



IGME

1.042

20-43

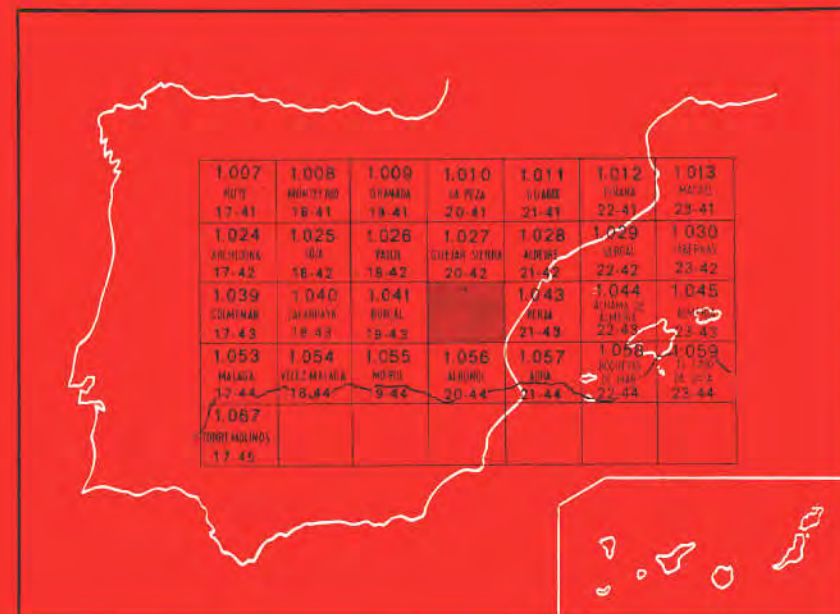
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LANJARON

Segunda serie - Primera edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

21042

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LANJARON

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

En *Trabajos de Campo*: F. Aldaya y E. Martínez García, de la Universidad de Salamanca; J. Avidad, V. García Dueñas y F. Navarro Vilá, de la Universidad de Bilbao, y J. A. Gallegos, A. Díaz de Federico y E. Puga, de la Universidad de Granada.

En *Estudio Petrológico*: F. Aldaya, E. Martínez García, E. Puga y A. Díaz de Federico.

En *Micropaleontología*: Luis F. Granados, de ENADIMSA.

En *Trabajos de Gabinete*: F. Aldaya.

En la *Memoria*: F. Aldaya, E. Puga, A. Díaz de Federico y V. García Dueñas.

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 - 33.876 - 1979

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

LOCALIZACION

El área que representa la Hoja de Lanjarón (20-43) comprende las estribaciones meridionales de Sierra Nevada, cerca de su terminación sudoccidental, las Alpujarras, y la mitad septentrional de las sierras de Lújar y de Contraviesa. Toda ella está situada dentro de la cuenca del río Guadalfeo.

Geológicamente incluye los dominios Nevado-Filábride y Alpujárride, con algunas cuencas terciarias interiores.

ANTECEDENTES

Entre los trabajos más antiguos que más o menos directamente tratan sobre esta región, pueden destacarse el Mapa Geológico de las provincias de Granada, de GONZALO Y TARIN (1881), y el trabajo de BARROIS y OFRET (1889).

En una época anterior cabe citar a VAN BEMMELEN (1927), WESTERVELD (1929), BANTING (1933), FALLOT (1930, 1948), STAUB (1934) y BLUMENTHAL (1935).

De entre los trabajos realizados en tiempos recientes se pueden señalar los de ALDAYA (varias publicaciones desde 1967 a 1970), GONZALEZ-DONOSO (1967, 1970), COMAS (1970), BOULIN (1970), PUGA (1971, además de otros trabajos de interés), GARCIA-DUEÑAS y COMAS (1971), TONA (1973), GALLEGOS (1974), OVEJERO et al. (1975) y EWERT (1976).

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

INTRODUCCION

Antes de describir los materiales que afloran en este área es necesario puntualizar sobre algunos aspectos, un tanto peculiares, de esta región. Quizá el más notable de ellos lo constituye el hecho de que todos los materiales preorogénicos son alóctonos.

La estructura en mantos determina, en general, la superposición de rocas con un determinado grado de metamorfismo a otras menos metamórficas.

En los casos en que la semejanza de grado de metamorfismo no permite decidir se recurre a criterios de cronología relativa.

Pero hay que tener en cuenta que las formaciones metapelíticas son actualmente azoicas. Si en origen contenían fósiles, éstos han sido destruidos por las intensas y repetidas acciones tectónicas y metamórficas. De entre las formaciones que constituyen los mantos, tan sólo las formaciones calizo-dolomíticas triásicas del Manto de Lújar conservan restos fósiles.

En muchos casos, los afloramientos atribuidos a un mismo manto no están en continuidad formal. Por ello, no siempre se tiene la certeza de que un afloramiento determinado pertenezca a un manto concreto. Esta es la causa de que en la leyenda de la Hoja no se hable de tal manto, sino de «unidades de» tal manto. En este sentido se considera unidad a un afloramiento o grupo de afloramientos. Su atribución a un manto determinado en general no ofrece problema, pero podría ocurrir que posteriores investigaciones aconsejasen cambiar esta relación para alguna unidad.

Las columnas estratigráficas son esquemáticas y no están a escala. La escala 1:15.000 que figura al pie tiene un valor orientativo. Ambos puntos requieren una justificación. En las formaciones preorogénicas no existen niveles guía, salvo en extensiones muy reducidas, en las formaciones calizodolomíticas del Manto de Lújar. Incluso en este último, las variaciones de facies son muy frecuentes. En las formaciones metapelíticas resulta imposible, en numerosos afloramientos, conocer la posición de la estratificación.

En las columnas estratigráficas se han dibujado intercalaciones en algunas de las formaciones representadas. La posición de estas intercalaciones dentro de cada columna es meramente indicativa y no pretende indicar su posición exacta dentro de la serie. Existe una superficie de referencia muy marcada en las formaciones metapelíticas. En general se trata de S_2 , la segunda esquistosidad, de flujo. Con cierta frecuencia es además visible S_1 (esquistosidad también de flujo), que normalmente aparece crenulada por S_2 . Pero en los casos en que sólo es visible una esquistosidad (es el caso general), no puede asegurarse de antemano y sin comprobación microscópica que se trate de S_2 y no de S_1 .

La potencia representada en las columnas para las formaciones metapelíticas es la potencia medida normalmente a la posición general de la esquistosidad regional y en los sectores en los que el manto aparece con su máximo grosor.

En esta región, y de un modo aproximado, la esquistosidad principal suele ser subparalela a los contactos de corrimiento.

El espesor de los mantos es muy variable en todo el área y un manto determinado puede faltar en grandes extensiones. Al tratar las formaciones metapelíticas se omitirá el término estrato. En su lugar se utilizarán términos como banco, nivel, intercalación. Las superficies que limitan cuerpos litológicos pueden no coincidir con la estratificación.

Con respecto a las descripciones de los minerales que constituyen estas rocas hay que puntualizar algunos aspectos. No se incluirán, por falta de espacio, las características ópticas y cristalográficas.

Los minerales que se enumerarán en cada formación no son todos ellos constituyentes de una única asociación estable. En una primera aproximación, aparecen como resultado de la superposición de varias fases de metamorfismo. La secuencia de la neoformación de minerales no será descrita para cada formación, sino que la descripción del desarrollo del metamorfismo se hará de un modo general en el apartado 1.2.

Antes de describir los diversos mantos y unidades conviene advertir que una parte de ellos reciben denominaciones de localidades que no existen en el área de esta Hoja. Las denominaciones de Manto de Salobreña y Manto de la Herradura se han tomado de la Hoja de Motril (AVIDAD y GARCIA-DUEÑAS, en prensa).

Las de los Mantos de Alcázar y Murtas, de las anteriores publicaciones del autor, pues se ha preferido mantener, en lo posible, nombres ya conocidos y aceptados por otros varios autores.

1.1 EL COMPLEJO DE SIERRA NEVADA

El complejo de Sierra Nevada consta de dos elementos mayores: Manto del Veleta, tectónicamente inferior, y Manto del Mulhacén, situado entre aquél y el Complejo Alpujárride.

El carácter de manto asignado al del Mulhacén, establecido por PUGA (1971) es admitido sin reservas por todos los autores de esta Hoja. En cuanto al Manto del Veleta, su carácter alóctono es hipotético. Su sustrato no aflora en ningún punto. FALLOT (1948), GARCIA-DUEÑAS (1967) y otros autores aportan argumentos indirectos en favor de su carácter alóctono, argumentos que, en general, son aceptados por la mayor parte de los investigadores.

Pero el modo y la época de traslación y de su colocación en la actual posición son muy discutibles. No vamos a entrar en si se trata de una traslación semejante, por ejemplo, a las que dieron lugar al emplazamiento de los Alpujárrides, o si se trata de una traslación posterior a este emplazamiento, determinando una superposición frontal generalizada de todo el borde de las zonas internas sobre las externas, etc. Este problema, que aquí queda fuera de lugar debido a la posición meridional de esta Hoja con respecto al complejo de Sierra Nevada, es discutido por V. GARCIA-DUEÑAS y F. NAVARRO-VILA (en prensa).

En definitiva, puede admitirse que los materiales constituyentes del que denominamos Manto del Veleta están actualmente lejos de lo que fue su primitiva cuenca de depósito.

Sobre el Manto del Veleta existe un conjunto litológico más variado, que comporta esquistos de diversos tipos, gneises, anfibolitas, etc. Es la llamada «mischungszone» de los primeros investigadores holandeses. En esta hoja ha sido subdividida en dos unidades: Unidad de Soportújar, la inferior, y Unidad de Lanjarón. No en todos los sectores aparecen ambas unidades. Puede faltar con frecuencia una de ellas.

En la parte oriental de las Cordilleras Béticas existen sendos conjuntos litológicos que son equivalentes a los que aquí constituyen los Mantos del Veleta y del Mulhacén.

Para los investigadores holandeses de la escuela de Amsterdam, el contacto entre ambos conjuntos es sedimentario, con carácter discordante—véase EGELER, SIMON (1969), pp. 25 y ss.—. Las dos unidades que constituyen el Manto del Mulhacén, Unidad de Soportújar y Unidad de Lanjarón, están separadas entre sí por un contacto mecánico, en opinión de dos de nosotros (E. P. y A. D. de F.).

1.1.1 SECTOR LANJARON - PITRES

1.1.1.1 Materiales que afloran

Hemos distinguido tres conjuntos principales de rocas: uno está formado por las rocas que constituyen el Manto del Veleta, al que denominamos Unidad de Peña Caballera, y los otros dos conjuntos constituyen el Manto del Mulhacén; dentro de éste denominamos Unidad de Soportújar al inferior y Unidad de Lanjarón al que está situado encima. Los criterios en que fundamentamos esta división, así como la definición de estas unidades, se pueden ver en PUGA, DIAZ DE FEDERICO y FONTBOTE (1974) y se resumirán aquí más adelante.

Efectuamos la descripción de los materiales comenzando por la unidad tectónica más baja y siguiendo de abajo arriba.

MANTO DEL VELETA

Unidad de Peña Caballera

Corresponde en gran parte al llamado «Cristalino de Sierra Nevada» por BROUWER (1926), excluyendo algunos micasquistos oscuros de diversos tipos, que son antiguas corneanas y constituyen los niveles inferiores del Manto del Mulhacén. Está formada esta unidad, en nuestra región, por una monótona sucesión compuesta fundamentalmente por micasquistos, con una potencia aproximada de 2.000 m. ξ_{pb} . Presenta unas pocas masas de anfíbolitas (l.d. 83 y 84) (1) y raras epidotitas (l.d. 207). Los micasquistos son de distintos tipos, aunque la presencia constante de grafito uniformiza su aspecto con colores grises de tonos oscuros. Alternan micasquistos feldespáticos (por ejemplo, l.d. 1, 86, 95), biotíticos y de cloritoide (l.d. 2, 87, 96), presentando a veces, unos y otros pequeños granates (ej. l.d. 109). Se dan micacitas (l.d. 105 y 108) en algunos niveles, así como enriquecimiento en cuarzo, en otros, hasta constituir verdaderas cuarcitas. Hacia el techo de esta unidad se da una alternancia de cuarcitas feldespáticas (ej. l.d. 3, 99, 201) y micasquistos feldespáticos (l.d. 4, 5, 202), que llegan a alcanzar, localmente, más del centenar de metros de potencia.

(1) Con l.d. nos referimos a las láminas delgadas estudiadas, y los números se refieren a lo que dichas láminas tienen dentro de esta Hoja de Lanjarón.

MANTO DEL MULHACEN

Unidad de Soportújar

Corresponde en líneas generales a la Unidad de la Caldera, de PUGA (1971).

La característica diferencial de las rocas de esta unidad es la de mostrar efectos de metamorfismo térmico, prealpino. Se inicia esta unidad con unos micasquistos de notable interés.

Ya en los afloramientos llama la atención su difícil explicación, así como su elevada densidad y dureza, el extraordinario tamaño de alguno de sus cristales (hasta 30 cm.) y la disposición al azar de los mismos. Características todas que contrastan con las de los micasquistos infrayacentes de la Unidad de Peña Caballera (donde los cristales raramente sobrepasan los 3 mm.) y con los de otros tipos de micasquistos, de niveles suprayacentes, de esta misma unidad.

La roca contiene, además de mica blanca y cuarzo, grafito y cristales de almandino de hasta 3 mm.: agrupaciones nodulares de granates (de aproximadamente 0,1 mm.) producto de transformación de antiguos porfidoblastos de biotita (el tamaño de tales nódulos llega a 1 cm. y, localmente, dan a la roca el aspecto de un esquistoteado); agrupaciones de sericita, producto final de la transformación de antiguos fenocristales, que hemos podido identificar como antiguos prismas de quiasolita (cfr. PUGA, 1971) de hasta 30 cm. de longitud, pseudomorfizados por un agregado de distena, y finalmente transformados en sericita (ver PUGA, FONTBOTE y MARTIN VIVALDI, 1974); cristales de estaurólita, sericitizada en parte, que llega a presentar tamaños de hasta 2 cm. Este nivel de micasquistos puede alcanzar varias decenas de metros de potencia (l.d. 82, 93, 205).

Sobre esta interesante roca se encuentra un paquete en el que alternan micasquistos con granate (l.d. 81) del orden de 1 cm. y micasquistos con cloritoide (l.d. 91) en cristales de hasta 4 cm. La potencia de este paquete puede llegar a los 200 m. ξ_{Phe} .

Hacia arriba se pasa a una secuencia de micasquistos, con algunas cuarcitas intercaladas, que contrasta con los anteriores por sus colores claros, debidos a la falta de grafito, y tonalidades predominantes verdosas, debido a la presencia de anfíbol y/o clorita en estas rocas. Se trata de micasquistos feldespático-epidóticos con granate, anfíbol y/o clorita (l.d. 14, 27, 55). ξ_{Phe} .

Hacia el techo de esta formación de micasquistos claros se intercalan algunos niveles de mármoles cipolínicos con anfíbol y epidota (l.d. 70, 71, 101), que en afloramientos cercanos a nuestra región, fuera del área de la presente Hoja, presentan granates y localmente diópsido y/o olivino (ΔMh).

También se intercalan entre los micasquistos y mármoles unas capas delgadas de gneises (ortogneises, l. d. 79) (ζ). Los micasquistos claros superan los 200 m. de potencia.

Las ortoanfibolitas (l. d. 12, 214) son abundantes en la Unidad de Soporújar y se presentan como masas o lentejones de varios cientos de metros, según su longitud mayor, o como capas más o menos concordantes con los micasquistos. Están intercaladas en mayor proporción entre micasquistos claros. Se trata de anfibolitas granatíferas, en su mayor parte, con epidota y/o piroxeno jadeítico (ξ_A).

En otros lugares de Sierra Nevada, fuera del área de la presente Hoja, se han podido observar restos de glaucofauna generalmente recrecidos por un anfíbol verde-azul (PUGA, 1971).

Algunos mármoles (isleo al este del Puente de Palo de Río Chico) presentan localmente un tránsito gradual hacia anfibolititas, piroxenitas (l. d. 10) y epidotitas (l. d. 72). Estas rocas están compuestas esencialmente por diópsido, zoisita y anfíbol (tremolita y/o cummingtonita) en proporciones variables, acompañados en algunos casos por plagioclasa, cuarzo, carbonato, titanita y mena metálica de hierro.

Estos minerales no presentan orientación preferencial alguna, en contraste con los que integran las rocas metamórficas encajantes; el diópsido, por ejemplo, se presenta en cristales aciculares de 1 mm. de anchura por 3 ó 4 cm. de longitud, agrupados en esferulitos. Estas características texturales, unidas a la forma de presentarse estas rocas en relación con los mármoles, así como las condiciones termodinámicas de formación de algunos de los minerales que las integran, hace pensar que se han originado por metasomatismo de alta temperatura, probablemente relacionado con las intrusiones de rocas ígneas que forman parte de esta unidad. En dos localidades dentro de esta región (en el isleo del Prado del Cebollar y en el Río de Cáñar, al NO. del pueblo) aflora un tipo especial de ortogneis (l. d. 98) (ζ), con cristales de hasta 20 cm. de longitud, que ha sido interpretado como un metagranito porfiroide (PUGA, 1970). Estos gneises, que están intensamente milonitizados, constituyen la base de la unidad de Soporújar, en las dos localidades donde se encuentran, y constituyen una característica de esta unidad. Por su naturaleza petrogenética, estos materiales probablemente formarían parte de apófisis graníticas o pegmatoides relacionadas en profundidad con un batolito de grandes dimensiones que podría estar relacionado genéticamente con el metamorfismo térmico prealpino que ha afectado a las rocas de la base de esta unidad.

FORMACION DE MARMOLES CONGLOMERATICOS (MARMOLES BRECHOIDES O CARNIOLARES, Δ)

En algunas localidades de la región afloran unos mármoles (l. d. 35, 52)

denominados por PUGA (1971) «conglomeráticos» y cuya descripción y características pueden encontrarse en la publicación que acabamos de citar y en DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974). Para no repetir todo lo expuesto en dichos trabajos, sintetizamos aquí las características que consideramos de mayor interés:

1. Se encuentran actualmente intercalados entre rocas del Manto del Mulhacén y también intercalados entre el Complejo Alpujárride y el Complejo de Sierra Nevada.
2. La matriz, fundamentalmente formada por carbonato, está apenas recrystalizada y muestra un grado de metamorfismo claramente inferior al de las rocas del Manto del Mulhacén.
3. Más del 50 por 100 del material detrítico fino está constituido también por materiales de bajo grado de metamorfismo clasificables como filitas y cloritoesquistos muy ricos en albita, turmalina y rutilo, que interpretamos al menos en parte como metacineritas.
4. El resto del material detrítico, el de tamaño superior al centímetro (que puede alcanzar hasta decenas de metros), y parte del milimétrico, procede de rocas del Manto del Mulhacén de mayor grado de metamorfismo, y lo integran mármoles, gneises, micasquistos, cuarcitas y albitas.
5. En algunos afloramientos estas rocas conservan, en su matriz carbonatada, estructuras orgánicas identificadas como algas azules.
6. Presentan estructuras plegadas y estructuras de acomodación de las capas carbonatadas a los cantos, difícilmente explicables sólo por causa tectónica, aunque sin duda han sufrido las últimas etapas de deformación alpinas.

