja de Cantoria se ha basado en criterios litológicos y en correlaciones efectuadas con secuencias de rocas datadas, de unidades tectónicas y complejos situados fuera de la Hoja de Cantoria. La parte superior de la formación Morenos-Montesinos de la unidad. Los Blanquizaes-Oría se parece, litológicamente, a partes del miembro pizarra-grauwacka de la formación Piar del complejo Maláguide, que es de edad Devoniano-Carbonífera (véase la Memoria de la Hoja de Vélez Rubio). En la formación de cuarcitas y filitas de la unidad Partalao y en la parte superior de la formación Tonosa, de la unidad Los Blanquizaes-Oría, se ha encontrado yeso, lo que indica una edad (Permo-)Triásica para esa parte de las formaciones (véase SIMON, 1963). En la Hoja de Vélez Rubio se han encontrado algas unos 200 metros encima de la formación Estancias de la unidad Alpujárride, que se puede correlacionar con la unidad Los Blanquizaes-Oría. Según LEMOINE, ellas indicarían el Ladiniense (véase DE VRIES y ZWAAN, 1967). Sobre la base, que admitimos como pobre, de los

citados criterios, se pueden atribuir las siguientes edades a las secuencias de rocas Alpujárrides de la Hoja de Cantoria:

Triásico Medio-Superior: Formaciones de carbonatos de las diversas unidades Alpujárrides.

(Permo-)Triásico: Formaciones de cuarcitas y filitas de las unidades Partalao y Hernán Valle-Montroy; formación Tonosa de la unidad Los Blanquizaes-Oria.

Devónico-Carbonífero (¿y más antiguo?): Formaciones de micasquistos de las unidades Partalao y Hernán Valle-Montroy; formación Morenos-Montesinos de la unidad Los Blanquizaes-Oria.

No se ha hecho ninguna diferenciación de la formación de micasquistos de la unidad Granja. Como se ha indicado en el párrafo 1.3.2.1, esta formación comprende diferentes series litológicas. Se ha intentado atribuir una edad Permiana a Triásico Inferior a la parte superior, de colores más claros, mientras que la inferior, más oscura, se piensa que representa el Devónico-Carbonífero (¿y más antiguo?).

Investigaciones recientes de la microfauna han revelado que en algunas unidades Alpujárrides, fuera de la Hoja de Cantoria, el límite entre las secuencias pelítico-psammíticas (debajo) y las carbonatadas (encima) está dentro del Triásico Medio, en el Ladiniense. Hasta ahora este límite se había colocado, sobre bases litoestratigráficas, en el contacto del Triásico Inferior y Medio (véase KOZUR et al., 1974). En espera de los resultados que se obtengan del estudio de la microfauna de los carbonatos desmuestros en la Hoja de Cantoria, tenemos que contentarnos con el límite indicado.

Petrografía de las secuencias de rocas de la unidad Campillo

Formaciones de micasquistos (incluso formación Morenos-Montesinos)

Las rocas de las formaciones de micasquistos contienen los siguientes minerales: albita, andalucita, apatito, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica incolora, epidota, granate, material grafitoide, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, esfena, estaurólita, turmalina y circón.

Los más importantes minerales petrogénicos son la biotita, mica incolora, cuarzo, material grafitoide y minerales metálicos. El material grafitoide se ha concentrado en las capas micáceas y es el principal responsable del color oscuro de las rocas. Los esquistos muestran una esquistosidad bien desarrollada con fuerte foliación. En la mayor parte de los casos se ha desarrollado una crenulación con micropliegues angulares, que origina otra foliación a lo largo de estos planos de diaclasado. Las venillas de cuarzo son casi siempre paralelas a la esquistosidad y a veces están plegadas

isoclinamente. Los granates forman porfidoblastos de hasta 800 μ . Sólo se ha encontrado estaurilita en unas pocas secciones delgadas en forma de pequeños cristales anhedrales de hasta 200 μ . El cloritoide, con laminillas de unos cientos de micras, es paralelo a la esquistosidad, en la mayoría de los casos, y a veces, es reemplazado por biotita y minerales de hierro. La albita se encuentra como cristales euhedrales principalmente, junto con cuarzo, en venillas que atraviesan las rocas, y como porfidoblastos anhedrales de hasta algunos centenares de micras, englobando inclusiones, con signos de movimientos rectilíneos o de rotación, de cuarzo, minerales metálicos y material grafitoide.

Formaciones de cuarcitas y filitas (incluyendo a las formaciones Tonosa)

Se han observado los siguientes minerales: albita, anfíbol, biotita, carbonato, clorita, cloritoide, mica incolora, epidota, granate, material grafitoide, malaquita, minerales metálicos, cuarzo, rutilo, leucóxeno, turmalina y circón.

Los principales minerales petrogénicos comprenden mica incolora, cuarzo y minerales metálicos. Solamente se ha hallado granate en algunas secciones delgadas. En unas pocas muestras se han encontrado cristales, orientados al azar, de anfíbol verde-azulado. El cloritoide, con un tamaño de hasta 250 μ , se presenta casi siempre paralelo a la esquistosidad. La epidota es algo frecuente, tanto en capas paralelas a la esquistosidad como en venillas. Son corrientes los porfidoblastos de albita de hasta medio milímetro.

Formaciones de carbonatos (incluyendo la formación Estancias)

Los carbonatos tienen una composición mineralógica algo sencilla. El constituyente principal es el carbonato. Además, pueden tener cantidades subordinadas de albita, mica incolora, cuarzo y mineral metálico (limonita y piritita). El cuarzo es de origen detrítico en parte, y en parte de nueva formación. La mica incolora, de hasta 400 μ , es principalmente de origen detrítico. Se la ha encontrado sobre todo en carbonatos de la parte inferior de las formaciones carbonatadas.

En la unidad Granja se han encontrado además los siguientes minerales «estáticos»: cordierita (formación de micasquistos) y talco (formación de carbonatos y parte superior de la formación de micasquistos). La cordierita se presenta también probablemente en la formación de micasquistos de la unidad Hernán Valle-Montroy.

1.4 SEDIMENTOS POST-OROGENICOS

Ocupan una amplia franja en el Valle del Almanzora comprendida entre

las sierras de las Estancias al Norte y Filabres al Sur. Comprenden sedimentos que varían en edad desde el Tortonense Superior al Cuaternario, con un neto predominio de los materiales detríticos.

Se considera esta zona como una comunicación entre la Depresión de Guadix-Baza, al Oeste, y el mar abierto (Cuencas de Vera, Cuevas) al Este.

Los antecedentes sobre datos geológicos referentes a estos materiales son escasos; sin embargo, destacaremos los trabajos de VERA, J. A. (1970) en la Depresión de Guadix-Baza; VOLK (1966) en la Cuenca de Vera; MALDONADO, A. (1969), que junto con los obtenidos por uno de nosotros (MARTIN, L., 1972) en el sector Serón-Purchena, han sido de mucha utilidad.

1.4.1 NEOGENO

Dentro del Neógeno, se han distinguido las siguientes formaciones litológicas de abajo a arriba:

- Formación de conglomerados.
- Formación de arenas y lutitas grises.
- Formación de microconglomerados y areniscas bioclásticas.
- Formación de margas y margocalizas con intercalaciones areniscosas.
- Formación de margas y margocalizas azuladas.

1.4.1.1 Formación de conglomerados (TC₁₁₋₁₂^{Bc3-Bc})

Constituye la formación de borde de las sierras de los Filabres y Estancias. Alcanza su máximo desarrollo en los sectores de Serón-Purchena y Armuña de Almanzora, en el borde sur de la depresión y de la sierra de Oria en el sector NE de la Hoja. En general y salvo el afloramiento de Oria, los afloramientos en el borde N de la depresión son muy poco importantes e incluso hay zonas en que faltan. Posteriormente nos referiremos con más detalle a este hecho.

Dentro de esta formación se distinguen tres tramos fundamentales:

- 1) Calizas organógenas.
- 2) Conglomerados groseros de color rojo.
- 3) Conglomerados, arenas y lutitas grises con niveles arrecifales.

1) Calizas organógenas

Se encuentran localmente en el borde sur de la depresión. Consisten en pequeños afloramientos, como máximo de 10 metros de espesor, siempre en contacto con los materiales de los complejos tectónicos distinguidos en la Zona Bética. El contacto, aunque en un principio es discordante, aparece normalmente mecanizado.

Estos afloramientos, siempre esporádicos, por su poco desarrollo, no han podido distinguirse en cartografía. Los más representativos se sitúan en los barrancos del Hierro y Comata, al este de Serón.

Están formados por calizas muy nodulosas de color blanco, que engloban arena y grava (micasquistos). Pueden observarse numerosos restos de algas, corales, Equinodermos, Briozoos, etc., por lo general muy mal conservados.

Estas calizas están cubiertas por los conglomerados rojos; ahora bien, la naturaleza del contacto no está muy clara, ya que es difícil ver la estratificación.

Parece, sin embargo, tratarse de un contacto discordante erosivo; se engloban fragmentos de las calizas en los niveles muy bajos de la secuencia conglomerática.

Se han estudiado varias muestras de las calizas organógenas, tanto desde el punto de vista litológico como paleontológico. Corresponden a bioesparruditas bastante recrystalizadas, con cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas de tamaño arena. Entre los fósiles han podido determinarse: Melobesias, Globigerinoides sp. *Elphidium crispum* y Bulimina?, Equinodermos, Briozoos, etc.