En consecuencia, opinamos que estos mármoles, junto con otras capas alternantes de filitas y metacineritas de grano fino, constituyen una formación intraorogénica que se deposita sobre rocas del Manto del Mulhacén cuando éstas ya habían sufrido varias etapas de deformación y de blastesis de edad alpina.

Algunas de las metacineritas de esta formación se pueden clasificar como gneises melanocratos de grano fino (l.d. 39, 41). Tienen aspecto y composición mineralógica diferente de los gneises que integran las diferentes unidades del Manto del Mulhacén. Son rocas de color gris muy oscuro debido a la abundancia de biotita verde, turmalina, epidota y anfíbol. A diferencia de los gneises del Manto del Mulhacén, el feldespato predominante es la albita, que en algunos puntos forma fenoclastos blanquecinos de varios milímetros, que destacan sobre el fondo oscuro de los minerales melanocratos de tamaño microscópico.

Otro mineral abundante de estas rocas es el cuarzo, y como constituyentes minoritarios puede haber apatito, granate, circón, titanita, menas metálicas y carbonatos.

UNIDAD DE LANJARON

Se inicia esta unidad, a partir de su base, con micasquistos grises (ξ_{ztk}), cuyo aspecto macroscópico y microscópico (l. d. 69) es bien distinto a los rasgos indicados en los micasquistos oscuros basales de la Unidad de Soportújar. En el campo pueden llegar a confundirse con los micasquistos oscuros de la Unidad de Peña Caballera, pero sin embargo la mineralogía de unos y otros es bien distinta: en algunos afloramientos presenta distena, que no se ha encontrado en los micasquistos del Manto del Veleta.

Encima se encuentra un paquete de micasquistos epidóticos (ξ_{ztk}) que, hacia su techo, alternan con mármoles y ortogneises riolíticos. A diferencia de lo que ocurre en la Unidad de Soportújar, en la Unidad de Lanjarón predominan los mármoles (aprox. 200 m. de potencia) y gneises (aprox. 150 m. de potencia) sobre los micasquistos, los cuales alcanzan solamente unos 250 m. de potencia.

Los micasquistos claros (ξ_{ztk}) (l. d. 65) son, en su mayoría, variedades de turmalina, epidota, granate, anfíbol y/o albita.

Los mármoles (Δ_m) son de mineralogía bastante simple, a diferencia de los de la Unidad de Soportújar. Algunos son puros, pero abundan más los cipolínicos, que, junto a la mica, contienen cuarzo, albita, epidota, titanita, turmalina y menas metálicas en pequeña proporción (l. d. 63, 64, 66).

Los gneises de esta unidad (ζ) se presentan en afloramientos estratoides más o menos concordantes con las capas de mármoles y micasquistos con las que alternan. Han sido clasificados por PUGA y FONTBOTE (1966) como ortogneises de composición riolítica, probablemente procedentes de capas de ignimbritas intercaladas entre sedimentos pelíticos y carbonatados. Estas rocas son de color gris claro y presentan abundantes fenoclastos de pertita, feldespato potásico y plagioclasa del orden del centímetro, y otros, más pequeños, de turmalina rodeados por cuarzo, fengita, biotita verde y cantidades menores de epidota, granate, titanita y menas metálicas (l. d. 37, 59, 67, 68). La composición mineralógica de estos gneises es parecida a la de las delgadas capas de gneis que en algunos afloramientos se encuentran intercalados en la parte alta de la Unidad de Soportújar.

1.1.1.2 II. Distribución de los materiales en los isleos

a) *Isleo de Prado Llano (al NE. de Capileira)*

En este isleo, que se ve cortado hacia el norte por los límites de la Hoja de Güejar Sierra, pero que prosigue en dicha Hoja, sólo afloran mate-

riales de la Unidad de Soportújar y dentro de éstos sólo hay micasquistos de diversos tipos.

Es de señalar que si bien el borde oriental del isleo presenta los micasquistos con nódulos de granates y estaurolita, que constituyen la base de la Unidad de Soportújar, sobre las rocas del Manto del Veleta, sin embargo, en el borde occidental de dicho isleo hay una mayoría de afloramientos en los que los micasquistos claros feldespático-anfibólicos de la parte alta de la Unidad de Soportújar se encuentran directamente en contacto con el Manto del Veleta.

Los dos tipos de micasquistos mencionados, junto con micasquistos de cloritoide y micasquistos granatíferos, son los únicos representados en el isleo.

b) *Isleo del Prado del Cebollar (al O. del vértice Alegas)*

Están representados en este isleo materiales atribuibles a todas las formaciones distinguidas en la Unidad de Soportújar; se encuentran afloramientos de mármoles cipolínicos, ortogneises perfiticos, anfibolitas granatíferas, micasquistos feldespático-anfibólicos, micasquistos con granate y cloritoide y ortogneises con plagioclasa o metagranitos porfiroides.

c) *Isleo al E. del puente de Palo de Río Chico*

También se encuentran en este isleo sólo materiales de la Unidad de Soportújar. Existe una pequeña representación de los mármoles, algo mayor de ortogneises y buena representación de anfibolitas con granate y piroxeno jadeítico, tanto en masas de varios centenares de metros como en capas interestratificadas entre gneises y micasquistos. También están representados los micasquistos claros feldespático-anfibólicos y los oscuros de granate y de cloritoide.

d) *Isleo al norte de Cáñar*

Está representada en este isleo solamente la Unidad de Soportújar. La roca más abundante representada es el micasquisto claro feldespático-anfibólico. Sólo existen los afloramientos localizados de micasquistos oscuros de la base de la unidad: uno se cruza por el camino que va de Cáñar al dique 24 de Río Chico y se encuentra a medio camino entre ambos puntos; el otro afloramiento se encuentra en el límite septentrional de este isleo en la región del jaral de Cáñar.

Los mármoles afloran en buen número de localidades, y también, aunque en menor extensión, los gneises y anfibolitas, como puede observarse por la cartografía.

1.1.1.3 Metamorfismo

En la región estudiada hemos intentado establecer, en cada una de las unidades distinguidas, la sucesión de paragénesis representadas en cada tipo de roca en relación con las microestructuras, así como las facies metamórficas a las que pertenece. En cuanto a las fases de deformación alpinas que se manifiestan por el desarrollo de superficies S, hemos distinguido las siguientes:

S₁ continua de flujo.

S₂ continua de plano axial de pliegues similares isoclinales. En muchos casos los flancos de estos pliegues se adelgazan hasta transformarse en superficies de transposición que dejan charnelas decapitadas.

S₃ discontinua de crenulación de micropliegues frecuentemente de tipo kink. En muchos casos hay dos superficies S₃ o S₄ conjugadas.

Esta sucesión de esquistosidades puede apreciarse en las tres unidades (exceptuando la formación de mármoles conglomeráticos) y prácticamente en todas las rocas que las integran, aunque son más fácilmente reconocibles en los micasquistos.

En las rocas de la Unidad de Soportújar, que han sido afectadas por un metamorfismo regional prealpino, hay otra superficie S previa, representada por la disposición subparalela de las inclusiones conservadas en porfiroblastos de biotita y cloritoide de la paragénesis térmica prealpina. Estas inclusiones dibujan en el interior de algunos cloritoides micropliegues tipo chevron netamente diferentes en estilo y envergadura de los pliegues similares que afectan a la mica fuera del cloritoides.

En relación con estas etapas de deformación pueden distinguirse en estas rocas seis etapas de blastesis (algunas sincinemáticas y otras inter o post-cinemáticas) atribuibles al metamorfismo alpino.

Los criterios utilizados para la agrupación de los minerales en paragénesis o etapas de blastesis y su ordenación relativa en el tiempo se fundamentan en sus condiciones termodinámicas de formación y en sus relaciones texturales (disposición de inclusiones en peciloblastos, recrecimientos, pseudomorfosis de minerales previos, transformaciones periféricas o a lo largo de fisuras de unos minerales en otros, etc.), así como en la relación espacial de estos minerales con las microestructuras.

Para establecer con seguridad la sucesión de facies a las que corresponden estas paragénesis es insuficiente el número de muestras estudiadas; no obstante, con los datos de esta región y correlacionando con zonas próximas conocidas, situadas fuera del área de la presente Hoja, donde hemos identificado estas mismas unidades, se puede llegar, con las debidas reservas, a las conclusiones que exponemos a continuación.

La Unidad de Soportújar del Manto del Mulhacén es la que presenta una historia metamórfica más complicada. Las rocas que la integran son polimetamórficas, pudiéndose distinguir en ellas los siguientes tipos y facies de metamorfismo superpuestas:

Metamorfismo regional prealpino. Facies probable: Esquistos verdes.

Metamorfismo térmico prealpino. Facies: Anfibolitas almandínicas.

Metamorfismo regional alpino plurifacial. Sucesión de facies probable:

Esquistos verdes glaucofaníticos, esquistos verdes, anfibolitas de albita-epidota, anfibolitas almandínicas, esquistos verdes.

En la Unidad de Lanjarón suprayacente no se registran ni el metamorfismo térmico ni el metamorfismo regional prealpino; sólo el metamorfismo regional alpino, con la misma sucesión de facies indicada para la Unidad de Soportújar.

En la Unidad de Peña Caballera, que es tectónicamente la más profunda, tampoco se han identificado paragénesis prealpinas (ni de metamorfismo térmico ni regional); en cuanto a las paragénesis de metamorfismo regional alpino pueden clasificarse todas como pertenecientes a las facies de esquistos verdes, a excepción de la cuarta, que sería de anfibolitas de albita-epidota.

Además de las paragénesis metamórficas se conservan en los ortogneises de esta región restos de las paragénesis ígneas. En otras áreas de Sierra Nevada, fuera del área de la presente Hoja, se conservan minerales ígneos en ortoanfibolitas y ortoserpentinitas. En los ortogneises los minerales de origen ígneo son abundantes. Se presentan generalmente en fenoclastos desorientados, rodeados por cristales más pequeños de origen metamórfico con orientación preferencial.

A esta paragénesis ígnea s. l. pertenecen los siguientes minerales: feldespatos potásico, feldespatos sodopotásico, plagioclasa, cuarzo, turmalina, fengita, biotita marrón, alanita y titanita.

A paragénesis metamórficas posteriores corresponden los siguientes: albita, cuarzo, mica blanca, biotita verde, pistacita, clinozoisita, rutilo, ilmenita, granate, anfíbol y clorita.

Los minerales de metamorfismo regional prealpino encontrados como inclusiones (en porfidoblastos de biotita y cloritoide) son: grafito, cuarzo, mena metálica, mica blanca y turmalina, todos ellos con tamaño de grano netamente inferior al que estas mismas especies minerales alcanzan fuera de los porfidoblastos.

La etapa de metamorfismo térmico prealpino está representada en los micasquistos por los siguientes porfidoblastos: andalucita, variedad quiasolita, biotita, estaurrolita, cloritoide, granate y cordierita, y en los mármoles

quizá puedan adjudicarse a esta paragénesis los escasos cristales de dióxido y olivino encontrados en algunos afloramientos. La cordierita y el olivino no han sido identificados en el área cartografiada, pero sí en los materiales de la misma unidad en zonas contiguas, fuera del área de la presente Hoja.

Los minerales de esta paragénesis térmica no presentan orientación preferencial alguna y alcanzan un tamaño netamente superior a los desarrollados en el metamorfismo regional precedente.

La mayoría están pseudomorfizados, recrecidos o parcialmente transformados en otros minerales en diferentes etapas del metamorfismo regional alpino.

En el Manto del Mulhacén se pueden distinguir las siguientes etapas de blastesis y minerales atribuibles al metamorfismo regional alpino:

Primera etapa, precinemática y sincinemática de la S_1 . Está caracterizada, entre otros minerales, por: glaucofana, piroxeno jadeítico, distena, granate, cloritoide, mica blanca, cuarzo, albita, epidota, turmalina, carbonato, titanita, rutilo, zircón y apatito, lo que nos ha permitido clasificarla como perteneciente a la facies de los esquistos verdes glaucofaníticos (WINKLER, 1965). En esta etapa se ha formado también, localmente, estaurólita en áreas próximas a la presente Hoja.

La segunda etapa, post- S_1 , se caracteriza por la formación de peciloblastos de albita y el desarrollo de abundantes clorita y sericita como productos de retrometamorfismo de muchos de los minerales preexistentes. Las condiciones termodinámicas corresponden a las del principio de la facies de los esquistos verdes.

La tercera etapa puede clasificarse como precinemática y sincinemática de la S_2 .

Muchos de los minerales de la etapa primera se desarrollan también en ésta, excepto la glaucofana y el piroxeno jadeítico, que en las nuevas condiciones termodinámicas se transforman en anfíbol verde azul y simplectita (de anfíbol y albita), respectivamente. Esta transformación mineralógica, que es casi total, evidencia una clara disminución de presión con respecto a la reinante durante la primera etapa. Las condiciones termodinámicas son las propias de la facies de las anfíbolitas de albita-epidota.

La cuarta etapa, post- S_2 , parece el resultado de una evolución continua en las condiciones termodinámicas hacia una elevación de temperatura, acompañada o no de una disminución de presión. La blastesis es más abundante que en la etapa anterior. Se forman: biotita, cloritoide, estaurólita, mica blanca, granate, mena metálica y oligoclasa sódica que recrece las albitas preexistentes. Las paragénesis correspondientes a esta etapa son propias de la facies de las anfíbolitas almandínicas. Finalmente, la etapa quinta es de retrometamorfismo y se caracteriza por la formación de escasos

minerales, tales como clorita, albita, calcita, mica blanca y menas metálicas, propios del principio de la facies de los esquistos verdes, siguiendo en parte las direcciones de la S_3 .

En el Manto del Veleta la sucesión de las etapas de blastesis y sus características es la siguiente:

Primera etapa, precinemática y sincinemática de S_1 . Está caracterizada por la formación de: mica blanca, cuarzo, albita, epidota, actinolita, granate, cloritoide, grafito, mena metálica, titanita, rutilo, zircón y apatito. Las paragénesis originadas corresponden a las facies de anfibolitas de albita-epidota. La etapa segunda, post- S_1 , se caracteriza por la formación de abundantes paquetes de clorita sin orientación preferencial, así como de algunos peciloblastos helicíticos de albita. La tercera etapa, pre y sin- S_2 , repite aproximadamente las mismas condiciones termodinámicas que la primera etapa; por tanto se forman de nuevo las mismas especies mineralógicas, en muchos casos originando cristales zonados o recrecidos. Al final de esta etapa hay una elevación de temperatura, aunque más ligera que la registrada en la misma época en el Manto del Mulhacén, que se manifiesta en la formación de abundante biotita marrón, en gran parte a expensas de la clorita intercinemática de la etapa segunda. Es también notable en esta etapa la formación de peciloblastos de albita y de granate, junto a otros minerales que parecen indicar condiciones termodinámicas propias de la facies de las anfibolitas de albita-epidota. Finalmente, en la etapa quinta, de escasa blastesis, de clorita, hace de nuevo su aparición como mineral más abundante de retrometamorfismo. Tanto en las rocas del Manto del Veleta como en las del Manto del Mulhacén se produce, subsecuentemente al metamorfismo, albitización difusa de origen hidrotermal y, en zonas más restringidas, caolinización.

1.1.1.4 Criterios para establecer la superposición de unidades

A continuación vamos a referirnos a los contactos mecánicos mayores que hemos marcado en la cartografía y a los criterios utilizados para su localización.

1) *Contacto entre la Unidad de Peña Caballera y el Manto del Mulhacén*

Señalamos este contacto como de manto de corrimiento, de manera que el Manto del Mulhacén está superpuesto por corrimiento a la Unidad de Peña Caballera. Los criterios que nos han conducido a esta conclusión son los siguientes:

- a) Existe una notable diferencia entre el metamorfismo sufrido por

ambas entidades geológicas, a saber: las rocas de la Unidad de Soportújar del Manto del Mulhacén, que se superponen a las rocas de la Unidad de Peña Caballera, muestran los efectos de un metamorfismo de contacto, del que no existe rastro alguno en las rocas subyacentes.

Además, todas las rocas del Manto del Mulhacén han sufrido una etapa sincinemática de metamorfismo alpino de grado mayor al sufrido por las rocas de la Unidad de Peña Caballera, que se encuentran debajo.

b) Sobre la Unidad de Peña Caballera reposan en diferentes lugares rocas de diferentes niveles del Manto del Mulhacén.

Así en la parte oriental del isleo de Prado Llano, como al norte de la Atalaya de Soportújar y en la vertiente derecha de Río Chico, desde el puente de Don Poli, aguas arriba, son los micasquistos con nódulos de granate y con estaurólita de la base de la Unidad de Soportújar los que se superponen a la Unidad de Peña Caballera; en cambio, en la parte occidental del referido isleo de Prado Llano, así como en la vertiente izquierda del Poqueira, aguas arriba, hasta la subestación de Pampaneira, y como en el contacto al norte de Cáñar y en la casi totalidad del isleo del norte de Cáñar, son los micasquistos claros feldespático-anfibólicos de la Unidad de Soportújar los que se superponen a las rocas de la Unidad de Peña Caballera en localidades del isleo al noreste del puente de Palo de Río Chico, así como al norte de Cáñar. Finalmente, los micasquistos de la Unidad de Lanjarón llegan a situarse sobre la Unidad de Peña Caballera al norte y noroeste del pueblo de Lanjarón.

c) A lo largo del contacto es perceptible la milonitización de las rocas, sobre todo en las cuarcitas feldespáticas del techo de la Unidad de Peña Caballera.

2) *Contactos de la formación de «mármoles conglomeráticos» con las rocas supra e infrayacentes*

Como ya hemos indicado, en parte, y de acuerdo con nuestra publicación (DÍAZ DE FEDERICO y PUGA, 1974), concluimos, como muy probable, que los mármoles conglomeráticos sean tufitas y las filitas y micasquistos de grano fino que los acompañan sean metacineritas (al menos en parte), y que ambos tipos de materiales se depositaron después de acaecidas las principales etapas de metamorfismo y tectónica alpinas y se han visto implicadas en las últimas etapas de deformación y metamorfismo de esta orogenia.

El contacto de los mármoles conglomeráticos con las rocas infrayacentes se señala como mecánico, porque se ve retocado tectónicamente.

Marcamos como contacto mecánico el de los mármoles conglomeráticos con las rocas suprayacentes, porque de todo lo dicho anteriormente sobre aquella formación concluimos que las rocas que actualmente se encuentran sobre los mármoles conglomeráticos se han superpuesto a los mismos,

después de haber sufrido su metamorfismo, sin que, por el momento, pueda hacerse una afirmación concreta sobre la importancia del fenómeno mecánico.

3) *Contacto entre las Unidades de Soportújar y Lanjarón del Manto del Mulhacén*

Señalamos este contacto como mecánico por las siguientes razones:

a) Diferencias de metamorfismo. Aun cuando el metamorfismo regional sufrido por ambas unidades es el mismo tipo, no ocurre así con respecto al metamorfismo térmico que se evidencia en la base de la Unidad de Soportújar y no se detecta en la Unidad de Lanjarón, aun cuando rocas homólogas de ambas unidades se encuentran separadas por pocos metros.

b) Sobre la Unidad de Soportújar reposan rocas de diversos niveles de la Unidad de Lanjarón, como mármoles, gneises y micasquistos.

c) Se observa milonitización en estos tipos de rocas cuando constituyen la base de la Unidad de Lanjarón.

d) Con las debidas reservas, se puede sugerir también el hecho de una cierta semejanza de litología entre las dos unidades: hacia la base de micasquistos oscuros y encima micasquistos claros, mármoles y gneises.

1.1.2 SECTORES DE BUSQUISTAR Y JUVILES

En la descripción que sigue, y dado que las rocas de que vamos a tratar son esencialmente las mismas que las descritas en el apartado 1.1.1, nos limitaremos a reseñar las diferencias que eventualmente puedan existir entre las rocas de los restantes sectores del Complejo de Sierra Nevada y las que afloran en el sector Lanjarón-Pitres.

1.1.2.1 Manto del Veleta

Está constituido por la misma y potente y monótona sucesión de micasquistos grafitosos con biotita y granate, como minerales más característicos (ξ_{pn}).

Son numerosas y en ocasiones muy potentes las intercalaciones de esquistos cuarzosos que pueden llegar, muy raramente, a constituir verdaderas cuarcitas.

Estimamos que la potencia de esta formación supera con mucho los 2.000 m., pero es difícil dar una cifra aproximada.

Los granates aparecen casi en todos los puntos de la sucesión, si bien se pueden encontrar niveles donde no existen o, al menos, no son visibles a simple vista. Es frecuente que se asocien en lechos especialmente ricos en este mineral.

En ciertos cortes se aprecia, a simple vista, que el tamaño del grano

de los micasquistos aumenta hacia arriba, desde unas decenas de metros por debajo del contacto con el Manto del Mulhacén hasta dicho contacto. Y cuando se baja suficientemente en esta sucesión, resulta verdaderamente sorprendente el reducido tamaño de grano de estas rocas, hasta el extremo de que en muchos lugares llegan casi a presentar aspecto de filitas.

En numerosos puntos del contacto entre ambas unidades (en realidad casi a todo lo largo del recorrido de dicho contacto en el sector que ahora consideramos), los materiales de la base del Manto del Mulhacén no presentan algunos de los criterios que han permitido establecer esta diferenciación: grandes granates y cloritoides, grandes cristales de andalucita pseudomorfizados por un agregado de distena y finalmente transformados en sericita, rocas de color oscuro y aspecto de corneanas, etc. Tampoco se han encontrado micasquistos con estauroлита. Ello puede ser debido a que la superficie de corrimiento que limita ambas unidades corta, hacia el Este, a términos más altos de la serie del Manto del Mulhacén.

Ambos hechos dan lugar a una situación que en muchos puntos puede llegar a ser extremadamente confusa a la hora de situar dicho contacto.

En otros dos puntos aparece, justamente en la parte terminal de la sucesión de micasquistos oscuros y marcando el contacto con el Manto del Mulhacén, un nivel de potencia métrica, discontinuo (pero que se puede seguir durante decenas a unos cientos de metros) de una roca dura, blanquecina, cuarcítica, de aspecto feldespático. Se trata de una milonita feldespática. Se encuentra con cierta frecuencia en el sector de las Minas del Conjuero.

Desde 4 Km. al norte de Juviles y hasta alcanzar el límite de la Hoja se han cartografiado algunas masas de anfíbolitas que se disponen paralelamente al bandeado litológico que existe en toda la sucesión. Tal disposición podría sugerir primitivos cuerpos de rocas básicas interestratificadas (ξ_1).

1.1.2.2 Manto del Mulhacén

En los dos sectores que ahora consideramos, el Manto del Mulhacén se compone tan sólo de términos equivalentes a algunos de los que presenta la Unidad de Soportújar, ya descrita.

ξ_{Phd} . Los niveles más bajos están constituidos por micasquistos oscuros con anfíbol, plagioclasa, grandes granates y cloritoide frecuente, en muchos casos con cristales de gran tamaño (del orden de 1 cm.). Hacia la parte superior comienzan a aparecer términos más claros, con anfíboles y epidota, que confieren a la roca una coloración verdosa. Marcan la transición al tramo de micasquistos superiores.

La potencia del tramo de micasquistos oscuros con grandes granates y cloritoides es variable. No se han encontrado en el sector de Busquistar

(donde existe incluso un punto en que el Manto del Veleta llega a contactar directamente con un nivel de mármoles cipolínicos del Manto del Mulhacén). En el sector de Juviles la potencia de este tramo es del orden de la decena de metros.

ξ₂₁. A los anteriores términos oscuros se superponen micasquistos epidóticos con turmalina y anfíbol, muy ricos en clorita, con algunas intercalaciones de micasquistos cuarcíticos. Aparecen en el terreno con una coloración verdosa clara y un aspecto brillante muy característico. La potencia de este tramo es del orden del centenar de metros, si bien en algunos puntos puede estar muy adelgazado (entre las Minas del Conjuro y el Portichuelo de Cástaras, por ejemplo).

Contienen intercalaciones de mármoles (Δ⁴_m), gneis (ζ) y anfibolitas (ξ_λ).

Se sitúan hacia la parte alta o bien inmediatamente bajo el contacto con el Manto de Cástaras, el más bajo de los Alpujárrides en este sector.

Algunas de tales intercalaciones no tienen suficiente potencia como para ser representadas en el mapa.

Los gneis y las anfibolitas próximos a los mármoles de la parte más alta se ajustan a las descripciones dadas anteriormente.

Los mármoles son bastante puros. Contienen con frecuencia cristales de mica blanca. Pero es muy frecuente que la mica blanca sea muy escasa. Esporádicamente puede aparecer algún mineral del tipo de los que se han mencionado en el apartado 1.1.1.1.

No contienen granates, diópsido u olivino en ninguno de los afloramientos visitados en el sector que ahora nos ocupa.

Los mármoles presentan frecuentemente aspecto brechoide (nunca conglomerático en sentido estricto) debido a una tectonización más o menos intensa. Es frecuente que la roca aparezca completamente triturada, bien en parte de un nivel o en su totalidad, hasta el punto de llegar a transformarse en una masa pulverulenta, suelta y en ocasiones más o menos compacta. En general es de un color amarillo intenso, que puede contener fragmentos, normalmente angulosos, de los materiales esquistosos más próximos, o bien de las delgadas intercalaciones que en ciertos puntos contienen.

En el sector de las Minas del Conjuro, los niveles de mármoles están con frecuencia más o menos mineralizados, con masas irregulares de óxidos hidratados de hierro, muy impuros.

En uno de los afloramientos de este sector, un nivel de mármoles fajeados, grises y blancos, presenta masas de una caliza marmórea, brechoide, muy impura con fragmentos de un mármol más puro. Dentro del mármol fajeado, la caliza brechoide se dispone en masas muy irregulares que cortan netamente a la estratificación del mármol. Podría tratarse de un antiguo relleno de cavidades de origen kárstico.

1.1.3 SECTOR DE LOS PELAOS

Los datos de cartografía están tomados de M. C. COMAS (1964) y M. L. ROMAN (1964).

En principio, y como continuación con la cartografía del sector Lanjarón-Pitres, se ha considerado que los materiales aflorantes representan la prolongación noroccidental de la Unidad de Lanjarón.

1.2 MANTOS ALPUJARRIDES

El sustrato de los Mantos Alpujárrides, en esta región, está constituido por el Complejo de Sierra Nevada.

La distribución de los Mantos Alpujárrides en el área de la Hoja de Lanjarón es algo compleja e intentaremos resumirla a continuación.

El Manto de Cástaras es el que ocupa la posición más baja, desde el punto de vista tectónico, en el sector del borde sur de Sierra Nevada. En la parte más meridional de la Hoja, el Manto de Cástaras se acuña y desaparece hacia el Sur. El más bajo pasa entonces a ser el Manto de Lújar, que a su vez no reposa en ningún punto sobre el Complejo de Sierra Nevada, en el área de esta Hoja. El segundo manto, siguiendo de abajo arriba, es, en cualquier sector, el Manto de Alcázar, ya que, salvo en dos puntos muy localizados, no se encuentran los Mantos de Cástaras y Lújar en una misma vertical. Así, pues, el Manto de Alcázar se encuentra sobre el de Cástaras en la parte más septentrional del área ocupada por los alpujárrides de esta Hoja, y sobre el de Lújar en la región meridional.

En el cuadrante sudoriental de la Hoja, sobre el Manto de Alcázar se sitúa el Manto de Murtas, que adquiere un gran desarrollo hacia el Este y hacia el Sur y que también desaparece hacia el Oeste.

En el cuadrante sudoccidental, sobre el Manto de Alcázar se sitúan algunas unidades pertenecientes a los Mantos de la Herradura y de los Guájares. Estos mantos no aparecen al este del meridiano de Orgiva.

Tampoco se encuentra una vertical en la que se superpongan unidades atribuibles a los Mantos de Murtas, la Herradura y los Guájares, de modo que la relación entre el primero y los segundos es también discutible.

Para finalizar esta introducción conviene precisar algunos aspectos con relación a la cronología de los materiales alpujárrides.

Es un hecho establecido que las calizas y dolomías que coronan los mantos alpujárrides pertenecen al Trías Medio y Superior. Las dataciones paleontológicas sólo han sido realizadas hasta ahora sobre materiales del Manto de Lújar, en diversos sectores comprendidos entre los meridianos de Motril y Almería (ver ap. 1.2.6).

En los restantes mantos no se ha podido obtener, hasta ahora, micro-

fauna datable debido, en general, al notable grado de recristalización de estas rocas carbonatadas, verdaderos mármoles en numerosos sectores. Pero, aun así, la comparación de las facies y secuencias litológicas no deja lugar a dudas sobre la certeza de su correlación con el Manto de Lújar. En regiones próximas, mármoles alpujárrides han proporcionado restos de Megalodón, citados por primera vez por BARROIS y OFFRET (1889). Desde entonces ningún autor ha cuestionado su edad.

Las formaciones metapelíticas infrayacentes no han proporcionado hasta ahora restos fósiles en ningún punto de la Zona Bética. De entre ellas, la formación de filitas y cuarcitas existe en todos los mantos alpujárrides, si bien en algunos puede aparecer más metamorfozada de lo que es habitual. Ha sido atribuida por la mayoría de los autores al Permo-Werfeniense, desde P. FALLOT; pero recientemente se empieza a poner en duda que el techo de esta formación esté situado en el límite Trías Inferior-Trías Medio (ver apartado 1.2.5). Por esta razón hemos sustituido el término Permo-Werfeniense por el de Permo-Triásico.

Por debajo, en las formaciones de micasquistos y cuarcitas, más metamórficas y de tonalidades más oscuras, igualmente azoicas, no existen ya criterios que permitan ni siquiera una correlación aproximada con formaciones datadas de otros dominios. Es verosímil que pertenezcan al Paleozoico, pero no se puede añadir nada más.

1.2.1 MANTO DE LOS GUAJARES

Aparece representado por pequeños «klippes» situados junto al borde occidental de la Hoja, hacia la mitad; en un «klippe» situado al sur de Lanjarón (Cortijo de la Campana) y en la carretera de Lanjarón a Orgiva.

Por su posición, litología y presencia de distena, si bien no muy abundante, y dada la escasa distancia que los separa, se han asimilado a los de la vecina Hoja de Dúrcal (AVIDAD et al., en prensa).

Es el más alto de los mantos alpujárrides en este sector. Su parte superior está erosionada y no aparece más que en un término bastante bajo de la serie: reposa sobre el Manto de la Herradura.

ξ_{ve} *Formación de micasquistos y cuarcitas con granate, estaurolita y distena*

Están constituidos por micasquistos oscuros que alternan con niveles cuarcíticos. Contienen cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, granate, estaurolita y andalucita. En los «klippes» situados en el sector de Izbor puede aparecer, ocasionalmente, distena.

En el «klippe» del Cortijo de la Campana (S. de Lanjarón) han aparecido algunos cristales de distena en una muestra tomada de un filón de cuarzo

de exudación. Al microscopio, las rocas aparecen muy tectonizadas. Con frecuencia los granos de cuarzo muestran «ribbon structure»; incluso aparecen cuarzos muy alargados, de forma rectangular, en el interior de algunos granates. Algunos granates son anisótropos, de sección rectangular, alargados en el sentido de la esquistosidad principal. La potencia de la formación no supera en este sector unas pocas decenas de metros.

1.2.2 MANTO DE LA HERRADURA

Algo mejor representado, descansa sobre el Manto de Alcázar. J. A. GALLEGOS atribuye los afloramientos representados justamente en la esquina noroccidental de la Hoja al Manto de la Herradura y así quedan representados en el mapa.

Si ello es cierto, el Manto de la Herradura descansaría, en dicho sector, sobre el de Cástaras (lo que por otra parte no resulta demasiado extraño, dadas las importantes laminaciones que ha sufrido el Manto de Alcázar en numerosos sectores).

g_{5c} Micasquistos biotíticos con estaurolita y ocasionalmente distena

Constituyen la base, en este sector, del Manto de la Herradura. Son micasquistos, alternantes con bancos de cuarcitas, con granate, estaurolita y distena, como minerales más característicos. La distena aparece en algunas láminas y, dentro de cada una, en muy pequeña cantidad. Con todo es más abundante que en los términos descritos anteriormente (Manto de los Guájares). Contienen, además, cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa (probablemente oligoclasa), óxidos de hierro y clorita, en parte de la variedad penninita. En muy escasa proporción, algún anfíbol, circón, turmalina y apatito.

Son micasquistos grafitosos, bastante oscuros, con numerosos filones de exudación.

La potencia de estos términos no supera los 60-80 m.

Hacia arriba pasan, en transición bastante rápida, al siguiente término de esta serie.

g_{5bc} Micasquistos biotíticos con clorita y epidota

En un espacio relativamente pequeño (no más de 20-30 m. según la normal a la esquistosidad principal) desaparecen la distena, la estaurolita y el granate. La serie pierde casi por completo el grafito y se hace más clara. Ya trataremos más adelante del problema de estos aparentes saltos de metamorfismo.

En la vecina Hoja de Dúrcal (AVIDAD et al., en prensa) no parece que este salto sea tan brusco. De otro lado, los términos más altos, los que

serían equivalentes a los que ahora describimos, parecen faltar, según V. GARCIA-DUEÑAS (in AVIDAD et al., en prensa).

La formación que ahora nos ocupa aparece en el terreno como una alternancia de niveles, de potencia centimétrica, de colores grisáceo-azulados y verdes.

La mineralogía de cada tipo de niveles (grisáceo-azulados, por una parte, repetimos, y verdes por otra parte) es totalmente diferente.

Los primeros presentan una composición que no difiere esencialmente de la que puede aparecer en cualquier formación de filitas y cuarcitas de cualquiera de los mantos alpujárrides, de los situados al sur de Sierra Nevada: cuarzo, calcita, albíta, clorita, mica blanca, óxidos de hierro (algún grafito, turmalina, circón, apatito...).

Los niveles de color verde presentan la siguiente composición: cuarzo, hornblenda, pistacita, biotita (en parte transformada en penninita), clorita, moscovita, oligoclasa (máx. 24 por 100 An) (1) y calcita, y en mucha menor proporción: actinolita, clinozoísita, óxidos de hierro y esfena. Han aparecido algunos cristales de diópsido.

La biotita, bastante abundante, muestra en ocasiones ángulos de extinción que varían entre 0 y 12°. Cuando esto ocurre se puede comprobar que, además, los colores de interferencia son anómalos. Se ve en muchos casos cómo esta biotita proviene, por alteración, de cristales de hornblenda. Además, existen todas las transiciones posibles entre esta biotita anómala y la biotita normal.

La pistacita se asocia, con mucha frecuencia, a cristales de calcita.

Algunos cristales de cuarzo, calcita y clorita son tardíos, probablemente de origen hidrotermal, en un sentido muy amplio. Estos fenómenos requerirían un estudio petrológico detallado, estudio que aún no ha sido realizado. Por esta razón sólo es posible aventurar una hipótesis.

Se puede suponer que estas rocas provienen del metamorfismo de una primitiva sucesión de lechos pelíticos y areniscosos con algo de carbonato cálcico. En esta serie se intercalarían frecuentemente lechos delgados en los que alternarían los sedimentos pelítico-areniscosos con material piroclástico, quizá procedente de erupciones de tipo andesítico cuyos componentes iniciales, difíciles de determinar, pudieron ser piroxeno y plagioclasa intermedia.

En cuanto a la existencia, en el supuesto material piroclástico inicial, de esfena, calcita, clorita y de algún otro mineral, es difícil de hacer conjeturas. Desde luego la esfena, por ejemplo, dentro de que no aparece en una proporción muy alta, sí que es mucho más abundante que en los niveles filitosos grisáceos.

(1) La medida debe tomarse como aproximada, pues no abundan en estas rocas las plagioclasas macladas.

En presencia de agua y en un proceso epimetamórfico, con cuarzo libre es posible que el primitivo piroxeno se transformase en anfíbol (que luego podría pasar en parte a biotita y ésta, en parte también, se habría cloritzado).

La epidota puede proceder de una reacción del tipo: plagioclasa + calcita = epidota + albita.

Por su parte, los sedimentos pelíticos-areniscosos sometidos a un metamorfismo epizonal han dado los minerales que cabría esperar y que han quedado reseñados más arriba.

Debe hacerse hincapié en que en los niveles de filitas grises existe calcita, como tal mineral, en cierta cantidad, y en cristales limpios y no alterados. No parece verosímil, pues, que estos niveles anfibólicos y epidóticos provengan del metamorfismo de primitivos lechos más ricos en carbonato cálcico.

Si esta hipótesis sobre aporte volcánico se llega a comprobar, proporcionaría un argumento adicional para atribuir a estos niveles una edad triásica. Y, además, el contenido de la roca en anfíboles y epidota no podría ser utilizado, sin más precauciones, como único elemento de correlación. La potencia de toda la formación, en este sector, no sobrepasa el centenar de metros.

Su edad puede ser atribuida al Permo-Werfeniense.

Al sur de Lanjarón, y bajo los micasquistos ξ_{ve} del «klippe» del Cortijo de la Campana, existe una formación de filitas y cuarcitas que ha sido atribuida al término que ahora nos ocupa. Contiene algunos niveles verdes ricos en epidota, en mucha menor proporción, y el anfíbol apenas aparece.

Otro tanto ocurre con un pequeño afloramiento situado en la carretera de Lanjarón a Orgiva.

En cualquier caso, los problemas de correlación de los alpujárrides a ambos lados del límite de las Hojas de Lanjarón y Dúrcal son complejos. Este tema no está definitivamente concluido y el esquema que actualmente presentamos para ambas Hojas, así como para las de Albuñol y Motril, puede ser modificado por posteriores investigaciones.

ξ_{zp} *Esquistos de grano fino con epidota y plagioclasa*

Constituyen la base de la Unidad del río Torrente, en la vecina Hoja de Dúrcal (AVIDAD et al.).