Aunque no pueden darse precisiones estratigráficas de detalle, atribuímos a estas calizas una edad Tortoniense Superior.

2) Conglomerados rojos

Es el tramo mejor representado de toda la formación conglomerática, llegando a alcanzar potencias del orden de los 150 a 200 metros en los sectores de Oria y Serón-Purchena. Se sitúan discordantemente sobre materiales de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. En muchos puntos este contacto está afectado por la tectónica.

Litológicamente corresponden a conglomerados de matriz lutítico-arenosa de tono rojizo. Los cantos son, fundamentalmente, fragmentos de rocas metamórficas (micasquistos grafitosos con granates, micasquistos cuarzosos, cuarcitas, mármoles, etc.), provenientes, principalmente, de las distintas formaciones del Complejo Nevado-Filábride. Los fragmentos procedentes de las unidades Alpujárrides están fuertemente subordinados en relación a los anteriores y empiezan a aparecer en los niveles estratigráficamente más altos de la secuencia conglomerática.

Los cantos son de angulares a subredondeados con gran predominio de los primeros y están pobremente calibrados, coexistiendo grandes bloques que llegan incluso a sobrepasar el metro de diámetro con otros de tamaño grava, lo que dan un aspecto de extremada heterometría.

Existen numerosas intercalaciones de capas lutítico-arenosas, tanto más

abundantes cuanto más lejos del borde de la cuenca, así como en los niveles estratigráficos más altos (tramo 3 de la formación conglomerática).

Se han hecho estudios granulométricos y mineralógicos de los niveles arenosos intercalados en la secuencia conglomerática. Las curvas acumulativas obtenidas (ver fig. núm. 6) corresponden a depósitos poco calibrados, con índices de heterometría de Caillex (Hé) y $Qd\phi$ de Krumbein, comprendidos entre 0,6-1,5 ϕ ; esto, unido a la forma de las curvas, parece indicar un depósito de tipo fluvial.

La composición mineralógica media para las arenas de: fragmentos de rocas metamórficas (micasquistos, mármoles, cuarcitas) en proporción del 60-70 por 100, cuarzo 20-25 por 100 y feldspatos siempre menor del 5 por 100; corresponde, por tanto, a litarenitas de tipo filarenita. Como componentes accesorios tenemos, por orden de abundancia: mica blanca, minerales metálicos (generalmente de hierro) granates, clorita, biotita, zircón y turmalina.

3) *Tramo de conglomerados, arenas y lutitas grises, con niveles de calizas arrecifales*

Los conglomerados del tramo anterior van pasando gradualmente a este último miembro, en el que los conglomerados ya no son tan groseros, se pierde el color rojizo de la matriz a la vez que hay un neto predominio de los niveles arenosos con intercalaciones de calizas arrecifales.

Los mejores afloramientos de este tramo se localizan en la zona de Armuña, Almanzora y Serón-Estación de Serón.

En el primer afloramiento citado ha podido obtenerse un pequeño corte de detalle. De abajo a arriba se distinguen:

- 6 m. Conglomerados de matriz arenoso-limosa gris, con intercalaciones de niveles de arenas limoso-arcillosas con espesor de 10-40 cm. Los cantos corresponden a esquistos, cuarcitas, micasquistos granatíferos, etc.

En los niveles arenosos se ha determinado: fragmentos de rocas metamórficas (40 por 100), fragmentos de antiguas areniscas (20 por 100), fragmentos de rocas carbonatadas (15 por 100), cuarzo (10 por 100), mica blanca (10 por 100). Como accesorios: biotita, minerales metálicos, sillimanita, clorita, granates, turmalina y zircón.

- 5 m. Conglomerados y arenas. Cuerpos lenticulares de conglomerados groseros (diámetro medio, aprox. 15 cm.).

La naturaleza de los cantos es semejante al nivel anterior y en los niveles arenosos se da un aumento de los porcentajes de cuarzo (25 por 100) y mica blanca (35 por 100). Los accesorios son idénticos, con la desaparición de sillimanita y presencia de anfíbol.