Se trata de filitas de colores grises azulados con algunas tonalidades verdosas. Están compuestas fundamentalmente por cuarzo, mica blanca, clorita y, en menor proporción, epidota y calcita. J. A. GALLEGOS (op. cit.) estima que estas filitas, desde los «klippes» situados al E. de Acequias (localidad situada en la vecina Hoja de Dúrcal, al E. del río Torrente) hacia el Norte se van haciendo progresivamente algo menos metamórficas, dis-

minuye su tamaño de grano y van adquiriendo el carácter de filitas comparables a las de los Mantos de Alcázar o Cástaras. En opinión de V. GARCIA-DUEÑAS (in AVIDAD et al.), «...es problemática la atribución de la Unidad del río Torrente al Manto de la Herradura. Esta unidad podría representar el Manto de Alcázar, y de aquí las similitudes que en los términos basales filíticos se observan al compararlos con los del Manto de Alcázar o Cástaras. En cualquier caso resulta extraño el que en los materiales inferiores a los mármoles del Manto de la Herradura, en la mitad N. de la Hoja de Dúrcal, aparezcan términos muy poco metamórficos, que están ausentes más al S. Queremos llamar la atención sobre este hecho».

El problema, en opinión del que esto escribe, es aún más complejo. Como acabamos de ver, y supuesto que la atribución de los materiales descritos en el sector de Izbor al Manto de la Herradura sea correcta, resulta que en dicho sector se sitúan bajo los mármoles materiales filitosos poco metamórficos con intercalaciones de posibles rocas metapiroclásticas. Por otra parte, V. GARCIA-DUEÑAS admite la posibilidad (in AVIDAD et al., apartado 1.2.2.3.2) de que la parte superior de los materiales esquistosos más altos de la secuencia del Manto de la Herradura hayan sido laminados. De todo esto parece deducirse que por lo que respecta al metamorfismo de los términos en discusión no hay argumentos suficientes para atribuirlos a una u otra unidad. De todos modos es cierto que si no aparecen términos metamórficos, ni especialmente ricos en epidota y anfíboles, no hay mayor razón para atribuirlos al Manto de la Herradura.

En definitiva, el autor de esta Memoria se inclina también, en principio, por asignar estos términos al Manto de Alcázar, tal y como opinaba el mismo J. A. GALLEGOS en una publicación anterior (GALLEGOS, 1971).

Δ⁴ Mármoles

Esta formación está muy escasamente representada.

Los mármoles no coronan la sucesión del Manto de la Herradura en todos los puntos, como puede apreciarse en la cartografía (sector de Izbor).

Se trata de mármoles bastante puros, bien cristalizados, de colores blanquecinos a amarillentos.

Se estima que pueden correlacionarse con los mármoles del Crucero de Pinos (Hoja de Dúrcal, AVIDAD et al.).

Su edad se atribuye al Trías Medio y Superior.

En el ángulo noroccidental de la Hoja aflora una potente formación (varios cientos de metros) de mármoles calizos y dolomíticos, que se presentan con aspecto masivo. Tan sólo hacia la base, y en algunas intercalaciones calizas, se encuentran estratos bien definidos.

En algunos casos se han detectado importantes reducciones de espesor, como la que se aprecia en la Unidad del Río Torrente, que algo más al N.

del límite de la Hoja de Dúrcal, muy cerca del ángulo NO. de esta Hoja, muestra cómo unas calizas relativamente bajas de la formación carbonatada se pierden completamente y un paquete más alto, constituido por unas dolomías trituradas, llega a descansar directamente sobre las filitas.

Por consideraciones de tipo regional, y por correlación con formaciones carbonatadas datadas de otros sectores y en idéntica posición, atribuimos estos mármoles al Trías Medio y Superior.

1.2.3 MANTO DE MURTAS

Aflora extensamente en el cuadrante sudoccidental.

En el área de esta Hoja sólo aparecen bien representados los términos atribuibles al Paleozoico. Más al Este y más al Sur, sobre estos niveles aparecen importantes sucesiones de filitas y cuarcitas permotriásicas y calizas y dolomías del Trías Medio y Superior.

En esta Hoja existen unos pocos afloramientos, de extensión y espesor muy escasos, de filitas y rocas carbonatadas. Están situados junto al borde oriental de la Hoja y los corta la pista que une los pueblos de Lobras y Timar.

El Manto de Murtas está tectónicamente situado sobre el Manto de Alcázar. Pero en la esquina sudoriental de la Hoja el Manto de Alcázar llega a faltar y el Manto de Murtas descansa directamente sobre el de Lújar (ventana de Albuñol).

Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. En la base, micasquistos granatíferos localmente con estaurólita, p₅₆

Este signo comprende dos formaciones:

a) *Formación de micasquistos granatíferos con granate y estaurólita*

Ocupa la posición más baja. Está constituida por micasquistos oscuros en general, con los que alternan abundantes bancos de cuarcitas, normalmente de tonalidades algo más claras, de un espesor del orden del decímetro, si bien no es excepcional que se encuentren bancos de uno o varios metros de potencia. Las cuarcitas son muy micáceas, en ningún caso existen cuarcitas puras. Además, los micasquistos son mucho más abundantes que las cuarcitas.

Son rocas claramente cristalinas, en que las micas y los granates son claramente visibles a simple vista. Dan un paisaje redondeado, alomado, de tonalidades muy oscuras en color marrón.

Los minerales existentes en esta formación son: cuarzo, mica blanca, biotita, clorita (en parte es penninita), oligoclasa, granate (almandino-espeartita), estaurólita, andalucita, grafito, óxido de hierro y cloritoide. En pequeña proporción, turmalina, circón, apatito y en mucha menor cantidad,

esfena y clinozoisita. Aunque no existen pruebas paleontológicas, se admite que esta formación es de edad paleozoica. Esta formación está muy bien representada en el área de la Hoja de Albuñol. En la presente Hoja no aflora en grandes extensiones, salvo en la parte más meridional. Parece comprobado (ALDAYA, 1969 c, 1970 c) que, por lo que respecta al sector situado al sur de Sierra Nevada, los mantos presentan hacia el Sur términos más bajos como consecuencia del aumento de buzamiento hacia el Sur que las superficies de corrimiento experimentan en su región más meridional. El contacto entre esta formación y las que describiremos a continuación es, en muchos casos, de despegue. La falla de trazado sinuoso, situada cerca de la esquina sudoriental de la Hoja, marca, en parte, este contacto.

b) *Formación de cuarcitas y micasquistos con biotita*

Está situada sobre la formación esquistosa anteriormente descrita. Esta formación es, en general, mucho más cuarcítica que la anterior. Son raros los niveles casi exclusivamente micáceos. En general predominan las cuarcitas y cuarzoquistos. Pero tampoco se encuentran en ella cuarcitas puras. De todas formas es frecuente encontrar paquetes de micasquistos con potencias del orden de la decena de metros. Los bancos de cuarcitas son generalmente de potencia decimétrica y, esporádicamente, de potencia métrica.

Los materiales son mucho más claros que en la formación anterior, de tonalidades predominantemente grises, incluso rosadas en ciertos puntos. En el paisaje se presenta con unos tonos también más claros.

Los minerales que aparecen son: cuarzo, mica blanca, biotita, albita, clorita (en parte penninita), cloritoide, andalucita, óxido de hierro y en mucha menor proporción epidota (pistacita, clinozoisita), grafito (no muy abundante), circón, turmalina, apatito, menas metálicas y algún que otro cristal de esfena.

Se admite que esta formación es también de edad paleozoica. Puede representar una parte más bien alta dentro del Paleozoico.

Calizas recristalizadas y mármoles micáceos, ΔM

Son mármoles de color gris claro, con relativamente abundantes granos de cuarzo y pajillas de mica blanca. Contienen nódulos de cuarzo que por su forma y disposición podrían provenir de antiguos nódulos de sílex.

Alcanzan potencias que pueden llegar a varias decenas de metros. Los únicos afloramientos de estos materiales están cortados por el borde meridional de la Hoja. Alcanzan una extensión algo mayor en la Hoja de Albuñol.

Filitas, ξ_m

Se ha representado un pequeño afloramiento de unos pocos metros de espesor. Se trata de filitas semejantes a las que se describirán más adelante y a las que se atribuye la misma edad.

Calizas algo dolomíticas recristalizadas, ΔD

Se trata de algunos mogotes de extensión y espesor mucho más reducidos que los de las filitas mencionadas anteriormente.

Se han atribuido al Trías Medio-Superior.

1.2.4 MANTO DE ALCAZAR

Está bien representado en toda el área de la Hoja.

En grandes extensiones solamente aparece la formación de filitas y cuarcitas permotriásicas. Las calizas dolomías del Trías Medio y Superior están ausentes o muy escasamente representadas, salvo en el sector sudoccidental de la Hoja. No aparece la formación de cuarzoesquistos, cuarcitas y esquistos atribuibles al Paleozoico, que se encuentra al Sur de la Sierra de Lújar.

La potencia de este manto, muy variable en general, lo es también dentro del área de esta Hoja. No alcanza potencias considerables, si no es al Sur de la Sierra de Lújar, en la porción más meridional del manto (Hoja de Albuñol). Es un comportamiento semejante al descrito en el apartado anterior para el Manto de Murtas.

P-T_{A1f} Filitas y cuarcitas. Localmente yeso y calcoesquistos

Esta formación se caracteriza por una gran homogeneidad. Se trata de una formación en la que predominan las filitas, de tonalidades gris-azuladas, en ocasiones rojizas o verdosas.

Las cuarcitas nunca son puras, pues presentan cantidades considerables de mica. Se distribuyen de un modo más o menos uniforme en la serie, en bancos generalmente de espesor de milimétrico a centimétrico. Con cierta frecuencia presentan un color muy claro o blanco.

Hacia la parte superior aparecen más frecuentemente tonalidades rojizas o violáceas, tanto en los niveles filotosos como en los cuarcíticos. En ocasiones presentan colores oscuros debido a la existencia de grafito que, en cualquier caso, es mucho menos abundante que en las formaciones infra-yacentes.

Esporádicamente pueden aparecer algunos niveles de calcoesquistos bien recristalizados, generalmente amarillentos, intercalados a cualquier altura dentro de la sucesión, y sin gran continuidad lateral.

Se hacen más abundantes en el contacto con la formación calizodolomítica suprayacente y, en general, hacia la parte alta.

También existen intercalaciones esporádicas de yeso primario.

Los minerales que aparecen son: cuarzo, mica blanca (moscovita y paragonita), clorita, albíta, calcita y óxido de hierro. En mucha menor proporción, grafito, turmalina, apatito, circón, menas metálicas, pistacita y en muy escasa cantidad biotita, en parte alterada a penninita. Conviene aclarar que esta biotita pertenece a la asociación tardía de alta temperatura. Dentro de que esta biotita es extraordinariamente escasa, abunda algo más en el valle del Guadalfeo, en el sector de Vélez de Benaudalla (en la esquina SO. de la Hoja).

En las series potentes de filitas, esta biotita no suele alcanzar la parte más alta.

En una sola de las muestras han aparecido los siguientes minerales: pistacita, hornblenda, cuarzo, calcita, clorita y, en menor proporción, biotita, plagioclasa, menas metálicas, un granate de color verdoso no determinado, esfena, turmalina, mica blanca y óxido de hierro.

El significado de este nivel puede ser el mismo que el atribuido a los niveles verdes del Permo-Werfeniense del Manto de La Herradura. No hay por qué pensar que la actividad volcánica de esa época tuviese que limitarse exclusivamente al ámbito de depósito de las rocas que ahora asignamos al Manto de La Herradura. Esta muestra se encuentra situada en el afloramiento situado inmediatamente al norte de la confluencia de los ríos Izbor y Guadalfeo.

En algunos puntos, por ejemplo en la subida de Orgiva a Puerto Camacho (C.ª de Albuñol) aparecen rocas volcánicas extraordinariamente alteradas. Parecen concordantes con S₂ y desde luego están afectadas por ella, habiendo sufrido los efectos del metamorfismo alpino. Es difícil asegurar que se tratase inicialmente de filones-capa, aunque en algunos puntos parecen estar interstratificadas.

Actualmente aparecen compuestas fundamentalmente por plagioclasa muy alterada y clorita. En menor proporción aparecen: óxido de hierro, cuarzo, mica blanca, calcita, apatito y, en alguna muestra, algo de rutilo.

Parece verosímil relacionarlas con el inicio de la actividad volcánica triásica.

Como ya quedó dicho, se atribuye a esta formación una edad permo-triásica.

Calizas recristalizadas, P-T₃C

En algunos puntos aparecen intercalaciones de calizas bien recristalizadas, amarillentas. Lentículas de material filitoso separan pequeños niveles carbonatados de espesor milimétrico a centimétrico. Los nivelillos calizos con-

tienen dolomita, pequeños granos de cuarzo, laminillas de mica blanca y clorita, óxido de hierro, turmalina y apatito.

Son intercalaciones de potencia de uno a cinco o siete metros y escasa continuidad lateral, como las de la carretera de Orgiva a Albuñol, en la subida a Puerto Camacho, desde el N.

T_{A2-3}Δ Dolomías y calizas. Mármoles. Calcoesquistos en la base

La formación de filitas y cuarcitas pasa a la que ahora nos ocupa por medio de una serie alternante de filitas y calcoesquistos amarillentos anaranjados, bastante recrystalizados, de tal modo que el material filitoso se va perdiendo paulatinamente hasta llegar a las calizas. Estos calcoesquistos de transición se componen de niveles centimétricos a milimétricos de caliza amarillenta con algo de cuarzo, mica blanca y óxido de hierro.

Es un contacto stratigráfico, normal, que actualmente es posible observar en numerosos puntos. Sin embargo, la gran diferencia de competencia que existe entre ambas formaciones determina que este contacto sea mecánico, de despegue. Frecuentemente es más o menos oblicuo a la esquistosidad de las filitas. No es extraño que, en sus proximidades, los materiales aparezcan brechificados. En muchos sectores faltan los calcoesquistos en grandes extensiones. Incluso se puede suponer que el contacto conserva el carácter mecánico aun en los puntos en que los calcoesquistos de transición existen y no muestran estar despegados o tectonizados. En estos casos es más lógico pensar no que la superficie de despegue no existe, sino que debe de estar situada por debajo del paquete de calcoesquistos, en el seno de la masa de filitas.

Este comportamiento aparece como un hecho general en todo el dominio alpujárride. Se podría pensar en la existencia de despegues generalizados de gran magnitud, que podrían ser la causa de que las calizas y dolomías que actualmente vemos sobre un punto cualquiera de la formación de filitas y cuarcitas no sean las que en su día se depositaron sobre ese punto, sino otras que bien pudieran haberse depositado incluso a muchos kilómetros de distancia. Sin embargo, esa traslación se había realizado paralelamente al contacto entre ambas formaciones, sin ganar ni perder altura.

En cuanto a sus características, se trata de una alternancia de calizas y dolomías de un color grisáceo predominante, generalmente recrystalizadas, llegando a ser verdaderos mármoles en algunos puntos. Aparecen también niveles amarillentos, más o menos brechificados y niveles masivos sin estratificación visible. Alternan también niveles finos, con espesores centimétricos. Al microscopio aparece el carbonato muy recrystalizado como componente mayoritario, a veces casi único, y en muy escasa proporción, algunos granos de cuarzo, pequeños cristales de mica blanca y óxidos de hierro.

La formación aparece en el paisaje con colores grisáceos y relieve y vegetación característicos. El aspecto es muy frecuentemente masivo, pues la estratificación no suele estar claramente marcada en todos los puntos.

En casi toda el área de la Hoja están adelgazadas o erosionadas. En algunos puntos (al este de la Sierra de Lújar) el contacto entre los Mantos de Murtas y Alcázar está jalonado por pequeños restos de esta formación.

Alcanzan su máxima potencia al sur del túnel de Izbor, situado en la carretera de Granada a Motril, donde pueden llegar a los 400 m.

Por comparación con rocas de litología y posición similares, se atribuyen al Triás Medio y Superior.

Calizas, margocalizas y calcoesquistos, T_{A2-3}CM

Aparece este término bien en la transición entre la formación de filitas y cuarcitas y la de calizas y dolomías, en cuyo caso puede alcanzar, hacia arriba, una potencia de varias decenas de metros, bien en el seno de la formación carbonatada. Sólo está representado entre el sector de Izbor y Vélez de Benaudalla, población situada justamente en la esquina sudoccidental del mapa, en la margen derecha del río Guadalfeo.

Estos materiales son los mismos que normalmente se sitúan en el contacto entre la formación carbonatada de filitas y cuarcitas. Pero sólo han sido separados en cartografía en este sector de la Hoja debido a que aquí alcanzan una extensión y espesor considerables.

1.2.5 MANTO DE CASTARAS

El Manto de Cástaras aflora de un modo continuo a lo largo del borde meridional de Sierra Nevada. Sus cambios de espesor son menores que los que experimentan los restantes mantos, haciendo la salvedad de que, como ya quedó dicho en la introducción, este manto se adelgaza hacia el Sur y desaparece.

Está situado, en toda su extensión, sobre materiales nevado-filábrides, salvo en dos puntos:

Hacia el centro del mapa, a 1 Km. al ESE. de la confluencia de los ríos Guadalfeo y Trevélez, se puede observar la superposición de las filitas y cuarcitas del Manto de Cástaras sobre rocas carbonatadas del Manto de Lújar. En este punto la situación tectónica es complicada, pero se puede aceptar esta interpretación.

El otro punto es el sector de la confluencia de los ríos Izbor y Guadalfeo. Allí aparecen unas rocas carbonatadas atribuidas al Manto de Lújar bajo filitas y cuarcitas del Manto de Cástaras. Las condiciones de afloramiento no son claras en este último punto.

Sobre el Manto de Cástaras se sitúa en general el de Alcázar, salvo en los puntos en que falta este último (sector Cástaras-Tímar), en cuyo caso son los micasquistos del Manto de Múrtas los que reposan sobre el Manto de Cástaras.

Filitas y cuarcitas. Localmente yeso y calcoesquistos, P-T_{Aj}fr

Esta formación es muy semejante a su equivalente del Manto de Alcázar.

Aparece como una formación muy homogénea, con tonalidades en general azuladas. En una masa predominantemente filitosa alternan bancos de cuarcitas de potencia en general centimétrica a decimétrica. Son característicos algunos bancos de cuarcitas blancas. Se intercalan también nivelillos de calcoesquistos o de filitas ricas en carbonato. Las cuarcitas no son puras en ningún caso. Incluso las que en afloramiento ofrecen un aspecto más típicamente cuarcítico contienen una gran cantidad de mica.

También se puede encontrar yeso primario intercalado.

En el manto de Cástaras son algo más abundantes los colores rojizos hacia la parte superior, pero esta regla admite numerosas excepciones (por ejemplo, en el corte de la casilla de peones camineros que hay a 2 kilómetros de Lanjarón en dirección a Orgiva).

Los minerales que aparecen en esta formación son: cuarzo, mica blanca (moscovita y paragonita), clorita, albíta, calcita y en menor proporción óxido de hierro, cloritoide, penninita, biotita, turmalina, apatito y circón.

El cloritoide puede ser muy abundante en algunas muestras. La biotita y el cloritoide no llegan a alcanzar la parte más alta de la formación.