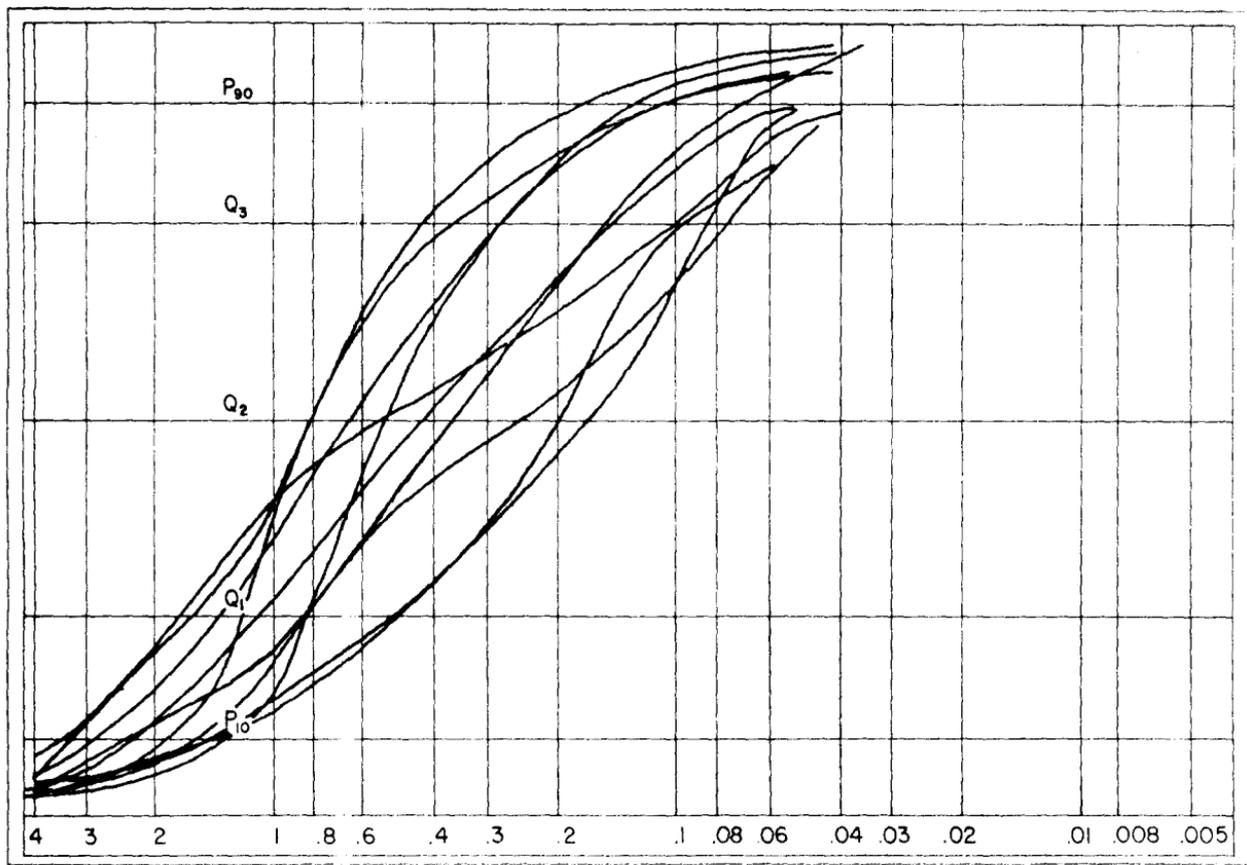


Figura 6

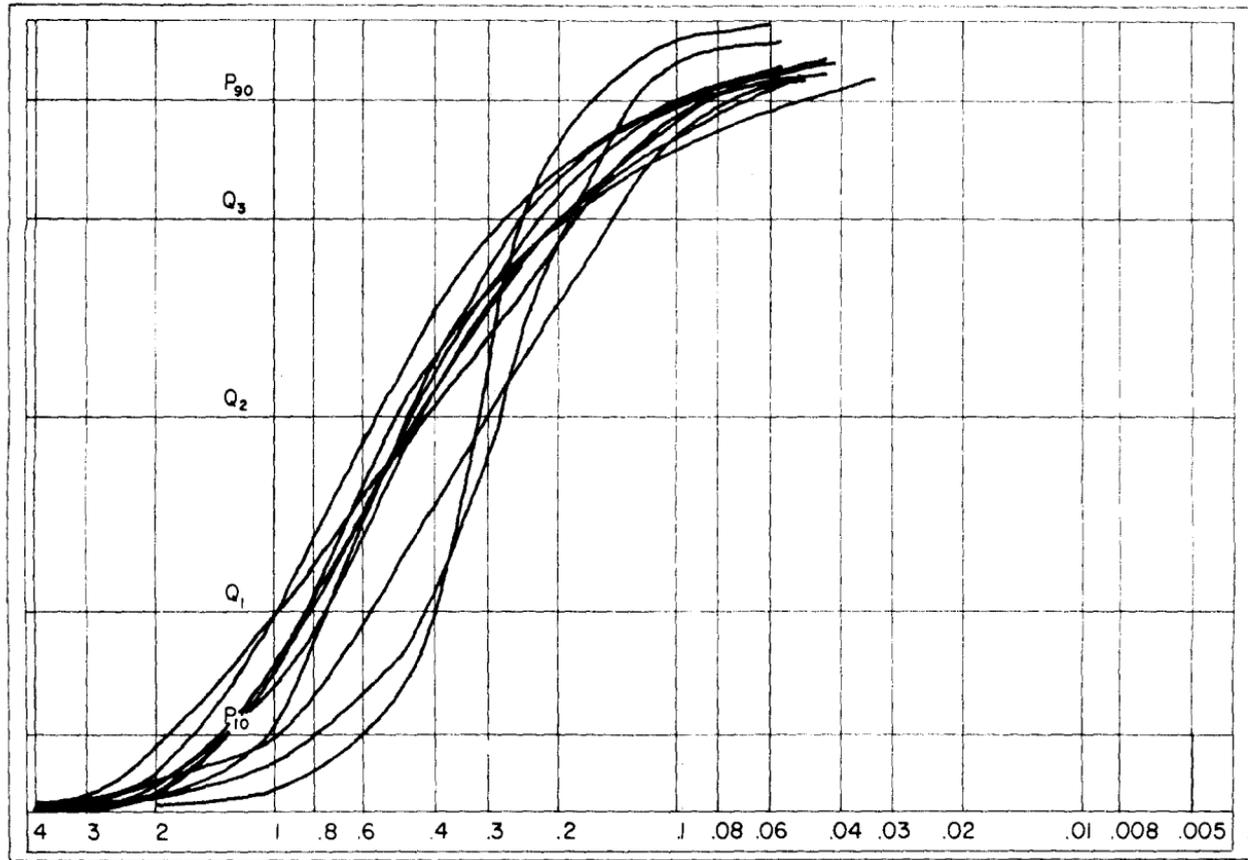


Figura 7

- 4 m. Arenas arcilloso-limosas con algunos cantos aislados de esquistos y cuarcitas.
La composición mineralógica de los niveles arenosos es idéntica a la señalada en el nivel anterior.
- 3 m. Conglomerados y arenas. Aumenta la proporción de cuarzo y fragmentos de areniscas antiguas en relación con los niveles anteriores.
- 3 m. Calizas organógenas. Corresponde a un biolito de algas. Las algas han englobado micrita fosilífera con fragmentos de rocas metamórficas (micasquistos) y cuarzo de tamaño arena media a limo grueso.
- 6 m. Conglomerados (con cantos de calizas de algas) y arenas con composición mineralógica de: cuarzo (45 por 100), fragmentos de roca metamórfica (23 por 100), fragmentos de rocas carbonatadas (18 por 100), mica blanca (10 por 100) y en menor proporción: minerales metálicos, granates, clorita, biotita, zircón, turmalina y glauconita.

En el sector de Serón, como ya dijimos anteriormente, hay una disminución considerable en el tamaño de los clastos, apareciendo varios niveles de calizas organógenas, que forman auténticos biolitos de algas y corales. En la parte superior de estos niveles suelen encontrarse lumaquelas de ostras.

En la figura núm. 7 se han representado diversas curvas acumulativas para las arenas de esta zona. Puede observarse que la selección es mejor que el tramo anterior, pudiendo estar ligados a corrientes laminares. Conclusiones semejantes son obtenidas en los análisis efectuados por VERA, J. A. (1970) en zonas próximas.

En la figura núm. 8 se muestra un diagrama CM de Passega, para distintas muestras de este sector. Corresponden 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 cantidad de materiales (torrentes) que desembocan en un medio acuoso. La existencia de niveles arrecifales, incompatibles con un medio turbulento, nos indica que debieron existir períodos tranquilos, sin aportes, en el que se desarrollarían las calizas arrecifales (MALDONADO, A., 1969; MARTIN, L., 1972).

Según lo expuesto, hay que pensar que el ambiente de depósito para esta formación ha sido muy diverso, con depósitos fluviales, corrientes turbulentas y marino-costero, según la distancia a los bordes. VERA (1970), señala un ambiente de depósito muy complejo para esta formación, sobre todo en el sector de Serón-Purchena, considerando que sería la zona de

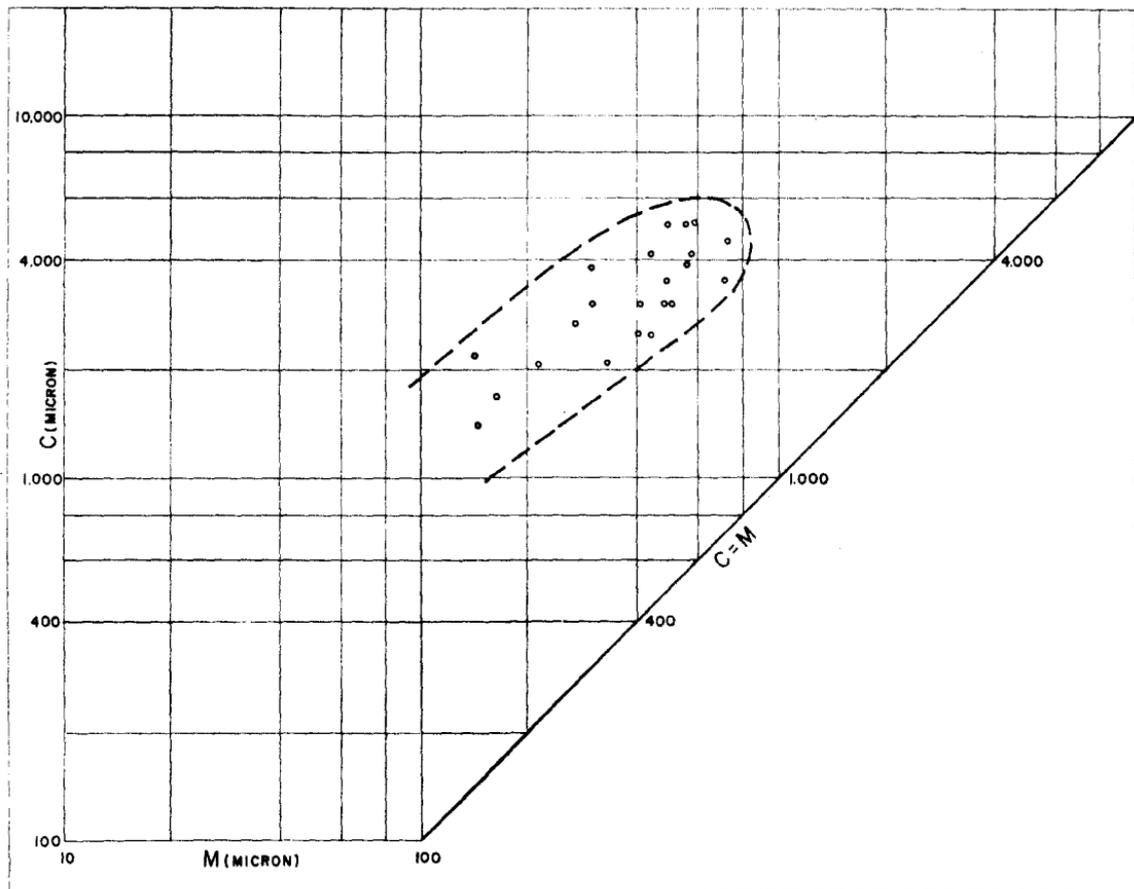


Figura 8

comunicación de la albufera (Depresión de Baza) con el mar abierto (Cuenca de Albox y Huércal-Overa). Esta comunicación sería sólo eventual.

Los argumentos que tenemos para la datación de esta formación son escasos. Los fósiles clasificados no dan precisiones estratigráficas; sin embargo, le atribuimos una posible edad Tortoniense Superior-Andaluciese, ya que la formación suprayacente se data como tránsito Tortoniense-Andaluciese.

1.4.1.2 Formación de arenas y lutitas grises (T_{S11-12}^{Bc3-Cc})

Alcanza su máximo desarrollo en el borde norte de la depresión, en los sectores de Lúcar-Urracal y Somontín. En el borde de la Sierra de los Filabres, quedan restringidos a las proximidades de Purchena. Se sitúa discordantemente (discordancia erosiva) sobre la formación conglomerática descrita anteriormente, o bien y también discordantemente sobre los materiales del Complejo Alpujárride (fundamentalmente formación Estancias).

Cuando está en contacto con la «formación de conglomerados» (T_{C11-12}^{Bc3-Bc}) la discordancia erosiva es muy manifiesta en algunos puntos (ej., Zona Purchena), pero en otros lugares se hace difícil la interpretación de la naturaleza del contacto. No descartamos la posibilidad de que puedan existir cambios laterales de facies con la formación anterior, sobre todo hacia la parte occidental de la Hoja.

Litológicamente está formada por lutitas grises con intercalaciones arenosas y en menor proporción de conglomerados. Son también frecuentes los niveles de calizas organógenas, distribuidas irregularmente y sin apenas continuidad lateral. Corresponden a biolitos de algas y briozoos, con escaso contenido en cuarzo y fragmentos de roca metamórfica.

Las arenas presentan como composición mineralógica media: cuarzo (53 por 100), fragmentos de rocas metamórficas (fundamentalmente micasquistos grafitosos) (10 por 100), mica blanca (35 por 100), fragmentos de rocas carbonatadas, abundante biotita, minerales metálicos (casi exclusivamente de hierro), granates, turmalina y zircón. Hay que hacer notar la abundancia de cuarzo en relación con las arenas de la «formación de conglomerados», que unido a un mejor calibrado y redondeamiento nos indica un mayor grado de madurez, tanto textural como mineralógico.