Como se puede ver, por lo que respecta a esta formación no hay diferencias esenciales entre los Mantos de Cástaras y Alcázar. Tampoco hay diferencia en cuanto al tamaño de grano. Las diferencias propugnadas por GALLEGOS (1974) no existen, al menos en esta región.

La formación se atribuye al Permo-Triásico.

P-T_{A1}Δ Calizas

Se ha incluido este término para un solo nivel de calizas que aparece intercalado en la formación de filitas y cuarcitas, se encuentra al norte de Orgiva en la margen izquierda del río Sucio, junto al contacto con el Complejo de Sierra Nevada. Su atribución al Manto de Cástaras no es segura, pues bien pudiera tratarse de un retazo del Manto de Lújar arrastrado en la base de las filitas de Cástaras del tipo del Peñón del Yeso (escasamente 1 kilómetro al O. de Lanjarón).

T_{A2-3}C *Calizas recristalizadas. Dolomías. Calcoesquistos en la base.
Mineralizaciones locales de hierro y mercurio hacia la base*

La transición de las filitas y cuarcitas a las calizas y dolomías es tal y como se ha descrito para el Manto de Alcázar. No es necesario repetir aquí los comentarios que, sobre el despegue existente entre ambas formaciones, se hicieron anteriormente.

Los calcoesquistos que marcan la transición responden también a las descripciones realizadas para materiales equivalentes en el Manto de Alcázar. Están bien representados en el corte del escarpe que existe al sur de Lanjarón.

Con cierta frecuencia aparecen mineralizaciones de óxidos de hierro más o menos hidratados entre la formación de filitas y cuarcitas y la de calizas y dolomías. El único yacimiento importante, actualmente agotado, es el de las Minas del Conjuero, al sur de Busquistar (unos kilómetros al este del centro de la Hoja). También se han explotado las Minas Virgen de Fátima (NE. de Orgiva) (1). Se puede plantear la hipótesis de que el origen de estas mineralizaciones haya que buscarlo en el Nevado-Filábride. En tal caso estas mineralizaciones no tendrían ningún significado de tipo estratigráfico o paleogeográfico en relación con algún manto alpujárride determinado. En la parte oriental de la Hoja, en el sector de Cástaras-Tímar, existen mineralizaciones de cinabrio en el seno de la masa carbonatada, en una posición baja, próxima a la base de la formación.

Por lo que respecta a la litología, existen también calizas y dolomías, estas últimas generalmente masivas; las calizas aparecen con frecuencia bien estratificadas. Ambas muestran en ocasiones una recristalización notable, con aspecto marmóreo y un fajeado en tonos grises y blancos, que en ciertos puntos recuerdan los mármoles fajeados del Manto de Mulhacén. En muchos otros casos, los mármoles presentan un aspecto masivo, sin recristalización visible.

Entre 2-3 Km. al O. de las Minas del Conjuero aparece, cerca de la base de la formación, una dolomía masiva, muy silíceo y bastante recristalizada. Hasta ahora no hemos encontrado este tipo de roca en ningún otro punto de la región.

En esta formación aparecen algunas intercalaciones de material filitoso de potencia decimétrica, así como pequeños lechos (1 mm.-1,5 cm.) de

(1) Las rocas en que están situadas estas minas han sido atribuidas por TONA (1973, pág. 13) a la parte alta del Complejo Nevado-Filábride o bien al elemento más bajo del Complejo Alpujárride en ese sector, elemento que estaría situado bajo el Manto de Cástaras (*op. cit.*, fig. 5).

material del mismo tipo. Alternan también pequeñas intercalaciones de calizas tableadas amarillentas. No obstante, todos estos episodios son poco frecuentes y no aparecen tan generalizados como ocurre en el Manto de Lújar. Al microscopio presenta las mismas características y los mismos minerales que la formación carbonatada del Manto de Alcázar.

Quizá el mejor corte de esta formación lo proporciona el Barranco de Lobras, inmediatamente al norte del pueblo de Timar. En este sector no existe una recristalización tan marcada como la que presentan estos materiales en el resto del área de la Hoja. Las calizas, bien estratificadas y potentes (más de 200 m.) muestran en todo el corte y hasta llegar a las filitas de la base, una facies similar a la de la formación «Mármol negro» definida por EWERT (1976) en el Manto de Lújar. Hacia la base de esta sucesión (cerca del collado que atraviesa la carretera entre Juviles y Los Bérchules) se ha recogido microfauna, que no ha permitido dataciones cronológicas. La correlación con la formación Mármol negro, cuya base se sitúa en el límite Ladiniense-Carniense, es interesante porque permite, al menos, esbozar la hipótesis de que en este corte la parte superior de las filitas pueda tener una edad incluso Ladiniense; salvo, naturalmente, que la parte más baja de las calizas haya desaparecido tectónicamente. Es una de las razones por las que no parece aconsejable hablar de una edad Permo-Werfeniense para las filitas y cuarcitas.

Esta correlación está en contra de la opinión de GALLEGOS (1974), que propone que el Manto de Cástaras represente la base del Manto de Lújar. En efecto, en el Manto de Lújar existen en toda la región varias formaciones (ver ap. 1.2.6) por debajo del Mármol negro, la más baja de las cuales se compone de filitas y cuarcitas bastante diferentes, en general, de las del Manto de Cástaras.

Las calizas y dolomías de este manto son atribuidas con seguridad, por su facies, al Trías Medio-Superior.

1.2.6 MANTO DE LUJAR

El substrato del Manto de Lújar no aflora en ningún punto dentro del área de esta Hoja. En el área de la vecina Hoja de Ugijar (OROZCO, 1972; ALDAYA, BAENA, EWERT, en prensa), se pone muy claramente de manifiesto que este manto se superpone a los materiales nevado-filábrides.

Filitas muy poco recristalizadas con niveles de calcoesquistos, P-T_{A1}

Este término aflora entre 2 y 3 Km. al NE. de Orgiva, así como en la margen izquierda del río Gaudalfeo, hacia el centro de la Hoja. Se trata de filitas de grano muy fino, de intensas tonalidades rojizas, púrpuras, verdosas y azuladas. Alternan con cuarcitas poco recristalizadas y niveles finos de calcoesquistos. Sobre el terreno existe una notable diferencia con las filitas de los restantes mantos en cuanto a grado de recristalización.

Los minerales que las constituyen son los siguientes:

Cuarzo, mica blanca y clorita, como más abundantes.

En algunas muestras abundan óxidos de hierro y calcita, que en cualquier caso aparecen como accesorios en general.

En menor proporción aparecen apatito, turmalina y circón.

Aparte del ya aludido tamaño de grano, es notable la ausencia absoluta de biotita, penninita y cloritoide al comparar estas filitas con las de los restantes mantos. Las muestras del área de la Hoja de Ugijar han arrojado los mismos resultados.

Se le atribuye una edad permotriásica.

T_{A2-3} *Calizas y dolomías. Intercalaciones locales de margocalizas, yeso, rocas verdes y arcillitas. Mineralizaciones de plomo y fluorita*

La formación permotriásica admite hacia el techo intercalaciones de calcoesquistos, cada vez más abundantes, hasta llegar progresivamente a la serie carbonatada. En estos materiales de transición aparecen con frecuencia unos calcoesquistos de tonalidades amarillento-grisáceas, de forma lenticular, muy frecuentes en el Manto de Lújar en este nivel. Es una transición análoga a la que existe en los restantes mantos.

La sucesión carbonatada del Manto de Lújar se compone de una potente sucesión (más de 1.300 m.) en la que alternan potentes paquetes de calizas y dolomías. Se intercalan niveles de menor importancia de rocas pelíticas, margocalizas, rocas volcánicas y algunos niveles ricos en yeso primario.

BOULIN, DIMPAULT-DARCY y LEROY (1966) y TONA (1973), dan columnas estratigráficas, muy detalladas las de este último, de la Sierra de Lújar. TONA se ha centrado especialmente en la mitad septentrional de la Sierra de Lújar, dedicando atención preferente al estudio de las mineralizaciones. Es también importante el trabajo de OVEJERO et al. (1974).

Más recientemente, EWERT (1976) ha establecido una columna estratigráfica que puede considerarse representativa para la región comprendida entre los meridianos de Motril y Almería.

En el citado trabajo describe seis formaciones:

1. Serie basal, constituida por filitas y cuarcitas con calcoesquistos, atribuible al permotriásico.
2. Calizas inferiores.
3. Dolomías con franciscana, de edad Ladiniense.
4. Mármol negro, de edad Carniense.
5. Dolomías de Alvarez. No datadas aún, parece que podrían representar un Carniense Superior o Noriense Inferior.
6. Calizas de Los Clementes. Su edad no es conocida.

Las dataciones en las formaciones 3 y 4 han sido realizadas por KOZUR y SIMON (1972), Van den BOOGARD y SIMON (1973). Véase también KOZUR, KAMPSCHUUR, MULDER-BLANKEN y SIMON (1974). Nuevas dataciones (SIMON, EWERT, com. pers.) han confirmado y ampliado estos resultados.

En el área de esta Hoja afloran las formaciones enumeradas, salvo las dolomías del Alvarez y las Calizas de Los Clementes.

En este trabajo, todas las formaciones carbonatadas se han englobado bajo el mismo signo. Efectuaremos una breve descripción de las mismas, siguiendo a EWERT.

a) *Calizas inferiores*

Sobre los calcoesquistos de transición que coronan las filitas permotriásicas se sitúan niveles de calcoesquistos con intercalaciones de dolomía y yeso primario. Encima sigue una sucesión de calizas oscuras, en general en bancos de varios centímetros, bien estratificadas, con intercalaciones de calizas margosas y dolomías. Se trata, a grandes rasgos, de una facies poco profunda con episodios intermareales.

El conjunto alcanza una potencia máxima de 170 m. aproximadamente. Están representadas al E. y NE. de Orgiva. Las muestras recogidas en este sector no han proporcionado restos fósiles que permitan dataciones cronológicas.

b) *Dolomías con franciscana*

Es una formación dolomítica con algunas intercalaciones calizas. Esporádicamente aparecen algunos niveles delgados ricos en material detrítico y niveles de calizas margosas.

Es frecuente la presencia de «franciscana», una estructura que consiste en alternancias de dolomías blanca y negra.

Sobre su génesis, véase EWERT (*op. cit.*).

Hacia el techo de esta formación se sitúan importantes mineralizaciones de galena y fluorita, la mayor parte de ellas en forma de mineralizaciones concordantes, de origen sedimentario. La fluorita se presenta con frecuencia en forma de «piedra india», alternancias de bandas claras y oscuras de fluorita, de espesor centimétrico.

Los restos fósiles son relativamente abundantes.

Dataciones realizadas en esta formación (KOZUR, SIMON, 1972) (SIMON, com. pers.) arrojan una edad Longobardiense Superior-Cordevaliense Inferior.

La formación puede alcanzar una potencia de 350 m.

c) *Mármol negro*

Es una formación potente (500 m.), predominantemente caliza, con varias intercalaciones potentes de dolomías oscuras.

Las calizas son muy variadas en cuanto a litología, espesor y potencia. Existen calizas margosas grises, amarillentas, detríticas, niveles de arcillitas, e incluso se puede encontrar algún pequeño nivel de yeso primario.

Hacia la parte inferior del Mármol negro se sitúan mineralizaciones sedimentarias de galena y fluorita.

La parte alta de esta formación, dentro de la Sierra de Lújar, ya no aflora en el área de esta Hoja, sino en la Hoja de Albuñol. Al microscopio, las rocas carbonatadas del Manto de Lújar muestran una recristalización incipiente, e incluso nula en muchos casos. Aparte de calcita y dolomita, como minerales accidentales aparecen pequeños granos de cuarzo, moscovita y algo de óxido de hierro. Las intercalaciones detríticas pueden contener moscovita, clorita, calcita y cuarzo con pequeñas cantidades de óxido de hierro, turmalina, apatito y plagioclasa.

Con cierta frecuencia aparecen filones capa de rocas volcánicas básicas. En muchos casos es posible observar huellas de metamorfismo de contacto en el techo y en el muro. Las rocas volcánicas son relativamente abundantes en la formación Mármol negro, aunque niveles aislados pueden aparecer en otros puntos de la sucesión. Están muy alteradas en todos los casos. Con mucha frecuencia no quedan residuos de los minerales originales.

En algunas muestras se ha podido determinar un anfíbol próximo a la tremolita y plagioclasas entre 5 y 12 por 100 An, llegando en una muestra a obtener valores de 18 por 100 An. Es muy probable que ni el anfíbol ni la plagioclasa conserven su composición original. Como componentes mayoritarios aparecen también clorita y calcita.

En menor proporción moscovita y óxido de hierro y, en mucha menor proporción, penninita, pistacita, cuarzo y biotita. Muestran huellas de alteración hidrotermal.

En esta serie aparecen, en algunos sectores, grandes pliegues de dirección media N. 40° E. (ALDAYA, 1970 b, c).

Estos pliegues no afectan a toda la serie sino solo, aproximadamente, a su mitad inferior, determinando dos niveles diferentes. Entre ambos niveles, el que está afectado por los pliegues y el que no lo está, se sitúa un nivel con pliegues de «slumping», en ocasiones de gran tamaño y, encima, un nivel de brechas sedimentarias. Sobre este último, la serie prosigue sin ninguna deformación.

Aun en los sectores en que no existen dichos pliegues es frecuente encontrar algunos niveles con brechas sedimentarias y con pequeños pliegues de «slumping».

Extendiendo las observaciones de ALDAYA (1970 b, c) a otros sectores

del Manto de Lújar, EWERT (1976, com. pers.) ha confirmado y ampliado estos resultados y ha establecido que el nivel de brechas y/o pliegues de «slumping», en los casos en que existe, se sitúa a un nivel aproximadamente constante: cerca de la base de la formación Mármol negro.

Estos pliegues se habrían producido durante el Triás, sin que ello signifique, es necesario insistir en ello, que hayan sido originados por una fase de plegamiento comprensiva, en el sentido habitual del término. Podrían ser, quizá, estructuras relativamente locales como respuesta tal vez a fallas que funcionaron en el basamento de esta serie.

Es necesario comentar estos hechos porque los pliegues N. 40° E. están muy bien desarrollados en la Sierra de Lújar. Pero es probable que los niveles con brechas y «slumpings» no existan en el área de esta Hoja o estén muy escasamente representados.

Estos pliegues, sea cual fuere su origen, serían para nosotros de edad Triásica. En cualquier caso, lo que sí es evidente es que son anteriores a la tectónica de corrimiento, pues están cortados (sur de Sierra de Lújar, ventana de Albuñol) por la superficie de corrimiento que limita por arriba al Manto de Lújar.

T_{A2-3f} *Filitas, en general poco recrystalizadas. Intercalaciones cuarcíticas*

Se han señalado en cartografía algunas intercalaciones de material metapelítico. Su composición ha sido ya descrita.

1.2.7 EL METAMORFISMO EN EL COMPLEJO ALPUJARRIDE

A diferencia de lo que ocurre en las rocas del Complejo de Sierra Nevada, en este dominio no se ha encontrado ningún mineral de metamorfismo prealpídico.

Numerosos autores nos hemos pronunciado en favor de la existencia de un metamorfismo prealpídico (ver, por ejemplo, ALDAYA, 1970 c). Pero en los últimos tiempos se han revisado los criterios que anteriormente se utilizaron en este sentido.

Uno de ellos se basaba en el salto de intensidad de metamorfismo que parecía detectarse al pasar el contacto entre las dos formaciones más bajas de la serie alpujarride. En muchos cortes se pasa bruscamente de una asociación de biotita, almandino, estauroлита y oligoclasa (entre otros) a otra constituida fundamentalmente por moscovita, biotita y albita.

Recientemente se ha encontrado en nuevos cortes un paso gradual, por una parte, y por otra se han estudiado otros cortes en que aparentemente el salto es brusco, pero donde se ha podido establecer que el contacto entre ambas formaciones es tectónico. Tal ocurre en la esquina SE. de la Hoja, donde se ha representado una falla de traza sinuosa. Esta falla marca

en dicho sector el contacto entre ambas formaciones. Esta falla, muy tendida, puede representar una superficie de despegue, pues la formación situada sobre ella es más cuarcítica, en general, que la inferior, o bien puede ser un cabalgamiento que haya determinado la ausencia local de la zona de transición entre ambos tipos de asociaciones minerales.

Por lo que respecta a los granates que se interpretaron como rodados, cerca de la base de la formación superior, se puede admitir otra interpretación basada en recientes observaciones realizadas en los micasquistos de la vecina Hoja de Adra (ALDAYA et al., en prensa).

Estos pequeños granates redondeados son fragmentos rotos y tectonizados de granates mayores, lo que se ha puesto de manifiesto junto a superficies tectónicas importantes.

De todas formas esta cuestión aún no ha sido zanjada, pues en otros sectores sí que parece haber argumentos en favor de un metamorfismo prealpidico (KORNPROBST, 1976).

Los primeros minerales que aparecen en los materiales alpujárrides en este sector son sincinemáticos de la primera esquistosidad, S_1 , que afecta a la formación de filitas y cuarcitas permotriásicas y a las metapelitas intercaladas en las formaciones carbonatadas del Trías Medio-Superior. Esos primeros acontecimientos están, pues, asociados al ciclo alpidico.

En estas rocas existen dos esquistosidades del flujo que afectan a toda el área, penetrativas y con neoformación generalizada de minerales. Son las denominadas S_1 y S_2 .

Sobre el terreno, solo se ve normalmente una esquistosidad, que tiene carácter de esquistosidad regional. Al microscopio se puede comprobar que en general se trata de la S_2 .

Posteriormente, aparecen otras esquistosidades de circulación, sin neoformación de minerales. De todas ellas trataremos en el capítulo de Tectónica.

Los mantos alpujárrides de esta región se pueden agrupar en dos conjuntos desde el punto de vista del metamorfismo: por una parte, los que podríamos llamar Alpujárrides del sur de Sierra Nevada (Lújar, Cástaras, Alcázar, Murtas y Adra). Por otra parte, los Alpujárrides al oeste del meridiano de Motril (La Herradura, Salobreña y Los Guájares).

Como dijimos en apartados anteriores, los mantos del oeste de Motril descansan sobre el de Alcázar, pero no llegan a establecer contacto con el Manto de Murtas.

En la base de todo el empilamiento, el Manto de Lújar presenta, a su vez, características también peculiares.

El Manto de Lújar contiene rocas muy poco o nada metamórficas. (Esto no obsta para que sus filitas y cuarcitas basales presenten bien desarrolladas las dos esquistosidades de flujo S_1 y S_2 .) Los restantes mantos del sur de Sierra Nevada están exclusivamente constituidos por rocas metamórfi-

cas. Como máximo se llega a la zona de la estaurolita. El gradiente de metamorfismo es realmente débil.

Los restantes mantos del sur de Sierra Nevada están exclusivamente constituidos por rocas metamórficas. Como máximo se llega a la zona de la estaurolita. El gradiente de metamorfismo es relativamente débil.

Los mantos situados al oeste del meridiano de Motril se caracterizan por un fuerte gradiente metamórfico. A diferencia del grupo anterior, la zona de la distena se alcanza en distancias relativamente cortas (incluso unas pocas decenas de metros) e incluso se llega a tocar la isograda de la sillimanita. Estos mantos son muy semejantes, a este respecto, a los que afloran al norte de Sierra Nevada.