Existen numerosos y notables ejemplos de laminación y estratificación cruzada.

Se ha determinado abundante microfauna: *Orthomorphina* sp. (cf. *tennicostata*), *Orbulina universa*, *Uvigerina* aff. *schwageri*, *Spiroplectammina carinata*, *Marginulina costata*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina tenuistriata siphogenerinoides*, *Globigerinoides obliquus*, *Bulivina buchiana*, *Nonion balanum*, *Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp.

Atribuimos a esta formación, cuyo carácter masivo es evidente, una edad Tortoniense Superior-Andaluciense basal.

La potencia máxima observada es del orden de 30-40 metros.

1.4.1.3 Formación de microconglomerados y areniscas bioclásticas (T₁₂^{Bc})

Queda restringida a unos pocos afloramientos situados en las proximidades de Lúcar-Urracal y Somontín en el borde de la Sierra de las Estancias y en Purchena (borde de la Sierra de los Filabres). Se sitúa en contacto discordante con la «formación de lutitas y arenas grises», y en algunos puntos sobre la formación Tonosa del Complejo Alpujárride.

Litológicamente está formada por microconglomerados, areniscas de color gris y amarillento con cantos bastante redondeados y con un predominio neto de fragmentos de cuarcitas y cuarzos sobre los fragmentos de micasquistos.

Es abundante la microfauna, aunque muy mal conservados, lo que impide su clasificación. Está formada por: *Prionustracea diversiformis* (MICH), *Clypeaster* sp., *Lamelibranchios*, *Moluscos*, etc.

Los fósiles no son determinativos, por lo que la edad Andaluciense para esta formación, la damos basándonos en su posición estratigráfica.

La potencia máxima estimada es del orden de 30 metros.

1.4.1.4 Formación de margas y margocalizas con intercalaciones de areniscas (T_{11.12}^{Bc3-Bc})

Se sitúa aparentemente concordante sobre la formación anterior (existiendo también un cambio lateral de facies entre las dos formaciones) y discordantemente sobre las formaciones de «conglomerados» y de «lutitas y arenas grises». Presenta un típico carácter transgresivo con color de alteración amarillenta y azuladas en corte fresco con intercalaciones de areniscas más frecuentes y potentes en los tramos basales, donde se pone de manifiesto el cambio lateral de facies con la «formación de microconglomerados y areniscas bioclásticas».

La composición mineralógica media de las areniscas da: cuarzo (28 por 100), feldespatos calcosódicos (3 por 100), fragmentos de rocas metamórficas (10 por 100), fragmentos de rocas carbonatadas (12 por 100), y proporciones inferiores de minerales metálicos, granate, turmalina y zircón; el resto, hasta 100 por 100, lo constituye el cemento carbonatado.

Las margocalizas presentan microfacies de micrita y biomicritas con arena y limo.

La microfauna es abundantísima, habiéndose determinado: *Orthomorfina tenuicostata*, *Spiroplectamina carinata*, *Globorotalia scitula ventriosa*, *Bu-*

limina aculeata, *Globigerinoides obliquus*, *Ammonia beccarii*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Bolivina arta*, *Globorotalia* ex. gr. *menardi*, *Bolivina dilatata*, *Uvigerina striatissima*, *U. peregrina*, *Elphidium crispum*, *Globorotalia pseudobesa*, *Orbulina universa*, *Planulina ariminensis*.

La edad atribuida a esta formación es Andaluciense, con posibilidad de que llegue incluso al Plioceno.

La potencia máxima observada es aproximadamente de 100-150 metros.

1.4.1.5 Formación de margas y margocalizas azuladas (Tm^{Bc-B}₁₁₋₂)

Aflora ampliamente en la parte occidental de la Hoja, encima de la formación anteriormente descrita. En cartografía se ha marcado un contacto «concordante supuesto», por la dificultad que presenta su separación. Para ello se ha realizado atendiendo a la disminución de los niveles areniscosos, que llegan incluso a desaparecer. También hay que considerar que esta formación, en su mayor parte, corresponde a un cambio lateral de facies de la anterior. Estas dos formaciones, en conjunto, fueron descritas como «Formación de las Tierras Blancas» (MARTIN, L., 1972).

Las margas y margocalizas azuladas también se sitúan en algunos puntos en contacto discordante sobre la «formación de conglomerados» de base, e incluso sobre las Unidades Alpujárrides. Su carácter transgresivo es claro.

Su máxima potencia observada es del orden de los 150 metros; aunque en los sondeos realizados en la zona se han cortado más de 300 metros de estos materiales.

Litológicamente está constituida por margas y margocalizas con color de alteración blanco-amarillento y azuladas en corte fresco. Presentan microfacies de biomicritas y micritas fosilíferas, con escaso contenido en terrígenos en los tramos más altos estratigráficamente, pero que van aumentando en importancia y tamaño hacia los bordes de la depresión y tramos inferiores. Los minerales detríticos están formados casi exclusivamente por cuarzo y en menor proporción por fragmentos de rocas metamórficas y mica. Existen cristales de yeso irregularmente distribuidos.

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

Se han determinado: *Orthomorphina tenuicostata*, *Spiroplectammina carinata*, *Globorotalia scitula ventriosa*, *Bulimina aculeata*, *Globigerinoides obliquus*, *Ammonia beccarii*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Bolivina arta*, *Globorotalia* ex. gr. *menardi*, *Reussella spinulosa*, *Globigerina* sp., *Uvigerina peregrina*, *Virgulina schreibersiana*, *Valvulineria bradyana*, *Nonion boueanum*, *Globorotalia* aff. *scitula ventriosa*, *Eponides praecintus*, *Margulinula costata*,

Planulina ariminensis, etc., que nos dan una edad Andaluciense-Plioceno (?) para esta formación.

1.5 PLIOCUATERNARIO (T₂^B-Q)

Representado por pequeños afloramientos en la zona oriental de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Parlatoa, y en las márgenes de la rambla de Oria. Quedan también algunos pequeños retazos, desde todo punto de vista incartografiables, al norte del río Almanzora, entre Olula y Cantoria.

Aparece en discordancia erosiva y angular con los materiales de las formaciones anteriormente descritos.

Litológicamente está formado por conglomerados y arenas muy cementados. Los cantos proceden de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Se han observado algunos ejemplos de megaestratificación cruzada.

La potencia máxima observada no sobrepasa de 5 metros.

En cuanto a la naturaleza del depósito pensamos pueda tratarse de un glacis antiguo aterrazado. Lo atribuimos al Pliocuaternario, basándonos en criterios de campo y regionales.

1.6 DEPOSITOS CUATERNARIOS (QG, QAL, QT, QL, QTr, Q)

Dentro de estos hemos distinguido:

Glacis (QG)

La cuenca Neógena está cubierta, en parte, por una serie de glacis que se extienden hasta las estribaciones de la sierra de las Estancias. Con frecuencia se localizan ligados a los ríos actuales y a veces en una sola ladera, por lo que dan valles asimétricos.

La superficie del glacis está formada por conglomerados y arcillas de color rojizo.

Los diferentes niveles de glacis se establecieron en virtud del descenso relativo del nivel de base. Los glacis aparecen abarrancados por dos ciclos erosivos, el primero ha dado valles amplios y poco profundos, en los que se encajan los actuales cauces, que han dado erosión en «badland».

Depósitos aluviales (QAL, QT)

Se limitan a los sedimentos que ocupan las ramblas y lechos de los ríos actuales (QAL), estando constituidos por bloques, cantos, gravas y arenas, producto de erosión de los materiales de relleno de la cuenca y de los relieves circundantes.

También hay pequeñas terrazas (QT) irregularmente distribuidas, asocia-

das al río Almanzora y a las ramblas que desembocan en dicho río. Están formados por materiales idénticos al aluvial actual.

Pie de monte y derrubios de ladera (QL)

Se distribuyen por las zonas cercanas a los relieves montañosos y desembocadura de los arroyos procedentes de estos relieves. Están constituidos por arenas, brechas y cantos sueltos, procedentes de los diferentes complejos tectónicos de la zona Bética.

Travertinos (QTr)

Existen depósitos de tobas calizas o travertinos de muy poca extensión, localizados en las proximidades de Lúcar y Urracal, y formados por calizas de crecimiento sobre restos vegetales, debido a las existencias de aguas bicarbonatadas.

Cuaternario indiferenciado (Q)

Formados por derrubios que se localizan en zonas próximas a los relieves montañosos y en donde la erosión ha sido más intensa. Está constituido por bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas.

2 TECTONICA

Las secuencias de rocas preterciarias de la Hoja de Cantoria pertenecen casi por completo al complejo Alpujárride. Solamente se hallan algunos afloramientos de los complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón en la parte más meridional. En el complejo Alpujárride se han diferenciado dos unidades tectónicas principales, a saber, la unidad Partalao (debajo) y la unidad Campillo (encima). El desarrollo litoestratigráfico de la unidad Partalao, y en especial de su formación carbonatada, es diferente de la de la unidad Campillo. Además, desde un punto de vista regional, el grado de metamorfismo cinemático en la unidad Partalao es inferior al de la unidad Campillo. Otra característica notable es que la esquistosidad más destacada de la unidad Partalao está relacionada con la fase más antigua que se puede reconocer de deformación, mientras que en la unidad Campillo la esquistosidad más destacada se relaciona con una segunda fase de deformación (J. H. AKKERMAN, comunicación personal). En la unidad Campillo se han diferenciado tres elementos tectónicos, desde abajo hacia arriba: la unidad Granja, la unidad Los Blanquizaes-Oria y la unidad Hernán Valle-Montroy. El desarrollo litoestratigráfico de las tres unidades citadas tiene

muchos puntos de semejanza y lo mismo se puede decir del desarrollo tectónico-metamórfico más antiguo. La distinción se ha hecho esencialmente por razones geométricas.

Hacia el Este, la unidad Partalaoa tiene su continuación en la parte meridional de la Hoja de Huércal-Overa, incluyendo la unidad Alpujárride inferior de la región Limaria y la unidad Variegato de SIMON (1963), en la sierra de Almagro, y en la parte septentrional de la Hoja de Vera (unidad Variegato de BICKER, 1966, y VOET, 1967). Hacia el Oeste, la unidad Partalaoa se puede trazar a lo largo del borde septentrional de la Hoja de Fiñana y del borde meridional de la Hoja de Baza. Resulta discutible una correlación con las unidades Alpujárrides inferiores, situadas aún más hacia el Oeste (sierra de Baza y región al norte de la Sierra Nevada). A modo de ensayo, y sobre la base del desarrollo litoestratigráfico y la posición estructural, se ha correlacionado con la unidad Santa Bárbara (o con la unidad Quintana, o con ambas) de la sierra de Baza (DELGADO, 1971), con la unidad Alpujárride entre Alquife y La Calhorra, y la unidad Zujerio en la región al sur de la sierra Arana (GARCIA DUEÑAS y NAVARRO VILA, 1976). Además, existen semejanzas litoestratigráficas entre la unidad Partalaoa y la unidad de Lúcar-Gador, al sur de Sierra Nevada (ALDAYA y GARCIA DUEÑAS, 1976) y las unidades Alpujárrides en la región entre Aguilas y el Cabo de Palos (provincia de Murcia).

La unidad Granja tiene poca extensión y se distribuye principalmente al norte de Somontín y Urracal. En las partes más orientales y occidentales de la Hoja de Cantoria, no se han encontrado afloramientos de esta unidad. Por eso, no ofrece garantías una correlación con elementos Alpujárrides más o menos similares, fuera de la Hoja de Cantoria, en esta etapa de investigación.

La unidad Los Blanquizaes-Oria tiene la más extensa distribución de los elementos tectónicos de la unidad Campillo. Se pueden incorporar a esta unidad las secuencias de rocas del complejo Alpujárride en las Hojas de Chirivel, Vélez Rubio, la parte más meridional de la Hoja de Huércal-Overa y la más alta unidad Alpujárride de la región de Limaria. Hacia el Oeste, la unidad de Los Blanquizaes-Oria se puede trazar al oeste de la Sierra de las Estancias (Hoja de Baza). En la sierra de Baza tiene su equivalente en la unidad Blanquizaes (véase la Memoria de la Hoja de Baza). En la región al sur de sierra Arana, la unidad Alfaguara se puede correlacionar con más probabilidad con la unidad Los Blanquizaes-Oria (GARCIA DUEÑAS y NAVARRO VILA, 1976). En la región al sur de sierra Nevada, el desarrollo estratigráfico de la unidad Murtas muestra estrechas analogías con la unidad Los Blanquizaes-Oria (ALDAYA y GARCIA DUEÑAS, 1976).

La unidad Hernán Valle-Montroy representa el elemento tectónico más alto de la unidad Campillo. Solamente se ha encontrado en la parte más meridional de la sierra de Las Estancias, al oeste de Urracal. Basados en

su desarrollo litoestratigráfico y en su posición geométrica regional, en relación con los otros elementos Alpujárrides, parece ofrecer garantías un ensayo de correlación con la unidad Hernán Valle de la sierra de Baza (DELGADO, 1971), y con la unidad La Plata, en la región entre Sierra Nevada y Sierra Arana (GARCIA DUEÑAS y NAVARRO VILA, 1976).

Debido a los pocos afloramientos de rocas de los complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón, en la Hoja de Cantoria, y a la escasez de datos (micro-)tectónicos, el lector se ha de referir a las Memorias de las Hojas de Macael y Vera para encontrar una descripción detallada de la historia tectónica de dichas secuencias de rocas.

El análisis de las estructuras de deformación y pequeña escala, tanto en el campo como en secciones delgadas, revela que las secuencias de rocas del complejo Alpujárride en la Hoja de Cantoria han sido afectadas por varias fases de deformación. Para las secuencias de rocas (Permo-) Triásicas es obvia la edad alpina de deformación. Los estudios de estructuras a pequeña escala en rocas de supuesta edad Paleozoica (¿y más antigua?), revelan que las diversas fases de deformación que se han diferenciado en las series de «cobertera» afectan igualmente a las series del «basamento», mientras que no se ha podido probar la existencia de fenómenos estructurales que antecedan a las estructuras alpinas más antiguas. Por consiguiente, en la Hoja de Cantoria no se ha encontrado evidencia de una orogénia y metamorfismo prealpinos. Esta conclusión está en contradicción con la opinión aventurada por DE VRIES y ZWAAN (1967) de que en el complejo Alpujárride, en la región al sur de Vélez Rubio (Hojas de Vélez Rubio y Chirivel), o sea, en las secuencias de rocas Alpujárrides correlacionables con la unidad de Los Blanquizaes-Oria, existen discordancias angulares entre las secuencias de rocas de las formaciones Montesinos y Morenos y entre las formaciones Morenos y Tonosa (véase las Memorias de Vélez Rubio y Chirivel).

La primera fase de deformación alpina (D_1) originó un fuerte plegamiento a escala mesoscópica y especialmente a la microscópica, caracterizada por pliegues apretados e isoclinales con esquistosidad de plano axial S_1 . Durante esta fase la estratificación se transpuso a S_1 en forma amplia. En la unidad Alpujárride inferior, la unidad Partaloo, S_1 proporciona la esquistosidad más pronunciada, generalmente (J. H. AKKERMAN, comunicación personal).

La segunda fase de deformación (D_2) originó un plegamiento similar, de pliegues apretados e isoclinales, con una bien desarrollada esfoliación de crenulación (S_2). Esta característica estructural es la más significativa en la unidad Alpujárride superior, la unidad Campillo.

La tercera fase de deformación (D_3) plegó todas las estructuras previas. Los pliegues varían desde abiertos a apretados. En general, D_3 no da lugar a estructuras intrusivas.

Las fases posteriores de deformación son muy débiles y originan pliegues abiertos y «kink-bands» orientados irregularmente.

No se puede obtener ninguna prueba definitiva de un desarrollo contemporáneo de deformación a pequeña escala, dentro de las rocas de las diferentes unidades Alpujárrides, con excepción de las fases de deformación D_3 y post- D_3 , que se considera que han tenido lugar después del emplazamiento dinal de las unidades Alpujárrides y, en consecuencia, afectó a todas las unidades juntas. Se ha dado por supuesto, sin embargo, que los resultados del plegamiento, acompañados de deformación intrusiva, se pueden reconocer en áreas extensas (véase KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1975). Por esta razón se ha ensayado la correlación de las varias fases de deformación diferenciadas en las unidades Alpujárrides.

Los diversos movimientos de corrimiento se pueden relacionar con el citado esquema de deformación a pequeña escala. Se han diferenciado tres fases importantes de traslación. La primera es la «fase inicial», en el sentido de EGELER y SIMON (1969 a, b), y las dos más jóvenes dieron lugar al apilamiento final de las capas. La fase de deformación alpina más antigua reconocible (D_1) es considerada por varios autores como relacionada con un apilamiento inicial de mantos (T_1), de abajo a arriba: complejo Nevado-Filábride, complejo Ballabona-Cucharón, complejo Alpujárride y complejo Maláguide (ver EGELER y SIMON, 1969 a, b; KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1975). Sin embargo, en nuestra opinión, el apilamiento inicial de los diversos complejos no tuvo que tener lugar necesariamente de forma contemporánea, ni significa que los cuatro complejos participaron en este apilamiento inicial, como se supone por los autores citados. Se puede mencionar, a este respecto, que SIMON et al. (1976) (suponiendo el siguiente orden de dominios paleogeográficos, desde el (N) al (S) O, Ballabona-Cucharón, Nevado-Filábride, Alpujárride, Maláguide), aventuraron la hipótesis de que el apilamiento inicial del complejo Ballabona-Cucharón sobre el Nevado-Filábride ha sido causado por una subducción hacia el (N) E, mientras que el emplazamiento inicial de las unidades Alpujárride y Maláguide tuvo lugar, bastante más al (S) O, en conexión con la intrusión de grandes masas de rocas ultramáficas («diapirismo del manto»). En cualquier caso, ninguno de los contactos de corrimientos de la Hoja de Cantoria se pudo probar que fuese «inicial», en el sentido de EGELER y SIMON (op. cit.).