Pese a estas diferencias se pueden agrupar todos ellos para la descripción de la secuencia de procesos metamórficos. En una descripción de rasgos generales, como la que aquí se pretende realizar, es una aproximación suficientemente válida. Además, los mantos del oeste de Motril apenas están representados en esta Hoja.

Empezaremos la descripción por la más baja de las formaciones. En el Manto de Murtas es la que hemos denominado formación de micasquistos grafitosos con granate y estaurolita. Es la parte inferior del término $p_{\xi b}$. Asimismo nos referimos a las formaciones más bajas de los Mantos de los Guájares y La Herradura.

La primera esquistosidad, S_1 , está determinada por la disposición paralela de mica blanca, biotita, óxido de hierro y, en muchos puntos, grafito. Las micas serían los primeros minerales sincinemáticos con respecto a la primera fase.

La plagioclasa inicia su cristalización en esta fase. Esporádicamente muestra texturas en bola de nieve y con más frecuencia aparece en cristales informes, muy alargados, no maclados, paralelos a la esquistosidad. Estos últimos deben ser también sin- S_1 , aunque no resulta tan evidente como en el caso de los restantes minerales o incluso de la misma plagioclasa cuando presenta texturas en bola de nieve.

Después, y dentro de la misma fase, empieza a cristalizar granate, que frecuentemente muestra texturas en bola de nieve. Parece ser que la mayor parte de los granates crecen durante la primera fase, aunque este extremo es difícil de precisar.

Algunos cristales de estaurolita presentan texturas en bola de nieve. La estructura cristalina de este mineral no permite, probablemente, que la textura en bola de nieve se presente con tanta nitidez como en el granate. Además, la cristalización de la estaurolita debió comenzar algo después que la del granate. Son muy abundantes los cristales de estaurolita post- S_1 y pre- S_2 .

Parece lógico que se haya formado cloritoide en esta fase, al menos en

los niveles más altos de esta formación, o en niveles bajos con anterioridad a la formación de estauroлита; pero no es posible concluir nada en este sentido. Ha aparecido un cristal de distena sincinemático, probablemente de esta fase.

Terminada la fase 1, la cristalización de los minerales antes citados prosigue. Aparecen ahora texturas helicíticas en el interior de cristales de granate, estauroлита y plagioclasa que, por otra parte, son claramente pre-S₂.

En alguna lámina aparecen agregados de pequeños cristales de biotita, muy desorientados, que han crecido sobre lechos ricos en biotita determinados por S₁ y están claramente cortados por la S₂. Se interpretan como cristales intercinemáticos. Cloritoide y distena (esta última sólo en los mantos del oeste de Motril) cristalizan en este momento. No se detectan fenómenos de retrometamorfismo intercinemáticos.

Los mismos minerales siguen creciendo desde el inicio de la fase 2. Aparecen algunos cristales de granate y estauroлита con textura en bola de nieve en esta fase, aunque no son frecuentes. Numerosos cristales de micas re-cristalizan en las superficies de S₂ y en charnelas de pliegues isoclinales formados durante esta fase.

Otros cristales de plagioclasa y estauroлита crecen sobre pliegues de fase 2 muy suaves, apenas iniciados, que quedan englobados dentro, dando texturas helicíticas. Fuera de dichos cristales, los pliegues han seguido evolucionando hasta llegar a ser isoclinales. Finalmente, han sido rodeados por la S₂ que dibuja, alrededor de ellos, estructuras de aplastamiento («flattening»).

Los fenómenos de disolución son muy patentes en esta fase, sobre todo en los flancos de los micropliegues. Lo es también el depósito de óxido de hierro en las superficies de S₂.

Se ha detectado algún cristal (plagioclasa) sin-S₂ tardío, que engloba algún pliegue ya bastante apretado, dibujado por la S₁ y que es anterior a las estructuras de aplastamiento que afectan a la S₂ y no atribuibles a la fase 3. En los Mantos de los Guájares y La Herradura aparece algún cristal de andalucita tardicinemático con respecto a la S₂.

Durante el aplastamiento de la S₂ cristalizan granate, estauroлита y probablemente, andalucita y, en sombras de presión, cuarzo, mica blanca y biotita.

Como minerales netamente posteriores al aplastamiento de la S₂ aparecen aureolas externas de algunos granates que iniciaron su crecimiento en momentos anteriores, estauroлита, plagioclasa, andalucita y biotita, así como algún cloritoide. En este momento tiene lugar el máximo desarrollo de la andalucita que se asocia con biotita rojiza, plagioclasa, estauroлита y mica blanca.

Desde aquí en adelante baja la temperatura y aparecen fenómenos de

retrometamorfismo. La biotita pasa a moscovita y penninita. Es un hecho general que se penninitiza con más facilidad la biotita más tardía. El granate se cloritiza. La andalucita y la estauroлита se alteran muy poco. La plagioclasa aparece algo sericitizada.

No hay argumentos para establecer la cronología relativa entre este retrometamorfismo y la fase 3. Esta fase no está acompañada, en esta región, de neoformación de minerales. Tan sólo aparece algún depósito de óxido de hierro en alguna superficie de S_3 . En alguna lámina, y como hecho muy esporádico, aparece algún cristal de biotita y cloritoide post-fase 3, pues crecen sobre pliegues de crenulación de esta fase.

En definitiva, el metamorfismo aparece como un fenómeno continuo en el que no se intercalan fases de descenso de temperatura. Sí que se intercalan fases tectónicas: las que dan lugar a la formación de las dos esquistosidades de flujo S_1 y S_2 y, con muchas reservas y de un modo muy esporádico, quizá también la S_3 . O, por expresarlo de otra forma, la S_3 es en general post-metamórfica, pero en algunos puntos muy aislados y dentro de las zonas más bajas de algunas unidades, parece que la neoformación de minerales pudo prolongarse algo más en el tiempo. Al norte de Sierra Nevada los materiales alpujárrides muestran recristalizaciones sin o post- S_3 como hecho generalizado (NAVARRO-VILA, 1976). Este autor ha puesto de manifiesto (*op. cit.*) un tipo de evolución similar en el área mencionada.

La interpretación del desarrollo de los procesos metamórficos es más clara en los términos más profundos, gracias a la existencia de cristales como granate y estauroлита, que no existen en las formaciones más altas.

En la formación de cuarcitas y micasquistos con biotita del Manto de Murtas la asociación mineral que se desarrolla durante la primera parte del proceso metamórfico es: cuarzo, albita, moscovita, biotita, cloritoide, así como algunos otros minerales accesorios y abundante óxido de hierro.

Al subir la temperatura en la última parte del proceso la asociación es: cuarzo, oligoclasa, moscovita, biotita roja y andalucita. Estos últimos minerales no se encuentran sino en puntos aislados. Son de mayor tamaño y aparecen desorientados. El retrometamorfismo final sólo es claramente perceptible en la biotita, especialmente en la biotita roja de la última época.

Las formaciones de filitas y cuarcitas de todos los mantos son muy semejantes, con excepción de las de los Mantos de La Herradura y de Lújar, cuyas características quedaron ya expuestas.

En los restantes mantos, la asociación es: cuarzo, albita, mica blanca (moscovita y paragonita), clorita, calcita y cloritoide. Este último no llega a la parte más alta, pues comienza a encontrarse a unas decenas de metros de las calizas y dolomías triásicas.

En la última parte del proceso cristalizan algunas micas blancas y algunas biotitas, desorientadas y en muy escasa cantidad. Es notable que se

ha detectado algún cristal de esta última biotita inmediatamente debajo de la formación de calizas y dolomías.

Como ya dijimos, no es fácil seguir todos los pasos de la evolución del metamorfismo en las formaciones metapelíticas más altas, sobre todo por lo que se refiere al período intercinemático fase 1-fase 2. Los pocos datos que se observan apuntan en el sentido de un tipo de evolución como el descrito. Por otra parte, tampoco se encuentran trazas de algún otro fenómeno de retrometamorfismo intercalado dentro de este proceso. Puede admitirse que el metamorfismo se ha desarrollado en las formaciones altas según el esquema descrito al principio, pero con una menor intensidad.

En las formaciones carbonatadas del Triás Medio y Superior se ha producido una recristalización, en algunos puntos intensa, con formación de mármoles. Pero no han llegado a formarse minerales de metamorfismo si no es algunos pequeños cristales, muy esporádicos, de mica blanca. Cabe la posibilidad de que en los mármoles que coronan el Manto de La Herradura, muy escasos, pueda aparecer algún cristal de anfíbol, como ocurre en otras localidades, fuera del área de la Hoja.

Finalmente, es necesario resaltar que las series de los Mantos Alpujarrides están metamorfizadas hasta la parte más alta, al igual que ocurre con los materiales del Complejo de Sierra Nevada. La única excepción sería el Manto de Lújar.

Filonos de cuarzo

Aparecen en todas las formaciones metapelíticas. Es muy frecuente que aparezcan dispuestos paralela o subparalelamente con respecto a S_2 , o bien cortándola con un cierto ángulo, generalmente no muy grande. También es frecuente que sean subparalelos a S_1 , en cuyo caso pueden formar pliegues isoclinales de fase 2. O bien, y en cualquiera de los casos anteriores, pueden estar budinados.

Se componen mayoritariamente de cuarzo. Con frecuencia asocian algo de albita y, en mucha menos cantidad, óxido de hierro, clorita, mica blanca, calcita y epidota. Los que encajan en la formación de micasquistos con granate y estaurilita pueden presentar algo de biotita. En un filón del «klippe» del Manto de Los Guájares, al sur de Lanjarón, han aparecido cristales de distena.

1.3 NEOGENO Y CUATERNARIO

1.3.1 Terciario

Aparece en tres sectores. Los afloramientos situados junto al borde occidental del mapa representan el extremo sudoriental de la cuenca de

Granada. Lo denominamos Neógeno de Tablate. El Neógeno de Orgiva ocupa una extensión apreciable en los alrededores de esta localidad. Y, por último, hemos denominado Neógeno de Cádíar al existente junto al borde occidental de la Hoja. El nombre está tomado de la población de Cádíar, situada fuera de la Hoja, inmediatamente al Este. Forma parte de la cuenca de Ugíjar. En todos los casos se trata de cuencas molásicas postorogénicas.

El primer autor que se ocupa con un cierto grado de detalle de los terrenos miocenos del sur de Sierra Nevada es WESTERWELD (1929). Este autor data los niveles basales de la cuenca de Ugíjar como Paleógeno, debido a la presencia de Nummulites (*op. cit.*, pág. 58).

Posteriormente, FALLOT, SOLE y COLOM (1950), en una breve nota, dan un esquema de la serie de la cuenca de Ugíjar. DURAND DELGA y FONTBOTE (1960), opinan que los Nummulites descritos por WESTERVELD (1929) deben ser, en realidad, Amphistegina, sin poder precisar a qué nivel del terciario pertenecen.

Recientemente, GONZALEZ DONOSO (1967) realiza un detallado estudio sobre el mioceno de la cuenca de Granada. La región estudiada por él se extiende por el SE. hasta las proximidades de Lanjarón, sin llegar a alcanzar las cuencas de Orgiva y Ugíjar.

1.3.1.1 Neógeno de Tablate

$\begin{matrix} \text{Ba-Bb}^1 \\ \text{T}_{12-12} \end{matrix}$ *Limos arcillosos de colores generalmente amarillentos con intercalaciones grisáceas y rojizas. Algún nivel margoso*

Es el término más bajo que aparece discordante sobre los materiales alpujárrides, con carácter netamente postorogénico. Está constituido por limos arcillosos de colores variados: blanquecinos, grisáceos, rojizos, dominando los tonos amarillentos. Entre los limos aparecen intercalados algunos niveles margosos.

De entre la microfauna encontrada, clasificada por LUIS F. GRANADOS, las especies más representativas son las siguientes:

Orbulina Universa
Orbulina Suturalis
Praeorbulina Glomerosa Circularis
Globorotalia Mayeri
Globorotalia Disphaericus

Esta asociación indica una edad Langhiense, probablemente Inferior.

$T_{11-12}^{b^2-bc^1}$ *Conglomerados homométricos de cantos bien redondeados.
Intercalaciones areniscosas y arcillosas*

Son los denominados conglomerados de Tablate.

Se trata de conglomerados poligénicos con cantos redondeados y poco heterométricos, de un diámetro medio de alrededor de 3 cm. En algunos casos se intercalan niveles areniscosos y algunos lentejones arcillosos. No han proporcionado fauna que precise su datación y su edad se puede estimar en función de su posición estratigráfica. Podrían contener términos serravalienses e incluso, eventualmente, del Tortoniense Inferior.

Pueden haberse depositado en una zona costera, ya que algunas láminas delgadas talladas en el cemento de los niveles conglomeráticos contienen algunos restos de Briozoarios y Algas coralináceas (GONZALEZ DONOSO, 1967).

1.3.1.2 Neógeno de Orgiva

$T_{11-11}^{Bc^2-Bc^3}$ *Margas y limos amarillos con alguna intercalación caliza*

En un solo punto, muy próximo a la desembocadura del río Sucio de Orgiva, en el Guadalfeo, y en la margen izquierda de aquél, existe un pequeño afloramiento constituido por limos amarillos. Está situado bajo los conglomerados heterométricos.

Estos limos no han dado ninguna fauna.

Por su posición y semejanza litológica, se han asimilado a las margas y limos amarillos de la cuenca de Ugíjar.

T_2^B *Conglomerados heterométricos con intercalaciones arenosas*

Son conglomerados de grandes cantos (10-30 cm. y excepcionalmente mayores) muy heterométricos, mal clasificados, sueltos o mal cementados. Existen también cantos tamaño grava. Los cantos están rodeados (quizá no sea correcto decir cementados) por un material mayoritariamente arenoso que puede ser limoso en algunos puntos. Con frecuencia aparecen intercalaciones no conglomeráticas de material limoso.

Dan colores grisáceos sucios en corte fresco y rojizos en el paisaje. No han proporcionado fauna. Se estima que pueden atribuirse al Plioceno.

1.3.1.3 Neógeno de Cadiar

Los datos micropaleontológicos que se reseñan en este apartado están tomados de ALDAYA (1969 c). Las dataciones fueron realizadas por J. M. GONZALEZ DONOSO.

$T_{11}^{Bc^2}$ cg *Conglomerados homométricos de cemento calizo con cantos pequeños y bien redondeados*

Los niveles más bajos encontrados en esta cuenca o en afloramientos aislados relacionables con ella están constituidos por conglomerados. Los cantos son pequeños (1-2 cm.), generalmente muy bien redondeados y constituidos por cuarzo en su gran mayoría. El cemento es calizo.

Más al Este, fuera del área de esta Hoja, se observa cómo estos conglomerados constituyen la base de la serie; pero no aparecen en tal posición más que en unos cuantos puntos. En esta Hoja sólo afloran en unos cuantos puntos aislados. En lámina delgada, estos conglomerados han suministrado la siguiente fauna:

- Algas.
- Sypsinidae
- Amphistegina (1).
- Briozoos.
- Victoriellidae?
- Balanus.

$T_{11-11}^{Bc^2-Bc^3}$ *Margas y limos amarillos con alguna intercalación caliza*

Generalmente faltan, según apuntamos más arriba, los términos basales, así es que las margas y limos amarillos, también discontinuos, constituyen en muchos puntos el primer depósito sobre los materiales alpujárrides.

Estos niveles no tienen una composición homogénea, pues dentro de ella aparecen bancos finos de areniscas, de conglomerados, éstos muy escasamente representados, calizas y margocalizas, estas últimas más abundantes.

Dichas intercalaciones aparecen bien representadas en la vecina Hoja de Ugíjar. La descripción de estos niveles se refiere, en gran parte, a otros puntos de la cuenca situados más al Este, fuera de la Hoja de Lanjarón, pues los dos afloramientos que en ella aparecen son muy reducidos.

En la base de los limos y margas amarillos inmediatamente al oeste

(1) Nótese la presencia de Amphistegina, precisamente en estos niveles, los más bajos de la cuenca. El hecho viene a confirmar lo que DURAND DELGA y FONTBOTE (1960) afirman sobre los Nummulites de WESTERVELD (1929).

del pueblo de Cádíar, fuera, pero muy cerca del límite de esta Hoja, existen intercalaciones de areniscas con algunos equínidos muy mal conservados e imposibles de extraer. También se encuentran ejemplares de *Ostrea* de gran tamaño en estos niveles, como afirman FALLOT et al. (1950). En las margas de estos niveles han aparecido los organismos siguientes:

Lenticulina calcar (Linneo)
Lenticulina vortex (Fichtell y Moll)
Veglinulina legumen (Linneo)
Cylindroclavulina bradyi (Cushman)
Heterolepa praecineta (Karrer)
Heterolepa bellincionii (Giannini y Tevani)
Nepeponides schbeibersii (d'Orbigny)
Spiroplectammia carinata (d'Orbigny)
Marginulina costata (Batches)
Lenticulina cultrata (Montfort)
Textularia subangulata (D'Orbigny)
Florilus communis (D'Orbigny)
Martinottiella communis (D'Orbigny)
Nodosaria bacillum de France
Cribrorobulina serpens (Seguenza)
Globorotaloides obesa (Bolli)
Pullenia bulloides (D'Orbigny)
Orbulina universa (D'Orbigny)

En lámina delgada (niveles areniscosos o más carbonatados) han aparecido:

Briozoos
Amphistegina
Algas coralináceas
Balanus
Globigerina
Lamelibranquios
Foraminíferos
Rotaliformes
Elphidium
Dentalium.

En opinión de J. M. GONZALEZ DONOSO, estos niveles pertenecen al Tortonense. Es también la opinión de G. COLOM (in FALLOT et al., 1950).

^B T₂ *Conglomerados heterométricos con intercalaciones arenosas*

Sus características son similares a las de los conglomerados heterométricos de la cuenca de Orgiva. Se han señalado en cartografía con el mismo signo.

Nos remitimos a la descripción dada en el apartado 1.3.1.2. Estos materiales no han suministrado fósiles.

En los niveles basales aparecen rodados algunos de los organismos característicos de las margas y limos amarillos, entre ellos radiolarios, Globigerina y algunas Lenticulina. Dichos organismos rodados desaparecen rápidamente hacia arriba y dejan de encontrarse a unos pocos metros por encima del contacto. Se les atribuye también una edad pliocena.

1.4.1 CUATERNARIO

Qtr *Travertino*

Aparece en Lanjarón y al nordeste de Vélez de Benaudalla. El afloramiento de Lanjarón ocupa toda la ladera situada entre los ríos Salado y Lanjarón por debajo de dicha población. Es una importante masa de travertino originada probablemente a partir de aguas surgentes del macizo montañoso de Sierra Nevada.

El de Vélez de Benaudalla debe estar relacionado con las aguas procedentes de la masa calizo-dolomítica de la Sierra de Lújar.

Qcg *Costras calizas, aluviones cementados, conglomerados de ladera cementados*

Se han englobado bajo este signo todos los depósitos cuaternarios cementados, no travertínicos.