¡Esto significa que T_1 sigue siendo hipotético! Sólo en el complejo Ballabona-Cucharón de la sierra de Carrascoy (KAMPSCHUUR, 1972) y en la sierra de Orihuela (véase la Memoria de la Hoja de Orihuela), se ha establecido la vergencia de dirección para las estructuras generadas durante T_1 . Allí es hacia el sur (Oeste).

En el complejo Ballabona-Cucharón, tuvo lugar una fase de traslación entre D_1 y D_2 (T_{1b}) (véase KAMPSCHUUR, 1972). Probablemente también tuvo lugar una fase de traslación entre D_1 y D_2 en el complejo Nevado-Filá-

bride (KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1975) y en el complejo Alpujárride (WESTERHOF, 1975). La existencia de esta fase en el complejo Maláguide todavía es incierta.

Después de D_2 , que imprimió y a menudo borró las estructuras planares D_1 , una segunda fase mayor de movimiento cabalgante (T_2) alteró la (s) pila (s) inicial (es) de mantos de modo considerable. Esta fase se considera responsable del emplazamiento final de los complejos Alpujárride y Maláguide sobre las rocas de los complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón. T_2 causó también una fuerte tectonización dentro de las secuencias de rocas de los diversos complejos, dando lugar al corrimiento de parte de las series de «cobertera» con respecto a las del «basamento», con el resultado de que en el complejo Alpujárride las rocas (Permo-)Triásicas están actualmente en contacto directo con las rocas Paleozoicas metamórficas más altas. En el complejo Nevado-Filábride y especialmente en el complejo Ballabona-Cucharón, tuvo lugar una fuerte brechificación (LEINE, 1968). Además, se considera a T_2 responsable de la imbricación de elementos de los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride, a lo largo del borde septentrional de la sierra de los Filabres (LEINE, 1966; VOET, 1967; KAMPSCHUUR, 1975). Ha de considerarse la posibilidad de que las estructuras de pliegues, desde apretados hasta isoclinales, en la región de Cerrón de Cantoria (parte SO de la Hoja de Cantoria), se hayan generado durante T_2 (A. A. van WINKOOP, comunicación personal).

D_3 afecta los planos anteriores. En la parte Nordeste de la adyacente Hoja de Macael, KAMPSCHUUR (1975) estableció que los pliegues de D_3 afectaron a las sucesiones «anormales», que comprenden elementos de los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride (de la unidad Partalao). Esto implica que el emplazamiento de, al menos, una parte del complejo Alpujárride tuvo lugar antes de D_3 . Esta fase se considera también responsable de algunas estructuras megascópicas en la Hoja de Cantoria, como:

- a) La estructura sinclinal de la cordillera Saliente-Las Estancias, con plano axial que buza hacia el Norte, y cuyo flanco meridional está representado en la parte nordeste de la Hoja de Cantoria.
- b) La estructura sinclinal al sudoeste y nordeste del Km. 5,2 de la carretera de Partalao a Oria.

Después de D_3 , una fase de traslación (T_3) causó imbricaciones y cabalgamientos sin importantes desplazamientos laterales, especialmente en el complejo Alpujárride. Esta fase se considera responsable de la mayoría de las actuales relaciones entre las diversas unidades Alpujárrides, incluyendo las imbricaciones dentro de ellas, con el resultado de que, por ejemplo, rocas de las formaciones Estancias o Tonosa, o de ambas, de la unidad Los

Blanquizaes-Oria, estén ahora en varios sitios en contacto directo con rocas metamórficas más altas de la formación Morenos-Montesinos. T_3 se dirige en general hacia el sur, como está indicado por el claro buzamiento N de los planos de cabalgamiento.

Tras T_3 , en los complejos tectónicos no hay movimientos de deslizamiento importantes. Después de T_3 , afectó al área un plegamiento débil, fallas normales y transversales y basculamiento. Además tuvieron lugar movimientos de gravitación, que se pueden observar bien en la región al oeste del vértice Partalao. Las fallas transversales tienen una dirección predominante NNO.-SSE. o NO.-SE., perpendicular a la dirección general de la cordillera.

Vista la ausencia de sedimentos post-Triásicos en los complejos tectónicos de la Hoja de Cantoria, no se puede decir nada sobre la edad exacta de la mayor parte de los movimientos orogénicos. En la Memoria de la Hoja de Vélez Rubio, se ha discutido que T_2 y T_3 probablemente tuvieron lugar en época Oligo-Miocena. La edad de las traslaciones T_1 es muy dudosa. En nuestra opinión, lo más probable es una edad Mesozoica tardía o Terciaria temprana (véase también la Memoria de la Hoja de Vélez Rubio y KAMPS-CHUUR y RONDEEL, 1975).

Como ya se ha mencionado, en el complejo Alpujárride de la Hoja de Cantoria se han diferenciado dos unidades tectónicas importantes, a saber, la unidad Partalao (debajo) y la unidad Campillo (encima). Vistas las diferencias marcadas en litoestratigrafía, especialmente por lo que respecta a las formaciones de carbonatos, y en desarrollo tectónico-metamórfico, la diferenciación entre las unidades Partalao y Campillo debió tener lugar esencialmente antes de T_2 . La cuestión de cuándo, y en consecuencia, dónde tuvo lugar la diferenciación de las unidades tectónicas dentro de la unidad Campillo, implica muchos problemas. La unidad Granja se caracteriza por un notable metamorfismo estático, que ocurrió después del emplazamiento final del complejo Alpujárride, o sea después de T_2 . En vista de lo expuesto, y de la posición geométrica de la unidad Granja con respecto a la de Los Blanquizaes-Oria, parece más probable, en esta etapa de las investigaciones, que la unidad Granja represente, desde un punto de vista regional, un elemento tectónico menor en la unidad Los Blanquizaes-Oria. Se piensa que durante D_3 se desarrollaron en la unidad Los Blanquizaes-Oria un cierto número de estructuras anticlinales y sinclinales, que fueron imbricadas durante T_3 . Siguiendo esta línea de pensamiento, la unidad Granja representa una de las estructuras imbricadas cerca del contacto con la unidad Partalao infrayacente. En esta zona se desarrolló un fuerte metamorfismo estático después (¿y durante?) T_3 , que originó el actual y notable aspecto de la unidad Granja. Es dudoso, en esta etapa de la investigación, si la diferenciación entre la unidad Los Blanquizaes-Oria y la unidad Hernán Valle-Montroy se llevó a cabo antes (o durante) T_2 , o después de T_3 . Vista la posición geométrica regional de la unidad Hernán Valle-Montroy y de los elementos que se

pueden correlacionar fuera de la Hoja de Cantoria, se ha supuesto, a modo de ensayo, que la diferenciación tuvo lugar antes de D_3 , es decir, antes o durante T_2 .

3 METAMORFISMO

En la Hoja de Cantoria solamente se manifiestan pequeños afloramientos de rocas de los Complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón. Por ello, para tener un esbozo de la historia metamórfica de la secuencia de rocas de los citados Complejos tectónicos, el lector ha de consultar las Memorias de las Hojas de Macael y Vera.

Varios autores han supuesto que, por lo menos, una parte de las formaciones de micasquistos de las unidades Alpujárrides han sido afectadas por metamorfismo pre-alpino (véase DE VRIES y ZWAAN, 1967; EGELER Y SIMON, 1969 a, b). Sin embargo, investigaciones posteriores han señalado que no hay indicaciones de metamorfismo pre-alpino en el Complejo Alpujárride (véase las Memorias de las Hojas de Vélez Rubio, Huércal-Overa y Chirivel, y también KAMPSCHUUR, 1975; VISSER, 1977).

Hasta ahora no se han llevado a cabo investigaciones sobre las relaciones entre las fases de formación (alpinas) y las diversas fases de metamorfismo en la Hoja de Cantoria. Por ello, solamente se pueden hacer algunas observaciones sobre la historia metamórfica de las secuencias de rocas Alpujárrides en la Hoja de Cantoria y su relación con las citadas fases de deformación (véase el capítulo de Tectónica).

En la parte inferior de la formación Morenos-Montesinos y de las partes correlacionables de las formaciones de micasquistos de las otras unidades Alpujárrides, la primera fase de metamorfismo se caracteriza por los siguientes minerales: albita, clorita, cloritoide, mica incolora, mica coloreada (biotita), epidota, granate, minerales metálicos, cuarzo y estauroilita. Esta asociación apunta hacia la subfacies más alta de la facies de los esquistos verdes (subfacies de cuarzo-albita-epidota-almándino). El primer período de metamorfismo es pre- D_2 y posiblemente sin- D_1 . La primera parte de metamorfismo en las restantes partes de las secuencias litológicas de la unidad Campillo es también pre- D_2 . En este período se formaron, en general: albita, clorita, (?) cloritoide, mica incolora, mica coloreada, epidota, minerales metálicos y cuarzo. La asociación de los minerales indica la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita (hallada principalmente en las formaciones de cuarcitas y filitas (Permo-) Triásicas a la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita (hallada principalmente en las partes más altas de las formaciones de micasquistos).

En la formación de cuarcitas y filitas de la unidad Partalóa, durante la primera fase de metamorfismo, solamente se forman albita, calcita, clorita,

mica incolora y cuarzo, que indican la subfacies inferior de las facies de los esquistos verdes.