La formación sobre la que se asienta el poblado minero de Los Tablones (SE. de Orgiva) es un antiguo cono de deyección cementado.

Qga, Qgr *Aluviones actuales y recientes*

Se ha considerado conveniente distinguir ambos tipos. Se consideran aluviones recientes los que constituyen los lechos mayores de los cursos principales.

2 TECTONICA

2.1 COMPLEJO DE SIERRA NEVADA

Las fases tectónicas que han afectado al Complejo de Sierra Nevada con anterioridad a la tectónica de corrimiento han sido ya discutidas en el apartado dedicado a metamorfismo.

Mencionaremos muy brevemente algunos aspectos relativos a la tectónica de corrimiento, al tiempo que remitimos al lector a la vecina Hoja de Güejar-Sierra, 20-42 (DIAZ DE FEDERICO y PUGA, en prensa), donde este tema ha sido tratado más ampliamente.

En el área representada en esta Hoja, y dentro del Complejo de Sierra Nevada, sólo destaca el contacto entre los Mantos del Mulhacén y del Veleta, pues el contacto entre las dos unidades que componen el Manto del Mulhacén no es evidente, salvo en algún punto concreto en que los hechos expuestos en el apartado 1.1.1.4 se pueden observar sobre el terreno. Por esta razón, la discusión sobre la tectónica de corrimiento en este área puede llevarse muy lejos.

En general, se observa un cierto paralelismo entre la superficie que marca el contacto entre los Mantos del Mulhacén y del Veleta y la que separa los complejos de Sierra Nevada y Alpujárride.

En el Manto del Mulhacén, la segunda esquistosidad alpídica tiende, con bastantes excepciones locales, a ser subparalela a dichos contactos. Igual ocurre en la parte más alta del Manto del Veleta. Pero en el seno de la gran masa de micasquitos que constituyen este último manto, y concretamente en las laderas meridionales de Sierra Nevada, esta esquistosidad no dibuja la estructura de la gran bóveda antiformal de Sierra Nevada (Corte II-II'). Por ahora no hemos encontrado explicación a este hecho.

Por otra parte, en el seno de las unidades de Sierra Nevada, y al igual que en los Mantos Alpujárrides, se detectan fenómenos de estiramiento, despegue y superficies internas de cizalla subparalelas a los contactos principales. Una de estas últimas, especialmente patente, ha sido cartografiada en la margen izquierda del río Trévez (al sur de Busquistar).

2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

Ya hemos comentado que del estudio de esta región no se obtiene ningún argumento en favor de la existencia de deformación pre-alpídica por lo que al dominio alpujárride se refiere.

Hacia el Trías Medio se detecta una cierta actividad tectónica en algunos sectores del Manto de Lújar. Se trata de fenómenos relativamente locales

y cuyo origen es desconocido. No se puede hablar, por ahora, de ningún tipo de actividad orogénica.

2.2.1 PRIMERA FASE ALPIDICA

El ciclo alpídico se inicia con la fase tectónica que da lugar a la primera esquistosidad, S_1 , de flujo. Es una esquistosidad penetrativa que afecta a las rocas de todos los mantos alpujárrides, si bien en las formaciones carbonatadas del Trías Medio y Superior está muy poco o nada marcada. Su relación con el metamorfismo ha sido ya expuesta. En otros puntos, fuera del área de esta Hoja, se asocia a pliegues isoclinales muy apretados (en parte, el aplastamiento de estos pliegues es debido a la segunda fase).

Esta fase no da lugar a pliegues mayores, por lo que no se refleja en la cartografía.

2.2.2 SEGUNDA FASE

Tras un período intercinemático, cuya duración es imposible de estimar, tiene lugar la segunda fase. Da lugar a la segunda esquistosidad, S_2 , también de flujo, y está acompañada en general de neoformación de minerales, según vimos anteriormente. Está asociada a pliegues isoclinales muy apretados.

Es la esquistosidad que se observa sobre el terreno en la inmensa mayoría de los afloramientos. Es muy penetrativa, y normalmente oblitera a la S_1 , que no suele ser visible más que con ayuda del microscopio. Pero dentro de que este comportamiento es general, su espaciado no es constante.

Cuando se observa al microscopio una metapelita, la esquistosidad más visible suele ser la S_2 , que está marcada por micas crecidas en esta fase y por óxidos de hierro. Puede ser tan penetrativa que haga desaparecer completamente a la S_1 . Puede ser algo espaciada, en cuyo caso ha afectado fundamentalmente a los flancos de los micropliegues de fase 2, que quedan empobrecidos en cuarzo, quedando entre estas bandas, ricas en mica, otras bandas ricas en cuarzo, que corresponden a las zonas de charnela de estos micropliegues, en cuyo interior es muy visible la S_1 . Puede ocurrir también, localmente, que no aparezcan micas de fase 2, en cuyo caso la única esquistosidad visible es la S_1 , pero reorientada y llevada a la posición de S_2 , formando pliegues isoclinales extraordinariamente alargados. Finalmente, y de un modo ya excepcional, en niveles ricos en cuarzo, la S_2 puede ser más espaciada, deformando muy poco a la S_1 , a aparecer con una simple crenulación sin neoformación de minerales, marcada tan sólo por algunos óxidos de hierro (1).

(1) El metamorfismo, como hemos dicho, es un proceso continuo en el tiempo. Pero si se considera un dominio suficientemente amplio, la cantidad

Estas son las formas en que aparece la S_2 . Y es notable que incluso en una misma lámina delgada se puedan encontrar varias de ellas.

Tampoco esta fase da lugar a pliegues mayores que pueden reflejarse en la cartografía.

2.2.3 OTRAS DEFORMACIONES POSTERIORES A S_2

Es muy frecuente encontrar, bien en el campo, bien bajo el microscopio, que la S_2 aparece deformada, crenulada, presentando pliegues, generalmente poco apretados y de simetría monoclinica, que con cierta frecuencia asocian una esquistosidad de crenulación, incluso de fractura. Son pliegues en general concéntricos, en un sentido muy amplio, o angulares o bien de tipo similar. Frecuentemente presentan una lineación de crenulación bastante marcada.

Los pliegues post- S_2 se agrupan según cuatro direcciones de ejes:

N. 0° - 10° E.; N 40° - 50° E.;

N. 70° - 90° E.; N. 140° - 150° E.

Hasta ahora no se ha conseguido encontrar ningún afloramiento en el que se superpongan dos o más de estos lotes de pliegues. Por ello no es posible su ordenación cronológica relativa. Tampoco se sabe si se pueden agrupar o no en lotes conjugados. Hay que advertir que aún no se ha abordado a fondo el estudio microtectónico en esta región.

De todas formas los pliegues de dirección N. 70° - 90° E. se comportan de un modo singular por cuanto que en todos los casos muestran vergencia hacia el Norte (1), mientras que los demás pliegues presentan vergencias indistintamente hacia los dos lados. Además, fuera del área de esta Hoja se ha podido comprobar que están cortados por superficies de cizalla relacionables con la tectónica de corrimiento. La relación de los restantes pliegues con la tectónica de corrimiento es, por ahora, desconocida.

de minerales de neoformación que aparecen va disminuyendo conforme avanza el proceso. Y, salvo los minerales asociados a la fase 1, que constituyen, por así decir, la trama de todas las rocas, los minerales posteriores no se distribuyen de un modo homogéneo en el espacio.

(1) Nos referimos a vergencia aparente. Hay que tener en cuenta que en las formaciones metapelíticas no existen criterios de polaridad y que, además, estos pliegues se superponen a dos fases isoclinales. Al decir, vergencia hacia el Norte quiere decir que ambos flancos y el plano axial buzan hacia el Sur y que el flanco norte es el flanco corto, que buza más que el flanco sur, que es el flanco largo.

Estos pliegues, en la región situada al oeste del meridiano de Motril y al norte de Sierra Nevada, están asociados a la última parte del proceso metamórfico y desarrollan una esquistosidad de plano axial que en muchos casos es de flujo. También en estas regiones son claramente anteriores a la tectónica de corrimiento que ha dado la superposición de mantos actualmente visible.

Los hemos asociado a la tercera fase.

La presencia sistemática, en cada manto, de pliegues vergentes al Norte que aparecen en toda la serie (preferentemente en las formaciones metapelíticas) suponen un dispositivo de vergencia general hacia el Norte. Ello no significa que estén genéticamente relacionados con las estructuras de corrimiento actualmente visibles, pues ya hemos dicho que son anteriores. Pero resulta tentador imaginar algún tipo de relación dinámica entre ambos procesos, como si estos pliegues representasen un estadio precoz, inmediatamente anterior a la tectónica de corrimiento. Resulta curioso, finalmente, que los ejes de estos pliegues sean perpendiculares a la dirección media de las estrías de fricción de las superficies de corrimiento actualmente observables, si bien, insistimos una vez más, las estrías son posteriores.

2.2.4 TECTONICA DE CORRIMIENTO

2.2.4.1 Relaciones entre los distintos mantos

Los argumentos más importantes en orden a determinar la geometría y estructura interna de los mantos no se obtienen en el área de esta Hoja. La curvatura y el trazado de las superficies de corrimiento, los cambios importantes de espesor, las superficies de cizalla en el interior de los mantos, el cambio de buzamiento de la S_2 , etc., son hechos que se manifiestan muy claramente en la región próxima a la costa (Hojas de Albuñol y Adra), pero no aquí. Por ello no vamos a extendernos en consideraciones sobre estos aspectos, sino que nos limitaremos a los hechos que se ponen de manifiesto en este área.

Como hecho general, y nos referimos ahora a los Mantos de Cástaras, Alcázar, Murtas y Adra (este último no aflora en esta Hoja), las formaciones de posición equivalente son extraordinariamente semejantes entre sí. Las diferencias que puedan observarse no son significativas. A la vista de una muestra o de un afloramiento de un tipo de roca determinado, es imposible decidir a qué manto pertenece. Tampoco se aprecian diferencias en lámina delgada (el Manto de Lújar es diferente por lo que se refiere al grado de metamorfismo, mucho menor, y a su comportamiento tectónico).

Ello permite concluir que la individualización de los diferentes mantos, a partir de un primitivo conjunto de características muy homogéneas, no se vio controlada, ni siquiera influida por las características litológicas primitivas. Ni siquiera se puede afirmar que, como comportamiento general, el techo de las formaciones carbonatadas haya actuado como nivel de despegue, sin perjuicio de que localmente haya ocurrido así. En efecto, si se exceptúa el Manto de Lújar, las calizas y dolomías son relativamente escasas en el área comprendida entre los meridianos de Motril y de Adra (1).

Los mantos que afloran en esta Hoja muestran importantes variaciones de espesor (si bien son mucho menos importantes que las que se observan más al Sur).

Ello se debe, por una parte, a los cambios de posición de las superficies de corrimiento, que pueden cortar a la serie de cada manto a niveles variables. Por otra parte, puede deberse a fenómenos de estiramiento que han reducido considerablemente el espesor. Tampoco en el área de esta Hoja se han encontrado argumentos que permitan discutir este hecho (véase, para ello, la Hoja de Adra).

Dentro de este tema es interesante considerar cómo el Manto de Alcázar cambia extraordinariamente de espesor. Muy reducido al oeste de la Sierra de Lújar, aumenta notablemente al este de dicha Sierra, para desaparecer en amplios sectores en la región de la ventana tectónica de Albuñol, contactando entonces directamente los Mantos de Lújar y Murtas. Este hecho plantea el problema de cómo pudo trasladarse un manto (Alcázar) de espesor tan reducido y constituido por materiales poco competentes, y además, por qué llega a faltar en amplios sectores sin que en tal caso existan fragmentos, brechas o retazos laminados del Manto de Alcázar en el contacto de los Mantos de Murtas y Lújar.

Observaciones realizadas fuera del área de esta Hoja permiten plantear como muy verosímil la hipótesis de que el orden de traslación de los mantos haya sido el siguiente:

Adra sobre Murtas, después ambos sobre Alcázar y finalmente todos ellos sobre Lújar. El papel que haya jugado el Manto de Cástaras no está claro por ahora. En todo caso sería necesario estudiar más a fondo la región del borde occidental de Sierra Nevada. De cualquier modo son consideraciones que no se pueden abordar sólo con los hechos observables en esta Hoja.

Este tipo de comportamiento permitiría explicar la desaparición y el adelgazamiento del Manto de Alcázar en numerosos sectores sin más que

(1) Es notable, sin embargo, que al oeste del Meridiano de Motril y al norte de Sierra Nevada, las formaciones carbonatadas del Trías Medio y Superior son muy extensas y potentes.

considerar que la superficie de corrimiento situada en la base del paquete de mantos, en cuya base se situaría el de Alcázar, habría variado de nivel y en determinados sectores se habría situado por encima del techo del Manto de Alcázar. En tal caso este manto no estaría localmente laminado. Los «trozos» que faltan, por así decir, en realidad estarían situados más al Sur y «enterrados» bajo la superficie de corrimiento que constituye la base de este paquete.

De esta forma se podría también resolver el problema de la traslación de dicho manto, pues no se habría trasladado él sólo, sino «pegado» a la base de un paquete más potente y competente.

2.2.4.2 Estructura interna de los mantos

En el área representada en esta Hoja la estructura interna de los mantos es más simple que en la región más próxima a la costa.

Las formaciones calizo-dolomíticas del Trías Medio y Superior no muestran una gran deformación interna y presentan en general una estructura tabular.

El Manto de Lújar constituye una notable excepción pues, además de presentar pliegues anteriores a la tectónica de corrimiento muestra un marcado buzamiento general hacia el Sur, de modo que los términos más antiguos van apareciendo sistemáticamente hacia el Norte. Este comportamiento se puede generalizar para una región muy amplia.

Bajo las formaciones calizo-dolomíticas se suele situar un importante contacto de despegue. Ya se trató este tema en el apartado 1.2.4.

Por debajo, las formaciones metapelíticas tienden a disponer su esquistosidad más visible (en general, según dijimos, S_2) subparalelamente a dicho contacto. Esta disposición de la S_2 no es rígida, es una tendencia general que, si bien se cumple en muchos casos, admite numerosas excepciones.

Esta debe ser la razón de que las superficies internas de cizalla, que tienden a ser subparalelas a los contactos principales, no sean aquí tan visibles como en la región situada más al Sur.

2.2.4.3 Dirección, sentido y edad de las traslaciones

También en estos aspectos es poco expresiva el área que nos ocupa. Tan sólo se pueden encontrar algunas estrías de fricción en alguna superficie de corrimiento. Con criterios obtenidos en otras áreas (véase Hojas de Albuñol y Adra, por ejemplo) se puede admitir, ciñéndonos a las opiniones de los investigadores que trabajamos en el tercio central de las Cordilleras Béticas, que el sentido del corrimiento es hacia el Norte, para todos los Mantos Alpujárrides.

Con respecto a los que afloran al sur de Sierra Nevada, pueden haberse trasladado en una dirección aproximada N. 10°-20° O. Hay que advertir que algunos investigadores estiman que la vergencia es hacia el Sur. Entre ellos algunos miembros del equipo de Amsterdam, que han trabajado en el tercio oriental de la cordillera.

La edad de las traslaciones, en esta región, no se puede precisar. Los terrenos más modernos afectados por la tectónica de corrimiento pertenecen al Triás Superior. Ni aquí, ni en ningún punto del dominio alpujárride en toda la cordillera, se han encontrado materiales post-triásicos.

Los terrenos más antiguos que fosilizan la estructura en mantos son, en esta región, de edad Langhiense, probablemente inferior (ap. 1.3.1.1). No disponemos en esta región de otros hechos que nos permitan reducir este intervalo de tiempo. A este respecto puede el lector consultar la Hoja de Peza (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO VILA, en prensa) y el trabajo de NAVARRO-VILA (1976). Ambos autores discuten el problema de la edad de las traslaciones y llegan a la conclusión de que han existido varias etapas de traslación.

Si se acepta una vergencia hacia el Norte, la reconstrucción paleogeográfica daría una sucesión de dominios que, de Norte a Sur, serían: Complejo de Sierra Nevada, Manto de Lújar, La Herradura y los Guájares, por referirnos sólo a los que afloran en el área de esta Hoja.

Los datos paleogeográficos no permiten proceder al revés, es decir, deducir la vergencia a partir de las características de estas series.

2.3 TECTONICA POST-MANTOS

Se puede iniciar este apartado admitiendo la posibilidad de que alguna de las deformaciones post-S₂ que hemos mencionado (excluyendo desde luego los pliegues de fase 3, de dirección N. 70°-90° E.) sean posteriores a la tectónica de corrimiento, si bien no se ha visto en ningún punto de este área que una superficie de cizalla o de corrimiento esté afectada por deformaciones de este tipo.

Se han representado en cartografía algunas fallas inversas de gran ángulo, de vergencia Norte. Son posteriores, con seguridad, a la tectónica de corrimiento.

Después de entrar en prensa esta Hoja, se ha puesto de manifiesto una estructura en escamas, también de gran ángulo, y con buzamiento hacia el Sur, en el área de la Hoja de Berja (ALDAYA, BAENA y EWERT, en prensa) en las laderas meridionales de Sierra Nevada, dentro del dominio alpujárride. Hay que advertir que esta estructura, si bien no ha sido reflejada en la Hoja de Lanjarón, puede prolongarse en ella, al menos desde el borde oriental de la Hoja hasta el sector del pueblo de Cástaras.

Puede que la pequeña falla inversa situada un kilómetro al sur del pueblo de Tímar represente una de estas superficies.

Ninguna de estas fallas puede ser datada. Tan sólo se puede asegurar que no afectan a los terrenos neógenos. Existe también un plegamiento muy suave, de gran radio, de dirección aproximada Norte-Sur, que es difícil poner de manifiesto si no se considera una región más amplia. A él se debe, en parte, la forma de domo de la Sierra de Lújar. La edad de este plegamiento es imposible de determinar. No parece que esté relacionado con los microplegues de dirección N. 0°-10° E., que bien pudieran ser bastante antiguos.

En el sector de Cádiar (borde oriental de la Hoja) y al norte de Ugijar (Hoja de Berja), los materiales tortonienses llegan a descansar sobre términos bastante bajos del edificio alpujárride, y cerca del pueblo de Válór (Hoja de Berja), muy cerca del Complejo de Sierra Nevada. Además, los conglomerados que constituyen la base de los materiales tortonienses contienen cantos procedentes del Complejo de Sierra Nevada.

Es decir, al comienzo del Tortoniense esta región estaba ya considerablemente erosionada.

No aparece en la región ningún plegamiento que pueda explicar satisfactoriamente esta erosión, ni tampoco se puede, por esta sola razón, situar el plegamiento Norte-Sur en tiempos pretortonienses. Pero de todas formas, esta importante erosión pre-tortoniense es un hecho que conviene resaltar.

El último de los plegamientos importantes que han afectado a la región es de dirección aproximada N. 80°-90° E. Da lugar a plegues muy importantes, de gran radio: alineación de Sierra Nevada, alineación Sierra de Lújar-Sierra de Contraviesa, etc. Este plegamiento deforma a los materiales miocenos a los que antes aludíamos, y se prolonga hasta el plioceno y quizá hasta el cuaternario.

Los grandes rasgos del actual relieve se deben, fundamentalmente, a este plegamiento.

Finalmente, la última actividad tectónica está representada por las fallas normales. Es bien conocido que en numerosos puntos afectan a terrenos cuaternarios.

3 HISTORIA GEOLOGICA

A continuación enumeramos, muy sucintamente, los acontecimientos geológicos más importantes que han afectado a los materiales que hoy ocupan el área de la presente Hoja.

Durante tiempos presumiblemente paleozoicos tiene lugar, en el dominio del complejo de Sierra Nevada y de los Mantos Alpujárrides, el depó-

sito de materiales arcillosos o arcilloso-limosos con intercalaciones areniscosas.

En el dominio alpujárride, esta serie se hace más arenosa hacia su parte superior.

En algún momento no determinado se desarrolla una actividad orogénica acompañada de metamorfismo que afecta sólo a las rocas que hoy constituyen el Complejo de Sierra Nevada.

Depósito de una serie alternante arcilloso-limosa y arenosa durante el Permotrias con episodios de evaporitas y de depósito de material carbonatado, bien en forma de niveles finos, bien en forma de lentejones. En ambos dominios se manifiestan los efectos de una actividad volcánica básica: las actuales anfibolitas del Complejo de Sierra Nevada y los niveles probablemente metavulcanosedimentarios del Manto de La Herradura.

En continuidad se deposita una serie carbonatada durante el Trías Medio y Superior. En esta época las condiciones parece que fueron, en general, las de un alto fondo, donde podían quedar amplias zonas con una sedimentación precaria, mientras que en otras, algo más subsidentes, el depósito podría alcanzar potencias considerables. La superficie topográfica de esta cuenca debía ser bastante irregular, con emersiones locales, con existencia de pequeñas cuencas cerradas donde se depositaron yesos o bien donde un ambiente aislado, reductor, favoreció el depósito de plomo. Formación de fluorita sedimentaria.

Estas condiciones, un tanto irregulares, pudieron ser, a su vez, complicadas por una notable inestabilidad tectónica, con movimientos que localmente pudieron ser importantes, dando lugar localmente a «formas plegadas» de dirección N. 40° E. Con esta inestabilidad deben relacionarse las erupciones de rocas volcánicas básicas, que a su vez debieron ser la causa del aporte de plomo y flúor a la cuenca, erupciones que afectaron también al Complejo de Sierra Nevada (Anfibolitas).

Es tentador pensar que estas condiciones de alto fondo se acentuaron después del Trías Superior, para explicar la ausencia de sedimentación post-triásica, pero esto no pasa de ser una mera conjetura.

Hacia el Trías Medio (205±20 m.a., DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1976) en el dominio del Manto del Mulhacén, puede situarse una intrusión de material granítico con desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto (corneanas).

Durante el Trías Superior (215±15 m.a., DIAZ DE FEDERICO y PUGA, *op. cit.*) hay que situar erupciones volcánicas ácidas (gneis) en el dominio del Complejo de Sierra Nevada.

Esta actividad ácida no aparece en el dominio Alpujárride.

Después del Trías Superior, y sin que se pueda estimar el tiempo transcurrido, se inicia el ciclo alpídico con las fases tectónicas que dan lugar a las esquistosidades S₁, S₂ y S₃. Tampoco tenemos argumentos para

establecer si estas fases ocurren en el mismo tiempo respectivamente, en ambos dominios.

Tampoco podemos situar en el tiempo, ni siquiera dar una situación relativa con respecto a la tectónica de mantos, las restantes deformaciones post-S₂ (apartado 2.2.3).

Al tiempo que tienen lugar estas primeras fases tectónicas se desarrollan los procesos metamórficos.

Después tiene lugar la tectónica de corrimiento sin que podamos precisar si tuvo lugar en varias etapas bien separadas en el tiempo.

Con posterioridad se desarrollan fallas inversas de gran ángulo, que tampoco podemos relacionar con los plegamientos recientes.

Posteriormente la región es afectada por un plegamiento muy suave de dirección aproximada Norte-Sur.

El último plegamiento es también de gran radio, pero de efectos morfológicos muy acusados. Da lugar a los grandes pliegues de dirección N. 80°-90° E. Este plegamiento puede afectar incluso a los materiales plio-cuaternarios. En cualquier caso actúa con posterioridad al Tortoniense.

Finalmente, la tectónica de fallas normales afecta incluso a materiales cuaternarios.

4 MINERIA Y CANTERAS

4.1 MINERIA

En el ámbito de esta Hoja existen tres tipos principales de yacimientos.

En la región de Cástaras-Yátor existen criaderos de mercurio. En ellos se ha explotado hierro y, fundamentalmente, mercurio. A continuación extraemos algunos datos tomados de ARANA (1973). Las rocas encajantes pertenecen a la formación calizodolomítica del Manto de Cástaras con abundantes intercalaciones de filitas, a veces de gran potencia. En todo este manto se ha beneficiado mercurio en diferentes sectores entre Pitres y Yátor (Busquístar, Notáez, Cástaras, Nieves, Lobras, Juviles, etc.).

La mineralización es epigenética, en forma de relleno en fisuras y diaclasas. El cinabrio impregna los carbonatos alcanzando a veces una buena ley (hasta el 2 por 100).

La mena está constituida por cinabrio y hematites diseminados en las calizas y dolomías encajantes. Localmente se encuentran zonas más enriquecidas con potencias de 50-60 cm. La ganga es calcita, con algo de barita. En particular, las concentraciones más potentes se localizan en las fisuras. La tectónica de distensión, representada por fallas normales y otras satélites, es el principal factor metalogenético.

Ambas son mineralizaciones dispersas, aunque en conjunto tengan relativa continuidad en varios kilómetros. Su interés económico no puede descartarse. Se han explotado hasta fecha reciente. Actualmente están abandonadas.

El cinabrio suele concentrarse en un nivel arcilloso de color rojizo intercalado en las calizas, en el que abunda mucho la clorita.

La ley media en cinabrio es variable según los sectores. GUARDIOLA y SIERRA (1925-1928) dan un valor de 0,80 a 1,60 por 100 en el término de Cástaras y hasta 2,5 por 100 en la zona de Tímar y Juviles. Las mineralizaciones de hierro situadas en el contacto entre las dos formaciones del Manto de Cástaras están bastante extendidas en esta región.

En esta situación se han explotado dos minas principales, además de alguna otra explotación reducida.

Las minas de la Virgen de Fátima están situadas al Nordeste de Orgiva, en el sector del empalme de la carretera de Soportújar.

Volvemos a extraer algunos datos del trabajo de ARANA (*op. cit.*). Estas mineralizaciones arman en las proximidades al contacto entre el complejo nevadofilábride y el alpujárride. En esta zona el Manto de Cástaras reposa sobre la Mischungszone (Manto del Mulhacén), y a lo largo de ese contacto se encuentra una interesante alineación de mineralizaciones de hierro cuyos primeros asomos aparecen en el término de Cáñar, y prosiguen por los de Pitres, Pórtugos, Busquistar, Juviles, Bérchules, Mecina Bombarón y Válor (1).

La mineralización es de tipo estratiforme, frecuentemente en lentejones intercalados entre la serie calizodolomítica con espesor muy variable, desde 50 cm. a 2-3 m. en una corrida a veces de un centenar de metros. Se localiza a partir del contacto entre las filitas y cuarcitas inferiores en la formación carbonatada, pero con más frecuencia se presenta alrededor de las intercalaciones de filitas que tiene aquélla.

Las rocas encajantes (calizas y calizas dolomíticas) están profundamente alteradas y teñidas de colores vivos, rojos y amarillos por los óxidos de hierro. Presentan una gran porosidad y a veces contienen algo de barita en pequeños nódulos. El contenido en barita aumenta en estas rocas hacia la masa mineralizada hasta convertirse en la ganga.

La mena beneficiable está formada por hematites especular, parcialmente alterada o goethita.

Hay también pequeñas cantidades de magnetita y pirolusita diseminadas con los anteriores.

(1) Obsérvese que ARANA tampoco comparte la opinión de TONA (1973) sobre la unidad en la que arman estas mineralizaciones.

Se ha aplicado el método decrepitométrico a una muestra de hematites para determinar la temperatura de formación; el resultado obtenido es de 240° C.

El criadero de las Minas del Conjuero (actualmente abandonadas) debe ser del mismo tipo que el anterior, si bien de extensión mucho mayor. El mineral de hierro constituye un conjunto estratiforme en la parte basal de la formación calizo-dolomítica del Manto de Cástaras, contactando con las filitas y cuarcitas infrayacentes.

Este criadero no ha sido incluido en el estudio de ARANA. Ignoramos qué relación pueda existir entre la masa de hierro situada en el Manto de Cástaras y las pequeñas manifestaciones existentes en los niveles de mármoles del Manto del Mulhacén, que existen en el sector.

En todo el Manto de Lújar existen mineralizaciones de plomo y galena de origen sedimentario. Las principales se sitúan en la Sierra de Lújar, en la ventana tectónica de Albuñol, en la parte septentrional de la ventana tectónica de Turón y en la Sierra de Gádor.

Aparecen, según indicamos (apartado 1.2.6), en dos niveles fundamentalmente: en la parte superior de la formación Dolomías con franciscana, y en la parte inferior de la formación, Mármol negro.

A este respecto son de gran interés los trabajos de TONA (1973), OVEJERO et al. (1975) y EWERT (1976). Remitimos al lector a ellos. Fuera del ámbito de la Hoja es también de interés el trabajo de JACQUIN (1970).

4.2 CANTERAS

No existen canteras dignas de mención en el área de la presente Hoja. Se pueden mencionar algunas canteras en materiales arcillosos para fabricación de ladrillos (Carretera de Tablate a Lanjarón, por ejemplo).

5 HIDROGEOLOGIA

En la región comprendida en esta Hoja no existe ningún acuífero importante en explotación.

Las ramblas pueden ofrecer alguna posibilidad, así como las calizas del Manto de Cástaras, que se encuentran sobre una formación impermeable.

El interés que pueden ofrecer las grandes masas calizas del Manto de Lújar puede ser considerable, pero afectaría más bien al área de la Hoja de Albuñol (ALDAYA, en prensa) en cuya memoria quedó expuesto este problema.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1967).—«Nuevas observaciones en las calizas triásicas de la ventana tectónica de Albuñol (Zona Bética, Prov. Granada)». *Not. y Com. IGME*, núm. 101-102, pp. 101-106.
- (1968).—«Sobre la posición de la Sierra de Lújar (Prov. de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, III, pp. 87-92.
- (1969a).—«Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, Prov. Granada)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII, 212-217.
- (1969b).—«Los mantos alpujárrides al S. de Sierra Nevada (Zona Bética, Prov. Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, año IV, núm. 5, pp. 126-130.
- (1969c).—«Los mantos alpujárrides al S. de Sierra Nevada». *Tesis Univ. de Granada*, 527 p., mem. inéd.
- (1970a).—«Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del S. de Sierra Nevada (Zona Bética, Prov. Granada)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, p. 35.
- (1970b).—«Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona Bética, Prov. Granada (Nota preliminar)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI-VI, pp. 593-600.
- (1970c).—«La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (Zona Bética, Prov. Granada)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, pp. 159-181.
- (en prensa).—«Hoja de Albuñol (20-44). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000». *IGME*.
- ARANA, R. (1973).—«Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (cordilleras Béticas, Esp.)». *Tesis Doc. Univ. Granada*, núm. 27, 633.
- AVIDAD, J.; GALLEGOS, J. A.; GARCIA-DUEÑAS, V., y GONZALEZ-DONOSO, J. M. (en prensa).—«Hoja de Dúrcal (19-43). Mapa Geol. de España. Escala 1:50.000». *IGME*.
- AVIDAD, J., y GARCIA-DUEÑAS, V. (en prensa).—«Hoja 19-44, Motril, Mapa Geol. de España, Escala 1:50.000». *IGME*.
- BANTING, A. H. (1933).—«Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor (Cord. Bét.)». *Proc. Konn. Ned. Akad. v. Wetensch.*, vol. XXXVI, pp. 96-108.
- BARROIS, Ch., y OFFERT, A. (1889).—«Memoire sur la constitution geologique du sud de l'Andalusie, de la Sierra Tejeda à la Sierra Nevada». *Mem. Ac. Sc. Ins. Nat. France*, vol. XXX, núm. 2, p. 79.
- BEMMELEN, R. W. van (1927).—«Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in de prov. Granada». *Proefschrift delft.*, 176 pp.
- BLUMENTHAL, M. M. (1935).—«Reliefüberschiebungen in den westliche Betischen Cordilleren». *Geol. Med. Occ.*, vol. IV, núm. 8, pp. 3-28.
- BOOGARD, M. van den, & SIMON, O. J. (1973).—«Pseudofurnishing (Conodonts) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE. Spain». *Scrip. Geol.*, 16, pp. 1-23.

- BOULIN, J. (1970).—«Les zones internes des Cordilleres Bétiques de Málaga à Motril (Espagne Meridionale)». *These Doctoral. Trav. Geol. Fasc. Sc. Univ. Paris*, 237 p., t. 10.
- BOULIN, J.; DIMPAULT-DARCY, P., et LEROY, H. (1966).—«Observations géologiques en Sierra de Lújar (Cordilleres Bétiques internes. Espagne)». *Bull. Soc. Geol. France* (7), t. VIII, pp. 585-591.
- BROUWER, H. A. (1926).—«Zur tektonik der betischen Kordilleren». *Geol. Rundschau*, Bd. XVII, pp. 332-336.
- (1926).—«The structure of the Sierra Nevada». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, vol. XXIX, pp. 678-682.
- COMAS, M. C. (1964).—«Estudio geológico del borde occidental de Sierra Nevada (Sector de Niguelas)». *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada* (inédito).
- (1970).—«Observaciones geológicas en los alrededores de Niguelas (Granada, Zona Bética)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 1, pp. 39-43.
- DIAZ DE FEDERICO, A., y PUGA, E. (1974).—«Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética». *Tecniterrae*, 1, pp. 17-24.
- (1976).—«Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada, entre los meridianos de Lanjarón y Pitres». *Tecniterrae*, 9, pp. 1-10.
- EGLER, C. G. & SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne)». *Verh. der Kom. Ned. Akad. van Wetenschappen*, vol. XXV, núm. 3, 90 p.
- FALLOT, P. (1930).—«Etat de nos connaissances sur la structure des chaines bétiques et subbétiques». *Livre jubilaire Soc. Geol. France*, pp. 279-305.
- (1948).—«Les Cordilleres Bétiques». *Estudios Geológicos*, núm. 8, pp. 83-172.
- FALLOT, P.; SOLE, L., y COLOM, G. (1950).—«Sur le bassin Neogene du Sud de la Sierra Nevada». *C. R. des Sc. Ac. Sc. Inst. de Frc.*, vol. 230, pp. 1625-1627.
- GALLEGOS, J. A. (1971).—«Los Alpujárrides al NO. de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 2, pp. 3-14.
- (1972).—«Etapas de plegamiento en los Alpujárrides al NO. de Sierra Nevada». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXIII, pp. 595-610.
- (1974).—«Sobre la posición tectónica del Manto de Cástaras (Sierra Nevada, Cordillera Bética)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXV, pp. 149-152.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967).—«La zona Subbética al Norte de Granada». *Tesis Mem. inédita. Univ. de Granada*, pp. 534.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y COMAS, M. C. (1971).—«Estructuras de colapso en la vertiente occidental de Sierra Nevada (Sector de Niguelas, Granada)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII, pp. 507-511.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (en prensa).—«Hoja de La Peza (20-41). Mapa Geol. de España, Escala 1:50.000». *IGME*.

- GONZALEZ-DONOSO, J. M. (1967).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». *Tesis doctoral. Univ. Granada* (inédito).
- (1968).—«Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada». *Acta Geol. Hisp.*, t. 3, núm. 3.
- (1970).—«Estudio geológico de la Depresión de Granada». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 1, pp. 5-8.
- GONZALEZ Y TARIN, J. (1881).—«Descripción geológica de la prov. de Granada». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. VIII, 131 págs.
- GUARDIOLA, R., y SIERRA, A. (1925-1928).—«Criadero de hierro de España», t. V. «Hierros de Almería y Granada», núm. 1 (1925). «Generalidades», pp. 1-344, núm. 2 (1926). «Descripción geológica y estudio de los yacimientos», pp. 7-429, núm. 3 (1928). «Descripción geológica y estudio de los yacimientos» (continuación).
- JACQUIN, J. P. (1970).—«Contribution à l'étude géologique et minère de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)». *Tesis Nantes*, 501 p.
- KORNPROBST, J. (1976).—«Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans le sédiments paléozoïques». *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVIII, núm. 3, pp. 607-617.
- KOZUR, H., & SIMON, O. J. (1972).—«Contribution to the Triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain)». *Rev. Esp. Microplat.*, núm. extraordinario XXX aniversario E. N. Ad., pp. 143-158.
- NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al norte de Sierra Nevada». *Tesis*, Bilbao, 288 p., mem. inéd.
- OVEJERO, G.; TONA, F.; MARIN, J. M.; GUTIERREZ, A.; JACQUIN, J. P.; SERVAJEAN, G., y ZUBIAUR, J. F. (1975).—«Las mineralizaciones de Plomo-Fluorita de Sierra de Lújar (Prov. Granada, España)». *Jor. min. metal. Bilbao*, t. IX, pp. 83-119.
- PUGA, E. (1970).—«Sobre la existencia de ortogneises porfiroldes en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)». *Bol. Geol. Min. España*, 81-82-83, 174-184.
- (1971).—«Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental (Cordilleras Béticas)». *Tesis Doctoral Univ. Granada*.
- PUGA, E., y FONTBOTE, J. M. (1966).—«Sur l'origine des gneisses de la Sierra Nevada (Granada, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 262, pp. 2681-2684.
- (1966b).—«Albite filonienne et albitisation dans les formations métamorphiques de la Sierra Nevada (Cordilleres Bétiques)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, vol. 263, pp. 13-15.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M. (1974).—«Definición y características de los Mantos del Veleta y del Mulhacén (Cordilleras Béticas, España).
- PUGA, E.; FONTBOTE, J. M., y MARTIN-VIVALDI, J. L. (1974).—«Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of Sierra Nevada

- (Betic Cordilleras, Southern Spain)». *Schweiz. Min. u Petr. Mitt.* (en prensa).
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M. (1975).—«Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética». *Est. Geol.* (Tomo homenaje al Prof. J. L. Martín-Vivaldi).
- ROMAN, M. L. (1964).—«Estudio geológico de las laderas occidentales de Sierra Nevada, en el sector de Talará y parte adyacente del Valle de Lecrín». *Tesis de Licenciatura*. Granada. Mem. inédita, 92 pp.
- STAUB, R. (1934).—«Der Deckenbau Sudspaniens in den betischen Cordilleren». *Vierteljahresschrift. d. Nat. Gesell. Zurich*, vol. 1, pp. 271-332.
- TONA, F. (1973).—«Positions des horizons dolomitiques mineralis en fluorine et galene au sein des sediments triasiques de la Sierra de Lújar (Grenade)». *Evolution et Grochimie*, Tesis 3ème cycle Univ. París, VI, 166 pp.
- WESTERVELD, J. (1929).—«De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens». *Tesis Delft*, 120 pp.