Con los datos disponibles, se ha supuesto que tuvo lugar un metamorfismo-pre D_2 , y posiblemente sin- D_1 , en el complejo Alpujárride, con disminución gradual de abajo a arriba. Debido a las últimas fases tectónicas este descenso gradual de metamorfismo sólo se puede observar en algunos sitios.

Durante esta segunda fase de metamorfismo, que esencialmente es sin- D_2 , se han formado los siguientes minerales en la unidad Campillo: albita, clorita, cloritoide, mica incolora, mica coloreada, epidota, minerales metálicos y cuarzo y, localmente, en las formaciones de micasquistos, andalucita. En la formación de cuarcitas y filitas de la unidad Partalao, solamente se han formado durante el segundo período de metamorfismo clorita, mica incolora y cuarzo.

Durante D_3 solamente tuvo lugar, en general, recristalización de clorita, mica incolora y cuarzo.

Finalmente, un metamorfismo estático dejó sentir su influencia sobre las rocas del complejo Alpujárride. Se ha supuesto a manera de ensayo, que esencialmente ocurrió después de D_3 . Los efectos de este metamorfismo se pueden observar en la unidad Campillo especialmente, en la región de Granja-Montroy. Originó porfiroblastos de albita, andalucita, clorita, mica (coloreada), cordierita y granate. En la unidad Granja se han formado durante esta fase de metamorfismo rutilo, talco y turmalina. Esta fase de metamorfismo es también la responsable de que las secuencias de rocas de la unidad Partalao, en la región al norte de la carretera de Somontín a Urrácal, tengan un grado de metamorfismo más elevado que las de la región Talavera-Partalao.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Como consecuencia del intenso metamorfismo, de la ausencia de fósiles y de estructuras sedimentarias definitivas, son pocas las conclusiones que pueden sacarse acerca de las circunstancias bajo las cuales se han depositado los materiales de los diversos complejos tectónicos distinguidos en la Zona Bética. Así, por ejemplo, de la mayoría de las rocas carbonatadas sólo puede decirse que son sedimentos marinos, y en cuanto a los materiales pelíticos y psammíticos, en la mayoría de los casos es difícil o incierto saber si se depositaron bajo condiciones marinas o continentales.

Dados los pocos afloramientos de rocas de los complejos Nevado-Filábride y Ballabona-Cucharón, existentes en la Hoja de Cantoria, el lector ha

de consultar las Memorias de las Hojas de Macael y Vera acerca del modo de deposición de las secuencias de rocas de dichos complejos.

La parte superior de la formación Morenos-Montesinos de la unidad Los Blanquizaes-Oria, está formada por rocas que se semejan a las del miembro de pizarras y grauwackas de la formación Piar, del complejo Maláguide que, por lo menos en su mayor parte, han sido depositados por corrientes turbidíticas (véase la Hoja de Vélez-Rubio). Por ello, parece probable un modo semejante de deposición para las secuencias de rocas mencionadas de la unidad de Los Blanquizaes-Oria y para las secuencias de rocas correlacionables en las formaciones de micasquistos de las otras unidades Alpujárrides de la Hoja de Cantoria.

La historia de la sedimentación de las secuencias (permo-)Triásicas, constituidas fundamentalmente por materiales pelíticos y psammíticos, es incierta. La presencia de yeso en las partes superiores de estas secuencias de las unidades Partaloa y Los Blanquizaes-Oria sugiere un depósito en medio salino.

Durante el Triásico Medio-Superior se depositaron rocas carbonatadas, lo que implica un cambio brusco en las condiciones de sedimentación. Las rocas carbonatadas de la formación Estancias de la unidad Los Blanquizaes-Oria, y de las formaciones correlacionables de otras unidades Alpujárrides, es lo más probable que hayan sido depositadas en condiciones marinas. En las formaciones de carbonatos que se pueden correlacionar con ellas, de las unidades Alpujárrides fuera de la Hoja de Cantoria, se ha hallado microfauna (especialmente Ostrácodos) que indican que las rocas se depositaron en aguas someras, a menos de 100 metros de profundidad (véase más adelante KOZUR et. al., 1974). En la formación de carbonatos de la unidad Partaloa se presentan intercalaciones pelíticas y psammíticas, que indican el influjo de los detritus terrígenos.

Como ya se ha mencionado (véase el capítulo de Tectónica), no se puede decir nada sobre la edad exacta de la mayor parte de los movimientos orogénicos. Esto se debe a la ausencia de sedimentos post-Triásicos en los complejos tectónicos de la Hoja de Cantoria. Se puede citar que se han expuesto varias teorías para explicar la ausencia de sedimentos post-Triásicos en los complejos Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón y Alpujárride, a saber: 1) transgresión tectónica en el Jurásico; 2) un período prolongado sin deposición durante el Mesozoico más joven y el Terciario temprano, y 3) erosión completa de una secuencia relativamente delgada de depósitos post-Triásicos (véase EGELER y SIMON, 1969 a, b).

Para la historia tectónica el lector ha de consultar el capítulo sobre Tectónica.

Después del emplazamiento de las unidades tectónicas, se han depositado sedimentos Neógenos y Cuaternarios.

Los materiales Neógenos más antiguos representados en la Hoja de Cantoria, pertenecen a la «formación de conglomerados».

Estos se formaron durante una etapa erosiva de gran intensidad y pese a la potencia que alcanzan, el depósito debió ser en un período relativamente corto de tiempo. Como se mencionó en el capítulo de Estratigrafía, el medio de depósito para esta formación debió ser mixto, con influencias fluviales y marino-costeras. La existencia de niveles arrecifales intercalados en la serie, incompatibles con un medio de turbulencia, nos indica que debieron existir períodos de calma en los procesos erosivos.

Los conglomerados son más abundantes en el borde de la sierra de los Filabres; lo que está en relación con la intensidad de la erosión, que fue mucho más intensa en la sierra de los Filabres, por la mayor diferencia de relieve (aumentando por la subsidencia de la cuenca), mayor actividad tectónica y naturaleza de los materiales con un neto predominio de micasquistos y filitas sobre rocas carbonatadas.

Posterior al depósito de las secuencias conglomeráticas, debió existir una etapa erosiva, que ha desmantelado en algunos puntos a esta formación. Esta erosión pudo ser en régimen submarino. También hay que tener en cuenta que el depósito de conglomerados no debió ser uniforme en potencia, sino que estaría en relación con la desembocadura de los torrentes que suministraron estos aportes.

Las distintas formaciones que se sitúan sobre «la formación de conglomerados» tiene un carácter marino muy claro, siendo transgresivo sobre los materiales más antiguos. El depósito durante estas etapas está ligado a la subsidencia de la cuenca, siendo la subsidencia diferencial el motivo de que se produzca discordancias angulares progresivas en el seno de estas formaciones.

En el Cuaternario (¿Plio-cuaternario?) se alcanza el nivel de colmatación de la cuenca, pero posteriormente tiene lugar un levantamiento en el conjunto de la región, que origina deslizamientos gravitatorios que han afectado a las distintas formaciones. A partir de este levantamiento la erosión es muy intensa, encajándose los cursos fluviales dando una forma de relieve «badlands» para las formaciones «de margas y margocalizas del Andaluciense-Plioceno».

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En tiempos pasados existió una buena actividad en el campo de la minería, tal como menas de cobre y plomo-argentífero, yeso, talco y carbonato bandeado («falsa ágata»).

En la actualidad sólo se explota talco y yeso, pero en pequeña escala.

En la región situada al norte de Somontín se ha encontrado talco en la unidad Granja. Un número pequeño de canteras está todavía en producción. Se ha hecho un estudio detallado de la génesis del talco por nuestro colega A. ACOSTA ECHEVARRIA, de la Universidad de Granada. Sus investigaciones todavía no están completas, y aún quedan muchos problemas por resolver sobre dicha cuestión. Según dicho investigador (ACOSTA ECHEVARRIA et al., 1974), «la talquización de los mármoles dolomíticos se ha efectuado por un proceso de metasomatismo silíceo a baja temperatura».

Las menas de cobre se han explotado en diversos lugares, dentro de la formación Estancias de la unidad Los Blanquizaes-Oria. En la actualidad todas las explotaciones están abandonadas.

En la antigua mina que hay al N. de Lúcar (1.722 m.), los principales minerales de cobre eran malaquita y azurita. Las rocas presentan un sistema de diaclasas muy bien desarrollado, a menudo rellenas de carbonatos con un bandeado rítmico.

La mineralización se concentra principalmente a lo largo de fracturas y sistemas de diaclasas. Entre las zonas mineralizadas se encuentran reliquias de rocas carbonatadas. Los materiales están fuertemente solificados con una textura cataclástica. La malaquita se encuentra frecuentemente en las partes carbonatadas de estas rocas, aunque también está presente en las zonas silicificadas.

La mina abandonada de malaquita-azurita que hay al O. de Lúcar presenta un tipo diferente de mineralización. En este tipo, son importantes constituyentes la barita y la fluorita (determinados por diferenciación de rayos X). Alternan bandas de fluorita de color púrpura con otras de barita de color rosa. La malaquita y azurita se encuentran a lo largo de diaclasas y en zonas con una distribución al azar de estos minerales. Los sulfuros (calcosina) están también presentes, casi siempre como delgados cristales anhedrales y raramente formando agregados más masivos.

Al sur del río Almanzora, cerca de Cantoria, el yeso se ha encontrado en rocas de la formación de cuarcitas y filitas de la unidad Partalao, en el contacto con la formación carbonatada. Al sur de Sufllí encontramos abundante yeso en los materiales de complejo Ballabona-Cucharón. Al O. del Cascaire (1.345 m.) se encuentra una zona de rocas carbonatadas bandeadas (onice, «falsa ágata») dentro de la formación Estancias de la unidad los Blanquizaes-Oria. El carbonato bandeado se encuentra en forma de venas buzando fuertemente y con una potencia mayor de 2 metros. Se pueden seguir a lo largo de la dirección del abuzamiento durante varios cientos de metros.

Las rocas alpujárrides contienen, a menudo, hierro residual.

En las formaciones más inferiores se encuentran manchas de limonita de varios centímetros, distribuidas frecuentemente a lo largo de diaclasas. En

las formaciones carbonatadas, el hierro residual (limonita) forma, a veces, una corteza masiva.

En cuanto a los materiales del Neógeno-Cuaternario, son muy pocas las posibilidades que presentan; sólo se explotan las graveras de los numerosos depósitos aluviales de ramblas y río Almanzora, y en general de todos los afloramientos de materiales detríticos, tan abundantes en la zona.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Dentro de los materiales paleozoicos, que tienen por lo general un carácter impermeable, se encuentran algunos acuíferos ligados a determinados niveles que presentan una permeabilidad mayor principalmente debida a una fuerte fracturación (cuarcitas, mármoles, gneises). Estos acuíferos, en general, se encuentran aislados y son independientes entre sí.

El acuífero más importante lo forman las calizas y dolomías de la formación Estancias, no sólo por la extensión y potencia de esta formación, sino por su permeabilidad, relativamente alta, debida principalmente a fracturación y disolución.

Dentro de los materiales terciarios, el conglomerado basal $T_{C_{11-12}}^{Bc3-Bc}$ presenta una permeabilidad de media a baja debida a fisuración y son escasas las captaciones de agua en este acuífero, que en conjunto es de poca importancia.

Mayor importancia dentro de estos materiales adquiere la formación de microconglomerados y areniscas T_{12}^{Bc} y los bancos areniscosos de la formación $T_{S_{11-12}}^{Bc-B}$. En éstos, las captaciones son más abundantes, y en ocasiones se encuentran fuentes en el contacto con materiales impermeables infrayacentes.

Las calizas arrecifales intercaladas dentro de la formación $T_{S_{11-12}}^{Bc3-Bc}$ representan un acuífero muy bueno, pero debido a su poca potencia no tienen mayor importancia, aunque en los pocos pozos que se explotan los caudales específicos son muy altos.

En los materiales cuaternarios los únicos que tienen importancia son los aluviales de las ramblas, que aunque no tienen una gran potencia, dado su gran permeabilidad y los caudales específicos muy altos, representan quizá el acuífero más explotado.

6 BIBLIOGRAFIA

ACOSTA ECHEVARRIA, A.; RODRIGUEZ GALLEGO, M.; y GARCIA CERVI-GON, A. (1974).—«Estudio mineralógico de los yacimientos de talco de Somontín y Lúcar (Almería)». *Estudios geológicos*, 30, pp. 459-461.

- ALDAYA, F. (1976).—«Les séquences lithologiques des nappes alpujarrides au Sub et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)».
- BICKER, R. E. (1966).—«Geological Investigations in the región west of Antas and Cuevas de Almanzora, southeastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 124 pp.
- BROUWER, H. A. (1962 a).—«Overthrust structure in the Eastern Betic Cordilleras». *14 Congrès géol. int. Madrid*, pp. 1885-1888.
- (1962 b).—«Zur Tektonik der betischen Kordilleren». *Geol. Rundschau*, 17, pp. 332-336.
- (1934).—«Ueber die Struktur der penninischen Zone in den betischen Kordilleren». *Geol. Rundschau*, 25, pp. 383-387.
- BROUWER, H. A. & ZEIJLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. (1924).—«De Tectoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Zuid Spanje)».
- CAILLEUX, A., y TRICART, J. (1963).—«Initiation a l'étude des sables et galets». 3 toms «Centre de Documentation Universitaire». París.
- DELGADO, F. (1971).—«Observaciones sobre las unidades alpujarrides de la Sierra de Baza». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2, pp. 41-48.
- EGELER, C. G. (1963).—«On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras». *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGELER, C. G. & SIMON, O. J. (1969 a).—«Sur, a tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Afd. Natuurk. Eerste Reeks*, 25, 90 pp.
- (1969 b).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain). with emphasis on the nappe structure». *Geol. en Mijnbouw*, 48, pp. 29b-305.
- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E. & SIMON, O. J. (1971).—«Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain». *Estudios Geológicos*, 27, pp. 467-473.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordilleres Bétiques». *Estudios Geológicos*, 4, pp. 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J. M., & SOLE SABARIS, L. (1960).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone». *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 71, pp. 347-557.
- FERNEX, F. (1964).—«Sur les styles tectoniques des nappes bétiques orientales (Espagne meridionale)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 258, pp. 5918-5921.
- FERNEX, F.; LORENZ, C. & MAGNE, J. (1965).—«A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne meridionale)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 260, pp. 933-936.
- FOLK, R. (1964).—«Petrology of sedimentary rocks». *The University of Texas. Hemphill's*, 159, p.
- (1966).—«Classification of sandstone». *University of Texas. Dustin*.

- GARCIA-DUEÑAS, V. & NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 641-648.
- HELMERS, H.—«Geology of the Bèdar area, eastern Sierra de los Filabres, SE. Spain» (in prep).
- HELMERS, H. & VOET, H. W. (1967).—«Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 70, pp. 239-253.
- KAMPSCHUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy (SE. Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation GUA papers of Geology, Series 1, no. 4, 114, p.
- 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.
- KAMPSCHUUR, W. & RONDEEL, H. E. (1975).—«The origin of the Betic Orogen, southern Spain». *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.
- KAMPSCHUUR, W.; VISSERS, R. L. M. & GARCIA MONZON, G. (1973).—«Memoria explicativa Hoja 1:50.000 de Macael (1013, 23-41)». IGME, 43 pp.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C. W. & SIMON, O. J. (1974).—«Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain)». *Scripta Geol.*, 23, pp. 1-56.
- KROON, Tj.—The geology of the central Sierra de los Filabres W. of Tahal». *Internal report*, University of Amsterdam.
- LANGENBERG, C. W. (1972).—«Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres-Norlh of Lubrín, SE. Spain». *GUA papers of Geology*, Series 1, no. 2, 81 pp.
- LEINE, L. (1966).—«On the tectonics of the Menas de Serón región, western Sierra de Los Filabres, SE. Spain». *Proc. kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 69, pp. 403-414.
- (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain) Nomenclature, description and genesis of weathered carbonate breccias of tectonic origin». *Thesis Amsterdam*, 112 p.
- MARTIN GARCIA, L. (1972).—«Estudio Litoestratigráfico del Neógeno Cuaternario del Valle de Almazora (Sector Serón-Purchena)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 121-132.
- McBRIDE, E. F. (1963).—«A classification of common sandstones». *Jour. Sed. Petrol.*, 33, pp. 664-669.
- NIJHUIS, H. J. (1964).—«Plurifacial alpine metamorphism in the South-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrín, SE. Spain». *Thesis Amsterdam*, 151 pp.
- RONDEEL, H. E. (1965).—«Geological investigations in the western Sierra

- Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 161 pp.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 164 pp.
- SIMON, O. J.; WESTERHOF, A. B. & RONDEEL, H. E. (1976).—«A propos d'une nouvelle paléogéographie de la Zone Bétique - Espagne méridionale); implications géodynamiques». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 601-605.
- SOEDIONO, H. (1971).—«Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 144 pp.
- VERA, J. A. (1969).—«Características estratigráficas de la serie de Baza (Depresión de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas)». *Acta Geol. Hisp.*, 4, no. 1, pp. 14-17.
- VERA, J. A. (1970).—«Estudio estratigráfico de la depresión Guadix-Baza». *Bol. Geol. Min.*, 81, pp. 429-462.
- VISSERS, R. L. M. (1977).—«Data on the tectonic and metamorphic Evolution of the central Sierra de Los Filabres, Betic Cordilleras, SE. Spain Geol.». *Rundschau*, 66, pp. 81-90.
- VOET, H. W. (1964).—«Evidence of late alpine overthrusting in the region NW of Lijar, Sierra de Los Filabres (SE. Spain)». *Geol. en Mijnbouw*, 43, pp. 10-12.
- (1967).—«Geological investigation in the northern Sierra de Los Filabres around Macael and Cobdar, south-eastern Spain». *Thesis Amsterdam*, 112 pp.
- VOLK, H. R. (1967).—«Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien». *Thesis Amsterdam*, 160 pp.
- 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.
- WEATERHOF, A. B. (1975).—«Genesis of magnetite ore near Marbella. souther Spain: formation of oxidation of silicates in polymetamorphis gedrite-bearing and other rocks». *GUA Papers of Geology*, Series 1, no. 6, 216 pp.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische Retens». *Thesis Delft*, 20 pp.
- ZEIJMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. (1925).—«Geologische onderzoekingen in de Sierra de Los Filabres (Province Almería, Spanje)». *Thesis Delft*, 160 pp.



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